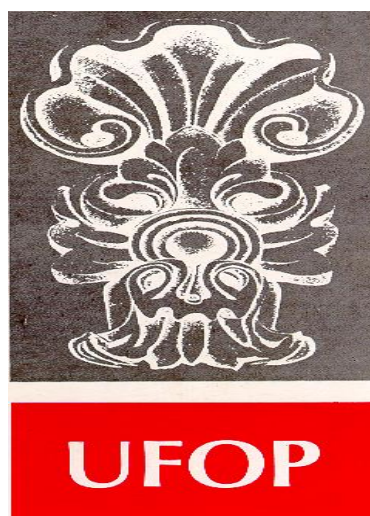


**GEOLOGIA E PETROGÊNESE DE CORPOS MÁFICO-
ULTRAMÁFICOS DA FAIXA BRASÍLIA SUL, BORDA SUL
DO CRÁTON SÃO FRANCISCO - MG**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

Prof. Dr. Marcone Jamilson Freitas Souza

Vice-Reitora

Prof. Dr.^a Célia Maria Fernandes Nunes

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Prof. Dr. Valdei Lopes de Araújo

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Prof. Dr. Wilson Trigueiro de Souza

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

TESE DE DOUTORAMENTO

**GEOLOGIA E PETROGÊNESE DE CORPOS MÁFICO-
ULTRAMÁFICOS DA FAIXA BRASÍLIA SUL, BORDA SUL DO
CRÁTON SÃO FRANCISCO - MG**

Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Orientador

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita

Co-orientador

Dr. Luis Carlos da Silva

Tese 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 Doutor em Ciência Naturais, Área de Concentração: Petrogênese e Recursos Minerais.

OURO PRETO

2013

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.

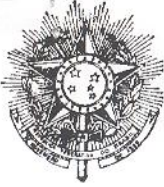
Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

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

P654g	<p>Pinheiro, Marco Aurélio Piacentini. Geologia e petrogênese de corpos máfico-ultramáficos da faixa Brasília Sul, borda sul do Cráton São Francisco - MG [manuscrito] / Marco Aurélio Piacentini Pinheiro - 2013. xxix, 253f.; il. color.; graf.; tab. (Contribuições às Ciências da Terra. Série D, v. 29, n. 53)</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita. Coorientador: Prof. Dr. Luis Carlos da Silva.</p> <p>Teses (Doutorado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.</p> <p>Área de concentração: Petrogênese/ Depósitos Minerais/ Gemologia</p> <p>1. Rochas ígneas - Máficas - Teses. 2. Rochas ígneas - Ultramáficas - Teses. 3. Petrogênese - Teses. 4. Andrelândia (MG) - Teses. I. Suita, Marcos Tadeu de Freitas. II. Silva, Luis Carlos da. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 552.3 (815.1)</p>
-------	--

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



ATA DA REUNIÃO DA BANCA EXAMINADORA DA TESE DE DOUTORADO

INTITULADA:

“Geologia e petrogênese de corpos máfico-ultramáficos da faixa Brasília sul, borda sul do Cráton São Francisco - MG”

APRESENTADA POR : MARCO AURÉLIO PIACENTINI PINHEIRO

Às 14 horas e 15 minutos do dia 06 de junho de 2013, no auditório 1 do DEGEO/EM/UFOP, deu-se início à defesa pública da Tese acima referida pelo candidato ao grau de doutor Marco Aurélio Piacentini Pinheiro. A apresentação durou 42 minutos, passando-se, a seguir, à arguição pelos membros da banca examinadora abaixo relacionados, durante a qual o candidato demonstrou domínio do tema e um nível de conhecimento compatível com a titulação pretendida. A seguir, em reunião secreta, a banca examinadora decidiu aprovar o candidato por unanimidade de acordo com o Art. 45, parágrafo único, do Regulamento do PPGECRN, o candidato deverá apresentar ao orientador, num prazo de 30 (trinta) dias os volumes finais da Tese com os ajustes sugeridos pelos membros da banca examinadora para o recebimento do título e do grau de doutor. A banca, por unanimidade, sugeriu que o doutorado seja “Aprovado com louvor”. Sem mais, é que se apresenta.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Saita [assinatura]
 Presidente
 Prof. Dr. Newton Souza Gomes [assinatura]
 Prof. Dr. Adelar José Strieder [assinatura]
 Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw [assinatura]
 Prof^a. Dr^a. Gláucia Nascimento Queiroga [assinatura]

Ouro Preto, 06 de junho de 2013

Para as minhas eternas referências:

*Pinheiro, José Pio C., Pinheiro Míriam, das Graças P.,
Pinheiro, André Eduardo P. & Pinheiro, Sarah Cristina P.*

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, José Pio Corrêa Pinheiro e Míriam das Graças Piacentini Pinheiro, meus irmãos, André Eduardo Piacentin Pinheiro e Sarah Cristina Piacentini Pinheiro e avós, Osório Mamede Piacentini e Antônia Coradini Piacentini pelo apoio incondicional. À Ana Tereza pelo carinho e paciência ao longo da execução desse trabalho, sei que não foi fácil!

Ao grande amigo e orientador Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita, pelas dispendiosas horas de dedicação e atenção, e ao Dr. Luis Carlos da Silva pela coorientação, suporte e amizade.

À Companhia de Recursos Minerais (CPRM/SGB) pela oportunidade de realização desse trabalho, em especial: Marco Antônio Fonseca, Fernando Oliveira, Antonino Juarez Borges, Lúcio Anderson Martins. À equipe do Projeto Rio Pardo de Minas pela compreensão e amizade: Orivaldo Ferreira Baltazar, Julio César Lombello e Sabrina Queiroz.

Meus francos agradecimentos às pessoas sem as quais esse trabalho não teria sido possível: Claiton Piva Pinto e Márcio Antônio Silva. Ao Frederico Ozanam Raposo pelas prazerosas e inestimáveis discussões petrográficas.

À Cristiane Castro, Leonardo Gonçalves, Marcus Gutemberg Pira, Sandro Andrade Ferreira e demais amigos da Geologia pelos momentos de descontração e amizade. Ao Manoel Ferreira Filho, Ronaldo Risoli e Antônio Eduardo Ladeira pelo incentivo na fase inicial deste trabalho.

Ao Luís Garcia, Márcio e Prof. Dr. Aba Persiando, do Laboratório de Microanálises da UFMG, pelo apoio nas análises de química mineral. Ao Kei Sato, do Laboratório de Geocronologia da USP, pela paciência e suporte durante as análises geocronológicas.

Ao Mário Veisac e Cirilo do Laboratório de preparação de amostras para geocronologia (Lopag-DEGEO-UFOP). À Madalena e estagiários da Biblioteca da CPRM (SUREG-BH) pela constante prontidão e dedicação com o acervo bibliográfico.

Ao Guilherme de Oliveira Gonçalves (Marchalenta), Wagner Empereur (Kiosky) e demais Bastilhanos, pela fraternidade e amizade. E a todos que de uma maneira ou de outra contribuíram para a realização desse trabalho, e que, não por desmerecimento, não estão citados aqui. Meus sinceros agradecimentos!

Sumário

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xxiii
RESUMO	xxv
ABSTRACT	xxvii
CAPÍTULO 1	1
INTRODUÇÃO	1
1.1-Apresentação.....	1
1.2-Objetivos.....	3
1.3-Localização da área.....	3
1.4-Metodologia Desenvolvida	5
1.4.1-Análises petrográficas.....	5
1.4.2-Análises litogeoquímicas.....	5
1.4.3-Química mineral e estimativas termobarométricas	6
1.4.4-Análises geocronológicas.....	6
CAPÍTULO 2	9
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL	9
2.1-Contexto Geotectônico	9
2.2- Contexto geológico	12
2.2.1- Extremidade sul da Faixa Brasília	12
2.2.2- Meta básicas em seqüências Neoproterozóicas na extremidade sul da faixa Brasília	12
2.2.3- Complexo Petúnia	15
2.2.3.1- Evolução do tema	15
2.2.3.2- Geologia Local	17
2.2.3.3- Descrição das ocorrências.....	22
2.2.4- Região de Andrelândia	25
2.2.4.1- Introdução	25
2.2.4.2- Contexto das amostras.....	26
2.2.4.2.1- <i>Nappe</i> Andrelândia (NA).....	26
2.2.4.2.2- <i>Nappe</i> Liberdade (NL).....	30
2.2.4.2.3- <i>Nappe</i> Lima Duarte (NLD)	34
2.2.4.2.4- <i>Nappe</i> Pouso Alto (NPA).....	35
CAPITULO 3	37
PETROGRAFIA	37
3.1- Introdução.....	37
3.2- Complexo Petúnia	38
3.2.1- Olivina ortopiroxenito pegmatóide e derivados metamórficos	38
3.2.2- Dunito	49
3.2.3- Meta-hornblendito	51
3.2.4- Cromitito	52
3.2.5- Olivina metagabro coronítico	56

3.2.6- Metagabro cataclasado	60
3.2.7- Anfibolitos (metabasaltos).....	63
3.3- Região de Andrelândia	66
3.3.1- <i>Nappe</i> Andrelândia	66
3.3.1.1- Anfibolitos (metabasaltos)	66
3.3.2- <i>Nappe</i> Liberdade.....	70
3.3.2.1- Epidoto anfibolito (metagabro).....	70
3.3.2.2- Anfibolitos (metabasaltos)	72
3.3.2.3- Granada anfibolito retroeclogito	78
3.3.3- <i>Nappe</i> Lima Duarte.....	81
3.3.3.1- Anfibolito (metabasalto)	81
CAPÍTULO 4	83
LITOGEOQUÍMICA.....	83
4.1- Introdução	83
4.2- Apresentação dos dados.....	85
4.2.1- Metamáficas.....	85
4.2.2- Associação de Rochas Máfico-ultramáficas	106
4.2.2.1- Complexo Petúnia	106
4.2.2.2- Região de Andrelândia	117
CAPITULO 5	121
QUÍMICA MINERAL.....	121
5.1- Introdução	121
5.2- Complexo Petúnia	122
5.2.1- Rochas metaultramáficas	122
5.2.2.1- Ortopiroxênio e olivina	122
5.2.2.2- Cr-espinélios e cromita	124
5.2.2.3- Anfibólios	127
5.2.2.4- Sulfetos	128
5.2.2.4.1- Pentlandita	128
5.2.2.4.2- Pirrotita	129
5.2.2.4.3- Calcopirita	129
5.2.2- Rochas metamáficas.....	130
5.2.2.1- Plagioclásio	130
5.2.2.2- Anfibólios	133
5.2.2.3- Granada.....	137
5.2.2.4- Clinopiroxênio	138
5.2.2.5- Olivina	141
5.2.2.6- Ortopiroxênio	141
5.2.2.7- Titanita.....	141
5.2.2.8- Epidoto.....	142
5.3- Domínio Andrelândia	142
5.3.1- Metamáficas.....	142
5.3.1.1- Anfibólio	142
5.3.1.2- Plagioclásio	145
5.3.1.3- Granada.....	145
5.3.1.4- Biotita	146
5.3.1.5- Epidoto.....	146
5.3.1.6- Titanita.....	147
5.3.2- Metarrodningito.....	147
5.3.2.1- Clinopiroxênio	148
5.3.2.2- Granada.....	149
5.3.2.3- Clinoanfíbólio.....	149

5.3.2.4- Plagioclásio	150
5.3.2.5- Espinélio	150
5.3.2.6- Epidoto	151
5.3.2.7- Ilmenita	152
5.3.2.8- Magnetita	152
CAPÍTULO 6.....	153
GEOCRONOLOGIA	153
6.1- Apresentação.....	153
6.2- Resultados.....	153
6.2.1- Complexo Petúnia (CP).....	153
6.2.1.1- Imagens de Catodoluminescência (CL) e morfologia dos grãos	154
6.2.1.2- Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb.....	157
6.3.1- Região de Andrelândia	158
6.3.1.1- Imagens de Catodoluminescência.....	158
6.3.1.2- Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb.....	159
6.3.1.2.1- Amostra Ibit-01 (<i>Nappe</i> Lima Duarte)	159
6.3.1.2.2- Amostra 264 (<i>Nappe</i> Andrelândia)	162
6.3.1.2.3- Amostra And-006 (<i>Nappe</i> Andrelândia).....	165
6.3.1.2.4- Amostra 271 (<i>Nappe</i> Liberdade).....	168
6.3.1.2.5- Amostra Ibit-02 (Complexo Mantiqueira)	170
CAPITULO 7.....	173
PETROGÊNESE E EVOLUÇÃO QUÍMIO-TEXTURAL.....	173
7.1- Considerações iniciais	173
7.2- Complexo Petúnia (CP).....	173
7.2.1- Rochas metaultramáficas.....	173
7.2.2- Rochas metamáficas	182
7.2.2.1- Meta olivina gabro coronítico	182
7.2.2.2- Meta gabro cataclasado	188
7.2.2.3- Granada anfibolitos	190
7.2.3- Discussão.....	192
7.3- Região de andrelândia	194
7.3.1- Anfibolitos	194
7.3.2- Meta rodingito.....	202
CAPÍTULO 8.....	209
CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS	209
8.1- Introdução	209
8.2- Considerações sobre processos mineralizadores em rochas máfico-ultramáficas.....	210
8.2.1- Mineralizações em magmas máfico e ultramáficos	210
8.2.1.1- Fe-Ni-Cu-(EGP)	210
8.2.1.2- Cromitito.....	212
8.2.2- Mineralizações em ofiolitos.....	213
8.3- Considerações Metalogênicas preliminares.....	215
8.3.1- Complexo Petúnia (CP).....	215
8.3.1.1- Discussão.....	217
8.3.2- Região de Andrelândia	219
8.3.2.1-Discussão.....	221
CAPITULO 9.....	223
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	223

9.1- Complexo Petúnia	223
9.2- Região de Andrelândia	226
9.2.1- Anfibolitos	226
9.2.2- Metaultramafitos e metarrodningito associado	229
CAPITULO 10	231
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	231
CAPITULO 11	249
ANEXOS.....	249
ANEXO I.....	251
PINHEIRO M.A.P. & SUITA M.T.F. 2012:	251
ANEXO II.....	253
CD-ROM.....	253

Lista de Figuras

- Figura 1.1:** Localização da área de estudo. A) Distrito de Petúnia, Nova Resende, e, B) região de Andrelândia com as folhas do Projeto Sul de Minas e Lima Duarte indicadas 4
- Figura 2.1:** A) Blocos continentais envolvidos na associação do Gondwana Ocidental, e, localização das faixas orogênicas e núcleos cratônicos em panorama do Gondwana Ocidental. 10
- Figura 2.2:** A) Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional, com destaque para as regiões com associações abordadas por este trabalho. 11
- Figura 2.3:** Mapa geofísico do Complexo Petúnia, em canal: A) Sinal analítico, e, B) Ternário (K-Th-U). Com sobreposição do mapa geológico de Roig (1993). A seta indica a área de ocorrência do metagabro coronítico e cromititos. 18
- Figura 2.4:** Complexo Campos Gerais, com destaque para as faixas metaultramáfica-metassedimentar (extraído e modificado de Kaefer *et al.* 1975) 19
- Figura 2.5:** Mapa Geológico do Complexo Petúnia 21
- Figura 2.6:** A) Típico modo de ocorrência dos metaultramafitos 23
- Figura 2.7:** A) Exposição de metagabro cataclasado (Pet-004) e típicas exposições de rochas ortoanfibolíticas. 24
- Figura 2.8:** A) Região de ocorrência dos cromititos, gabro coronítico e anfibolito 25
- Figura 2.9:** Esquema estratigráfico e sedimentológico da megassequência Andrelândia com a correlação para as associações de litofácies (Paciullo *et al.* 2000) e as unidades adotadas por Trouw *et al.* (2006). 27
- Figura 2.10:** Distribuição regional da *nappe* Andrelândia. 29
- Figura 2.11:** A) Exposição de (granada) anfibolito 30
- Figura 2.12:** Distribuição regional da *nappe* Liberdade..... 31
- Figura 2.13:** Detalhe de exposição de corpo de granada anfibolito estirado e alongado, fortemente cisalhado, com detalhe da estrutura laminada e a foliação penetrativa de médio ângulo para oeste (And-007). Visada da fotografia para Norte..... 32
- Figura 2.14:** Expressão e modo de ocorrência do epidoto anfibólito metagabro (271). 33
- Figura 2.15:** Expressão e modo de ocorrência do retroeclogito metamáfico (273). 34
- Figura 2.16:** Distribuição da *nappe* Lima Duarte..... 35
- Figura 2.17:** Distribuição da *Nappe* Pouso Alto e *klippen* associadas..... 36
- Figura 3.1:** A) Olivina esqueletal, parcialmente talcificada, inclusa em ortopiroxênio B) Minerais opacos primários, precoces, “dissolvidos” e incorporados por ortopiroxênio pegmatóide, C) superfície definida pelo alinhamento de minerais opacos finos, possível reflexo de bandamento ígneo, incorporado por ortopiroxênio pegmatóide, e, D) mesmo campo anterior sob LP. O ortopiroxênio exibe estruturas de deformação intracristalina, extinção ondulante e sub-grãos. 38
- Figura 3.2:** A) Foto-mosaico de grão pegmatóide de ortopiroxênio, B) grãos de ortopiroxênio que exibem lamelas de exsolução (clinoenstatita?) paralelas as faces prismáticas, e C) grãos pegmatóides de ortopiroxênio com contatos interlobados..... 40

Figura 3.3: A) Grãos reliquias de olivina parcialmente talcificada, B) mesmo campo anterior sob LP, e C) fotomosaico de olivina grossa, parcialmente talcificada e intensamente fraturada..... 41

Figura 3.4: A) Agregados granoblásticos de clorita fina que sofreram recristalização por ajuste estático (2° geração), em domínio carbonatado (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) agregados granoblásticos de clorita que caracterizam cloritito em variedade intensamente transformada (4x, LN), e D) mesmo campo anterior sob LP..... 43

Figura 3.5: A) Agregados sub-radiais de antofilita fina a média, gerados às custas de talco, B) mesmo campo anterior sob LP, C) antofilita acicular média sobrecrecida em talco, e, D) mesmo campo anterior sob LP..... 44

Figura 3.6: Foto-mosaico que mostra tremolita e antofilita sobrecrecida sobre talco..... 45

Figura 3.7: A) Agregado de pirrotita, no núcleo, pentlandita nas porções mais externas e calcopirita fina marginal em associação com cromo-espinélio, B) contatos interdigitados a lobados entre pentlandita e pirrotita com cromo-espinélio e com calcopirita, tardia, C) antofilita formada às custas de talco com agregado de cromo-espinélio precoce e pentlandita, D) detalhe do campo anterior sob LR e aumento de 20x, E) agregado de sulfetos com pentlandita, pirrotita exsolvida e calcopirita tardia, F) pentlandita exsolvida a partir de pirrotita com calcopirita tardia associada, e, G) associação entre cromo-espinélio e pirrotita e, calcopirita tardia marginal (20x, LR)..... 46

Figura 3.8: A) Variedades metamórficas constituídas por: A) Cloritito granolepidoblástico, B) magnetita-clorita xisto, C) antofilita-clorita xisto envelopado por níveis de clorita xisto, D) interface entre níveis de antofilita-clorita xisto e antofilita xisto, E) interface entre antofilita xisto e ortopiroxenito, F) mesmo campo anterior sob LP, E) contato entre ortopiroxenito parcialmente transformado com horizonte de antofilita xisto, e, H) mesmo campo anterior sob LP..... 48

Figura 3.9: A) Arranjo granular de olivina ortocumulática em grãos com formas elípticas alinhadas e imbricadas, reflexo de um possível acamamento (ígneo) primário, B) mesmo campo anterior sob LP, C) clorita sobrecrecida em fratura serpentizada, D) mesmo campo anterior sob LP, E) antofilita sobrecrecida em talco, e F) fratura talcificada tardia (10x, LP)..... 49

Figura 3.10: A) Fotomicrografia que mostra ortopiroxênio pós-cúmulus, e, B) mesmo campo anterior sob LP..... 51

Figura 3.11: A) Agregado xenoblástico com grãos tabulares em contatos curvilíneos, B) cristais granulares em arranjo adcumulático, C) cristais inequigranulares arredondados envoltos por cristais intergranulares tardios xenoblásticos, e, D) grãos estirados e recristalizados. 52

Figura 3.12: A) Fotomicrografia de provável laminação ígnea de grãos de Cr-espinélio (cromita) ortocumuláticos envolvidos por clorita (kammeririta?), B) interface de banda composicional, C) grãos ortocumuláticos de cromita (euédrica a subédrica), D) mesmo campo anterior sob LR, E) grãos ortocumuláticos (corroídos), e, F) inclusões micrométricas (sulfetos? minerais do grupo da platina (MGP),40x, LR)..... 54

Figura 3.13: A) Clorita, em posição intercumulus, B) mesmo campo anterior sob LP, C) superfície de cisalhamento (Sm) ortogonal às laminações primárias (So), , D) mesmo campo anterior sob LR, E) grãos em textura *pull a part*, e, F) grão rompido de cromita que caracteriza trama brechóide 55

Figura 3.14: Metagabro coronítico com nível brechóide coesivo obliterado por: A) blastese de anfibólio às custas de clinopiroxênio, e, B) coronas de reação entre plagioclásio e olivina., 56

Figura 3.15: A) Textura intergranular com olivina precoce com corona de reação em contato com plagioclásio, B) mesmo campo anterior sob LP, C) trama subofítica com olivina coronítica e, e, D) mesmo campo anterior sob LP..... 58

Figura 3.16: Dupla corona desenvolvida em borda de reação incompleta entre olivina e plagioclásio, B) mesmo campo anterior sob LP, C) plagioclásio parcialmente incluso em clinopiroxênio com olivina coronítica precoce (10x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, e E)

magnetita corroída inclusa em clinopiroxênio, e, F) magnetita esquelética com sobrecrecimento de pirrotita..... 59

Figura 3.17: A) Clinopiroxênio preservado em núcleo de anfibólio, B) mesmo campo anterior sob LP, C) clinopiroxênio parcialmente transformado em clinofanfólio, D) mesmo campo anterior sob LP, E) plagioclásio, moderadamente saussuritizado, e, F) mesmo campo anterior sob LP..... 61

Figura 3.18: A) Superfície frágil, com preenchimento de pseudotaquilito devitrificado (?) com sobrecrecimento de epidoto que secciona trama milonítica pretérita, B) mesmo campo anterior sob LP, C) superfície de fratura preenchida por pseudotaquilito devitrificado (?), D) mesmo campo anterior sob LP, E) microfalhas rúpteis e fraturas de pseudotaquilito, e, F) mesmo campo anterior sob LP... 62

Figura 3.19: A) Foliação protomilonítica anastomosada e sigmoidal, envolvidos por agregados recristalizados feldspáticos, B) sombra de pressão de titanita e minerais opacos, C) granada idioblástica precoce envolvida por recristalizado quartzo-feldspático, D) mesmo campo anterior sob LP, E) agregados estirados de ilmenita e titanita, e, F) mesmo campo anterior sob LP..... 65

Figura 3.20: A) Agregado e nível lenticular constituído por titanita e ilmenita ao redor de hornblenda, e, B) mesmo campo anterior em aumento de 10x e LR..... 66

Figura 3.21: Trama milonítica, com domínio de maior *strain*, com dobras assimétricas fechadas, clivagem de crenulação plano axial e transposição..... 67

Figura 3.22: A) Epidoto e titanita em nível quartzo-feldspático estirado e dobrado, B) Agregado lenticular quartzo-feldspático com hornblenda nematoblástica mosqueada, C) granada idioblástica envolvida por foliação dobrada e padrão de inclusão helicítico inconspícuo, D) *Cluster* de titanita fina, E) biotita com quartzo interdigitado à custa de hornblenda, e, F) mesmo campo anterior sob LP..... 69

Figura 3.23: A) Hornblenda com textura nematoblástica, B) trama granonematoblástica com hornblenda com bordas interlobadas a vermiformes, C) plagioclásio com maclas deformadas e bordas interlobadas, e, D) epidoto que envolve hornblenda e titanita em um caráter poiquiloblástico. 71

Figura 3.24: A) Bandamento definido por faixas dominadas por epidoto e hornblenda (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) simplectita de quartzo e epidoto ao redor de anfibólio e plagioclásio (4x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, E) hornblenda com tonalidades díspares nos núcleos e bordas em contato com epidoto simplectítico (10x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP..... 73

Figura 3.25: A) Hornblenda com borda em tonalidades pálidas e com intercrecimento de quartzo vermiforme em contato com plagioclásio e simplectitas de exsolução, B) mesmo campo anterior sob LP, C) contato serrilhado entre hornblenda e plagioclásio, e, D) mesmo campo anterior sob LP..... 74

Figura 3.26: A) Epidoto vermiforme com intercrecimento de quartzo (simplectítico) às custas de hornblenda, e, B) detalhe de corona de epidoto em titanita. 75

Figura 3.27: A) Textura granonematoblástica equigranular fina, com arranjo poligonal de plagioclásio e hornblenda, B) mesmo campo anterior sob LP, C) granada idioblástica fina envolvida por hornblenda recristalizada e consumida por biotita, D) agregado granoblástico alongado lenticular de plagioclásio, E) biotita sobrecrecida em hornblenda e granada, e, F) biotita tardia que envolve hornblenda recristalizada sobre trama granonematoblástica fina 77

Figura 3.28: A) Porfiroclasto de granada com corona de agregados granoblásticos de plagioclásio fino com hornblenda intercrecida com plagioclásio vermiforme (simplectítico) com ilmenita e titanita, B) mesmo campo anterior sob LP, C) no centro, grão xenoblástico médio de granada com textura *moat* de plagioclásio com coroa de ilmenita e, D) epidoto com intercrecimento de quartzo vermiforme ao redor de granada (20x, LP)..... 79

Figura 3.29: A) Titanita intercrecida com ilmenita que exibe corona de epidoto, B) mesmo campo anterior sob LR, C) pirrotita com núcleos não preservados e bordas substituídas por pirita, com

calcopirita sobrecrescida em zonas marginais, e, D) calcopirita inclusa em pirrotita, parcialmente preservada, com borda de pirita 80

Figura 3.30: A) Granada idioblástica fina que constitui arranjo poligonalizado com hornblenda e plagioclásio, B) mesmo campo anterior sob LP, C) trama granonematoblástica fina com espécimes de granada porfiroclástica esquelética, e D) mesmo campo anterior sob LP, E e F) ilmenita c 82

Figura 4.1: Diagramas de Al_2O_3 versus: A) SiO_2 , B) MgO , C) $Na_2O + K_2O$, D) TiO_2 , e, E) FeO^t . 87

Figura 4.2: Diagramas binários de elementos traços incompatíveis versus Nb, para as variedades metamáficas deste trabalho. A) Zr, B) Th, C) Y, D) Yb, E) Sm, F) La, e, G) Co. 89

Figura 4.3: Diagramas binários de óxidos de elementos maiores e menores versus Nb, das variedades metamáficas deste trabalho. A) Ti_2O , B) MnO , C) P_2O_5 , e, D) K_2O 90

Figura 4.4: Diagramas discriminantes para tipos de rocha. A) $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester & Floyd 1977), B) TAS, álcalis totais (Na_2O+K_2O) versus SiO_2 (Le Bas *et al.*, 1986), C) TAS (Cox *et al.*, 1979), e, D) $Zr/Ti - Nb/Y$ (Pearce 1996). 92

Figura 4.5: Diagramas para determinação do protólitos de anfibólitos. A) $FeO_t - TiO_2$ (Pellogia & Figueiredo, 1992), e, B) $Cr - TiO_2$ (Leake 1964). Diagramas normativos de Irvine & Baragar (1971). A) Álcalis x SiO_2 , B) Ol-Ne-Q, C) AFM, D) $Al_2O_3 \times An$, E) IC x An, e, F) An-Ab-Or. 93

Figura 4.6: Diagramas discriminantes para determinação do caráter do magma. A) $Nb/Y - Zr/P_2O_5$ (Floyd & Winchester 1975), B) $P_2O_5 - Zr$ (Floyd & Winchester 1975), C) $Th/Yb - Ta/Yb$ (Pearce 1982), D) $FeOt/MgO-SiO_2$ (Miyashiro 1974), e E) $TiO_2 - Zr/P_2O_5$ (Floyd & Winchester 1975). 94

Figura 4.7: Diagramas de Pearce & Cann (1973), nos campos de basaltos de fundo oceânico até toleítos de arco e basaltos cálcio-alcálicos . A) Ti-Zr-Y, B) Ti-Zr, e, C) Ti-Zr-Sr. 95

Figura 4.8: Diagramas discriminante para basaltos aplicados as rochas metabásicas deste trabalho. A e B) $Zr/Y - Zr$ (Pearce & Norry, 1979), C) $Ti/Y - Nb/Y$ (Pearce, 1982), e, D) $Zr/Y - Ti/Y$ (Pearce & Gale, 1977). 97

Figura 4.9: Diagramas discriminantes para basaltos (Wood 1980, Meschede 1986). A) Th-Hf-Ta, B) Th-Nb-Zr, e C) Hf-Th-Nb. D) Nb-Zr-Y. 99

Figura 4.10: Diagramas discriminantes para basaltos usados para comparação com rochas metabásicas deste trabalho. A) V-Ti (Shervais 1982), B) $FeO - MgO - Al_2O_3$ (Pearce *et al.* 1977), C) $TiO_2 - MnO - P_2O_5$ (Mullen 1983), e, D) $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (Pearce *et al.* 1975). 101

Figura 4.11: Variedades de rochas metabásicas do Complexo Petúnia (CP) normalizados para valores de *N-MORB*. A) Segundo Pearce (1983), e B) segundo Sun & McDonough (1989). C) Valores de ETR normalizados segundo Nakamura (1974). Detalhe dos padrões exibidos por basaltos do tipo *E-MORB*, *N-MORB* e de ilhas oceânicas normalizados segundo basaltos do tipo *N-MORB*. 103

Figura 4.12: Variedades de metabásicas da área de Andrelândia normalizados para valores de *N-MORB*. A e C) Segundo Pearce (1983), B e D) segundo Sun & McDonough (1989), E e F) valores de ETR normalizados para o condrito (Nakamura, 1974). 105

Figura 4.13: Método de Cann (1970) aplicado as metamáficas e metaultramáficas do CP, com Zr como comparador. A) TiO_2 , B) $MgO + FeO^t$, C) Co, D) La, E) Ga, F) Sm, G) Ce, e, H) Y. 108

Figura 4.14: Diagramas do tipo MPR aplicados às variedades metamáficas e metaultramáficas do CP. A) $SiO_2/TiO_2 \times (MgO + FeO^t)/TiO_2$, B) $MgO/CaO \times (MgO + FeO^t)/CaO$, C) $FeO^t/TiO_2 \times MgO - MgO/TiO_2$, D) $MgO/MnO \times (MgO + FeO^t)/MnO$, E) $SiO_2/Al_2O_3 \times (MgO + FeO^t)/Al_2O_3$, e F) $CaO/Al_2O_3 - (MgO + FeO^t)/Al_2O_3$ 110

Figura 4.15: Diagramas binários para rochas do CP que utilizam o Mg# como índice de diferenciação versus: A) Al_2O_3 , B) CaO, C) Na_2O , D) FeO^t , E) TiO_2 , e, F) SiO_2 113

Figura 4.16: Diagramas que discriminam campos de rochas vulcânicas. A) Jensen (1976), B) Viljoen & Viljoen (1969), C) AFM com campos de Coleman (1977), D) Coleman (1977).	114
Figura 4.17: A) Comportamento de elementos traços das rochas metaultramáficas e cromititos, do Complexo Petúnia, normalizados para o MP, B) comportamento de elementos traços ds (metas) máficas e hornblendito, normalizados para o MP, C) valores anterior por campos segundo as diferentes variedades, D) ETR normalizados para valores do condrito, E) Abundância dos ETR normalizados para valores do condrito (Nakamura, 1974) das rochas metamáficas e o hornblendito, e, F) valores do campo anterior em agrupamentos por campos segundo as diferentes variedades.	116
Figura 4.18: Diagrama AFM das rochas de Andrelândia (Pinheiro, 2008).	118
Figura 4.19: Diagramas binários para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Andrelândia que utilizam o Mg# como índice de diferenciação confrontados com: A) SiO ₂ , B) Al ₂ O ₃ , C) MgO, D) CaO, E) Na ₂ O+ K ₂ O, F) TiO ₂ , G) P ₂ O ₅ , e, H) FeO ^t	119
Figura 4.20: Padrões de ETR dos vários litotipos da região de Andrelândia normalizados para valores do condrito (Bynton 1984): A) variedades metamáficas e metaultramáficas, B) retroeclogito e anfibolitos da NL e anfibolito da NLD, C) metagabro da NL, e, D) anfibolitos da NA.	120
Figura 5.1: A) Diagrama de classificação da olivina dos metaultramafitos do CP (Derr <i>et al.</i> 1966), B) detalhe da área de incidência do diagrama anterior, C) diagrama binário entre Mg#-MnO das olivinas dos metaultramafitos do CP, e, D) Diagrama (MgO+FeO+Fe ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃), com campos discriminantes entre ortopiroxênio ígneo e metamórfico (segundo Battacharyya 1971)	122
Figura 5.2: A) Diagrama de classificação do ortopiroxênio das variedades metaortopiroxeníticas do CP, (Derr <i>et al.</i> 1966), diagramas com valores de: B) Al ₂ O ₃ -En, MgO-En, e, CaO-En	123
Figura 5.3: A e B) Perfil químico executado em grão de ortopiroxênio. C) Análises de regiões de borda e núcleo em grão de ortopiroxênio (Pet-015), com valores de: D) CaO-En, e, E) Al ₂ O ₃ -En.	124
Figura 5.4: Diagramas binários de valores do Cr-espinélio de: A) Cr#- Mg#, B) Cr/(Cr+Fe ³⁺)-Mg#, C) Cr ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃ , D) Fe ₂ O ₃ -Cr ₂ O ₃ , E) MgO-Cr ₂ O ₃ , e, F) TiO ₂ -Cr ₂ O ₃	125
Figura 5.5: A) Diagramas com valores de núcleos e bordas de grãos de Cr-espinélio que constituem aleitamento primário (NR-013B), de A) Al ₂ O ₃ -Cr ₂ O ₃ , e, B) Fe ₂ O ₃ -MgO.	126
Figura 5.6: A) Diagrama de Cr#-Mg# com campos discriminantes de Irvine & Findlay (1972), B) TiO ₂ -Cr ₂ O, campos de Suita & Strieder (1992) e, C) Al-Cr-Fe ³⁺ , campos de Jan & Windley (1990).	126
Figura 5.7: A) Perfis químicos realizados ao longo de grãos ortocumuláticos. Perfil de: B) V ₂ O ₃ , C) MnO, D) Al ₂ O ₃ , E) MgO, F) Cr ₂ O ₃ , e, G) FeO.	127
Figura 5.8: Classificação dos anfibólios dos metaultramafitos do CP (Leake 1978): A) Na(B)-(Na+Ca)(B), e, B) Mg#-TSi.	128
Figura 5.9: Diagramas de Fe-Ni (A), Co-Ni (B) e S-Ni (C), para grãos de pentlandita.	128
Figura 5.10: Perfil químico em grão de pentlandita.	129
Figura 5.11: A) Diagrama de classificação dos feldspatos no sistema CaO-Na ₂ -K ₂ O (Ab-Na-Or) das metamáficas do CP. B) CaO -Na ₂ O, C) CaO-Al ₂ O ₃ , e, D) SiO ₂ -Al ₂ O ₃ , dos feldspatos	131
Figura 5.12: Perfil químico realizado em grãos de plagioclásio do metaolivina gabro.	131
Figura 5.13: A) Perfil em grão de plagioclásio (4x, LN), B) perfil longitudinal do grão anterior, C) perfil transversal do grão anterior, D) grão perfilado de plagioclásio (4x, LN), E) perfil do grão anterior, F) grão submetido a análises longitudinais (4x), G) perfil do grão anterior.	132

Figura 5.14: Relação entre textura e composição do plagioclásio nos diferentes metamafitos do CP. A) Olivina metagabro coronítico (Pet-006C), B) granada anfibolito nematoblástico (Pet-019), C) granada anfibolito proto/milonitizado (Pet-018A), e, D) metagabro (Pet-004)..... 133

Figura 5.15: Classificação de anfibólio cálcico, segundo Leake (1997), para: A) $Na+K(A)<0,50$, aplicável aos metagabros e granada anfibolito (Pet-019), B) $Na+K(A)>0,5$ aplicável para o granada anfibolito (Pet-018A). C) Classificação de anfibólio cálcico segundo Hawthorne *et al.* (2012). Diagramas binários entre o conteúdo de: D) $Al^{IV}-Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$, E) $Al^{VI}-Al^{IV}$, e, F) $Al^{VI}-TSi$. Campos de composições puras e linha contínua por Deer *et al.* (1992). Linhas tracejadas, indicativas da máxima alocação de Al^{VI} em anfibólios cálcicos, por Leake (1965)..... 134

Figura 5.16: A) Perfil químico em grão xenoblástico de anfibólio às custas de clinopiroxênio, por processo de uralitização, em variedade metagabroica (Pet-004)..... 135

Figura 5.17: Diagramas binários com valores de núcleo e borda de grãos nematoblásticos de anfibólio dos granada anfibolitos, em: A) $Na-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$, B) $Al^{IV}-Al^{VI}$, C) $Ca-Al^{total}$, D) $Fe^{2+}-TSi$, E) $Mg\#-Ti$, e, F) $Na-K$ 136

Figura 5.18: Diagrama ternário de piro-po-a mandina-grossulária..... 137

Figura 5.19: Perfil químico de: A) SiO_2 , B) MnO , C) Al_2O_3 , e, D) CaO , em variedade de: E) granada anfibolito milonitizado (Pet-018), e, F) granada anfibolito granoblástico. 138

Figura 5.20: A) Diagrama de classificação do clinopiroxênio (Poldervaart & Hess 1951). Diagramas binários de elementos maiores: B) TiO_2-MgO , C) $MgO-CaO$, D) SiO_2-CaO , E) SiO_2-Na_2O , e, F) $Al_2O_3-(K_2O+Na_2O)$ 139

Figura 5.21: A) Perfil químico em clinopiroxênio do metagabro coronítico (Pet-006), C e B) perfil químico em clinopiroxênio reliquiar parcialmente transformado em anfibólio, por processo de uralitização (Pet-004). Valores de: D) FeO , E) MgO , F) TiO_2 , G) CaO , H) MnO , e, I) Al_2O_3 140

Figura 5.22: Perfil químico realizado em grão de clinopiroxênio do metagabro coronítico 140

Figura 5.23: Diagrama classificatório da olivina do metaolivina gabro coronítico do CP. 141

Figura 5.24: A) Composição do anfibólio dos anfibolitos da região de Andrelândia. Diagramas binários com as composições de núcleos e bordas de anfibólio dos anfibolitos da região de Andrelândia: B) Al_2O_3-CaO , C) TiO_2-MgO , D) $Al_2O_3-TiO_2$, e, E) $Al_2O_3-álcalis (Na_2O+K_2O)$ 143

Figura 5.25: A) Diagrama de classificação de anfibólio cálcico segundo Hawthorne *et al.* (2012), B) $Al^{VI}-Al^{IV}$, C) $Al^{IV}-Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti(A)$, e, D) $Mg/(Mg+Fe^{2+})-Fe^{3+}/(Fe^{3+}-Al^{VI})$. Campos de composições puras e linha contínua por Deer *et al.* (1992). Linhas tracejadas, indicativas da máxima alocação de Al^{VI} em anfibólio cálcico (Leake, 1978). 144

Figura 5.26: A) Diagrama ternário Or-Ab-An com as análises de plagioclásio dos metamafitos da região de Andrelândia, e, B) diagrama binário Al_2O_3-CaO do plagioclásio das metamáficas da região de Andrelândia. 145

Figura 5.27: Diagrama de classificação da biotita da região de Andrelândia 146

Figura 5.28: Diagramas binários dos conteúdos de titanita de: A) $CaO-TiO_2$, B) $Al_2O_3-TiO_2$, C) $FeO-TiO_2$, e, D) $Ca-Al$ 147

Figura 5.29: A) Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênio simplectítico e granoblástico, e, B) diagrama binário $Al_2O_3-TiO_2$ dos grãos de clinopiroxênio simplectítico e granoblástico. Diagramas binários entre valores de núcleos (N) e bordas (b) de grãos granoblásticos de: C) $Al_2O_3-TiO_2$, D) $MgO-Al_2O_3$, e, Wo-En..... 148

Figura 5.30: A) Diagrama triangular com os valores de granada do metarrodigito e com os campos discriminantes de Mange & Morton (2007). B) Perfil químico que secciona diâmetro de grão de granada granoblástica. 149

Figura 5.31: A) Diagrama de classificação do clinofibrolito do metarrodíngito (Hawthorne, 1981), e, B) diagrama de $Al^{IV}-Al^{VI}$	150
Figura 5.32: A) Diagrama triangular com composição do plagioclásio do metarrodíngito.	150
Figura 5.33: Diagramas binários com valores de núcleos e bordas de grãos de espinélio em variedade textural granoblástica em interface com reações simplectíticas e grãos intimamente associados a ilmenita. A) $MgO-Al_2O_3$, B) $Fe_2O_3-Fe_2O_3$, C) $TiO_2-Al_2O_3$, e, D) $Al\ apfu - MgO/Fe^{2+}$..	151
Figura 5.34: Diagramas binários entre regiões de borda e núcleo de ilmenita do metarrodíngito, junto com valor de grãos de granada anfíbolito da NLD. A) $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$, B) $Ti-Mg, apfu$ em base de 3 oxigênios, e, C) Fe_2O_3-FeO	152
Figura 5.35: Valores de: A) $Al_2O_3-TiO_2$ e, B) $Fe^{3+}\#-MgO$, em grãos associados a ilmenita e grão que constitui coroa irregular ao redor de reações simplectíticas.....	152
Figura 6.1: Geologia do Complexo Petúnia (extraído e modificado de Roig, 1993) com a localização da amostra datada e a idade de cristalização entre parênteses.....	153
Figura 6.2 Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões analisados do metagabro do CP. Os círculos designam o local da análise (<i>spot</i> de 30 μm) Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).....	156
Figura 6.3: A) Diagrama expandido com da concórdia da amostra Pet-004.....	157
Figura 6.4: Localização das amostras datadas na região de Andrelândia, com as idades de cristalização determinadas entre parênteses.....	158
Figura 6.5: Imagens de catodoluminescência de zircão do granada anfíbolito da NLD.....	160
Figura 6.6: A) Diagrama de concórdia expandida das análises de zircões do granada anfíbolito da NLD, e, B) diagrama de concordia detalhado da mesma amostra.	160
Figura 6.7: Imagens de catodoluminescência de zircão do epidoto anfíbolito da NA (264).....	162
Figura 6.8: Diagrama de concórdia do epidoto anfíbolito da NA (264).	163
Figura 6.9: Imagens de catodoluminescência de zircão do anfíbolito da NA (And-006).	166
Figura 6.10: A) Diagrama de concórdia do anfíbolito da NA (AND-006).	166
Figura 6.11: Diagrama de concórdia das análises de zircão da amostra de epidoto anfíbolito (metagabro, 271) da NL.	168
Figura 6.12: Imagens de catodoluminescência (CL) de zircões analisados do anfíbolito em meio aos gnaisses do Complexo Mantiqueira (Ibit-001).....	170
Figura 6.13: Diagrama de concórdia das análises executadas em grãos de zircão do anfíbolito do Complexo Mantiqueira.	170
Figura 7.1: Campo de estabilidade dos polimorfos de enstatita com a trajetória sugerida para os grãos de ortopiroxênio do metaortopiroxenito do Complexo Petúnia (Deer <i>et al.</i> , 1966).	174
Figura 7.2: Relações de fase entre clorita- enstatita-forsterita- cordierita- espinélio- H_2O (sistema $MgO-SiO_2-H_2O$).	176
Figura 7.3: A) Diagrama de $T-\alpha SiO_2$ a 0,2 GPa em sistema MSH, com o caminho de talcificação da forsterita, e, B) Equilíbrio de talco-enstatita-forsterita em diagrama segundo Frost (1975).	178
Figura 7.4: Campos de estabilidade, P(Kbar) <i>versus</i> Temperatura ($^{\circ}C$), de antofilita (área destacada) no sistema MSH, com a possível trajetória da variedade metaortopiroxenítica do Complexo Petúnia (Campos de Greenwood 1963, 1971, Chernosky et al.1985, Bucher & Frey 2002).	179

Figura 7.5: Diagrama de estabilidade para rocha ultramáficas portadoras de carbonato. Modelado para sistema MS-HC: A) para 1 Kbar, e B) para seção isotérmica em 675°C. Extraído e modificado de Bucher & Grapes (2011). A linha tracejada indica o provável caminho das variedades de metaolivina ortopiroxenito do Cp.	180
Figura 7.6: Evolução textural proposta para o metaolivina ortopiroxenito do CP.	181
Figura 7.7: Trajetória P-T estimada para as variedades de metaolivina ortopiroxenito pegmatóide do Complexo Petunia, em diagrama no sistema MS-H (Bucher & Grapes, 2011).	181
Figura 7.8: Teste de validação segundo parâmetros de Putirka (2008) para a determinação da temperatura de solidificação de magma básico utilizando análises de clinopiroxênio e do “líquido” ideal.	183
Figura 7.9: Diagrama com a evolução petrogenética do meta olivina gabro (Pet-006).	187
Figura 7.10: Diagrama com a evolução petrogenética proposta para o metaolivina gabro.	189
Figura 7.11: Variações barométricas determinadas para os granada anfibólitos do Complexo Petúnia utilizando-se diversas calibrações	191
Figura 7.12: Evolução textural proposta para os granada anfibólitos do Complexo Petúnia.	192
Tabela 7.3: Valores barométricos (Kbar) obtidos segundo diferentes calibrações de Al em anfibólio, para a variedade epidoto anfibólito da NL (271-B).	Erro! Indicador não definido.
Figura 7.13: Relação de Na + K <i>versus</i> Al ^{IV} dos anfibólios dos anfibólitos da região de Andrelândia.	196
Figura 7.14: Evolução quimio-textural proposta para o granada anfibólito (And-006) e o epidoto anfibólito (And-007).	201
Figura 7.15: Grade petrogenética com os domínios das faces eclogito, granulito e anfibólito (Spear, 1993). As curvas de estabilidade de granada e piroxênio em metabasitos definem os campos de granulito de alta, média e baixa pressão.	203
Figura 7.16: Condições de estabilidade de granada, espinélio e plagioclásio em composições ultramáficas (modificado de Winter, 2001).	204
Figura 7.17: Valores termométricos determinados a partir de calibrações: 1) Ellis & Green (1974), 2) Powell (1985), e, 3) Krogh (1985).	206
Figura 8.1 A) Variações na composição do líquido em consequência do incremento nas taxas de fusão e extração de fases silicatadas, B) variação na concentração de elementos menores	212
Figura 8.2: Esquema simplificado que ilustra a geração de líquidos ricos e pobres em EGP	214
Figura 8.3: Diagramas binários de Ni nos litotipos do CP, <i>versus</i> : A) Co, e, B) Cu. Diagramas colunares que representam concentrações de: C) Co e Ni, D) Cr e V, E) Pt e Pd, e, F) Cu e Zn.	216
Figura 8.4: Diagramas com as concentrações (ppb) de: A) Pt e Pd, B) Co, V, Cu e Ni para os metaultramafitos do CP, normalizados ao “MP” de Pt, Pd, Cr, Ni, Co, V, Cu e Zn dos: C) cromititos, D) metaolivina ortopiroxenito, e, E) metamáficas, granada anfibólito e metagabro coronítico.	217
Figura 8.5: Diagramas para os metaultramafitos da região de Andrelândia: A) Ni-Cr, B) Co-Ni, C) Cr-V. Diagramas de Au, Pt, Pd e Rh: D) metapiroxenito, E) serpentinito, e, F) metarrodíngito.	220
Figura 8.6: Resultados de Au, Pt, Pd e Rh (em ppb), e Co, Cu, V, Zn (ppm) e Ni e Cr (em %), normalizados para o manto primitivo, nos metaultramafitos da região de Andrelândia. A) Metarrodíngitos e metawebsterito, B) Metapiroxenitos, e, C) serpentinitos.	221

Lista de Tabelas

Tabela 3.1: Relação de lâminas descritas por variedade litológica.	37
Tabela 6.1: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do metagabro do CP....	155
Tabela 6.2: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do granada anfibolito da NLD (Ibit-01).....	161
Tabela 5.3: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do (granada) epidoto anfibolito da NA (264).....	164
Tabela 6.4: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do (granada) epidoto anfibolito da NA (And-006)	167
Tabela 6.5: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos de zircão do epidoto anfibolito (metagabro) da NL (271).	169
Tabela 6.6: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos de zircão do anfibolito da NLD (Ibit-02)	171

Resumo

No sul de Minas Gerais, porção meridional do orógeno Tocantins, ocorrem variedades de (meta)mafitos-ultramafitos em meio a metassedimentos neoproterozóicos, plataformais a oceânicos. Este trabalho aborda as associações do Complexo Petúnia, sul do Complexo Campos Gerais, e da região de Andrelândia. As do Complexo Petúnia são variedades metamórficas de dunito, olivina (ol) ortopiroxenito pegmatóide, cromitito, hornblendito, gabros, e basaltos (granada anfíbolitos). Os ol ortopiroxenitos constituem-se de ortopiroxênio (En87-93) pegmatóide que envolve cúmulus de Cr-espinélio e ol (Fo84-91), bandados cripticamente, e compõem variedades de xistos e felses de antofilita, clorita (cht), carbonato (car), talco e magnetita (mag). O cromitito é laminado, com cromita fina, ortocumulática (assinatura estratiforme) e cht pseudomórfica intercúmulus. Os metagabros formam tipos coronítico e cataclasado. O primeiro exhibe trama sub-ofítica com augita, labradorita-bytownita (by) e ilmenita (il), com ol reliquiar compondo reações incompletas com plagioclásio (pl) e il, com coronas múltiplas de serpentina (opx) e anfibólio monoclínico (cam), Fe-tschermakita (tsch) e gedrita. O metagabro cataclasado (diopsídio, albita-oligoclásio e Mg-hornblenda-actinolita) apresenta textura de substituição, granonematoblástica e pseudotaquilito. Os granada anfíbolitos (pargasita-hornblenda, oligoclásio-andesina, titanita e granada almandínica), nematoblásticos a miloníticos, tem assinaturas variando de basaltos MORB's aos de arco vulcânico, sugestivos de magmas transicionais, manto fértil e zonas de supra-subducção. Análises termobarométricas (calibrações de Al em anfibólio) forneceram valores de 7,5-9,0 Kbares, e pares de hornblenda (hbl)-pl forneceram valores entre 635-675°C e 7,5-8,9 Kbares. Dados de concórdia U-Pb (zircão, SHRIMP) do metagabro forneceram idade de cristalização em 2.963±6 Ma. Os baixos valores de EGP nos (meta)ultramafitos e altos no metagabro coronítico (~15ppb de Pt+Pd), e cromititos (ca. 1ppm) aventam a possibilidade de um magma rico em EGP, provavelmente concentrados em horizontes específicos (reefs) com a possível influência de processos concentradores/dispersores metamórfico/hidrotermais. Na região de Andrelândia, corpos anfíbolíticos, em meio às unidades metassedimentares das *nappes* Andrelândia, Liberdade, Pouso Alto e Lima Duarte, compõe-se de basaltos MORB's aos de arcos de ilhas. Isto sugere ambientes oceânicos cronocorrelatos associados a zonas de supra-subducção. Idades concórdia U-Pb (zircão, SHRIMP) forneceram valores de cristalização riacianas, ca. 2,15 Ga, com intercepto inferior em torno de 600 Ma. Foram determinadas condições termobarométricas desarmônicas entre as variedades, com valores entre 5,5-8,3Kbares e 550-930°C para anfíbolitos em meio a metassedimentos da Nappe Liberdade, 7,5-8,1 Kbares e 700°C, da Andrelândia e, 8,3-8,9 Kbares e 780-810°C, e da Lima Duarte. Um litotipo ultramelanocrático, cálcico, de composição ultrabásica, ocorre associado a metaultramafitos na base da klippe Carvalhos. Apresenta textura granoblástica (gnáissica) com granada (grd), clinopiroxênio (cpx), hbl e epidoto (ep), com simplectitas retrógradas de cpx (dipsídio)/hbl e pl ao redor de grd, com espinélio (spl), il, magnetita e car, e, provavelmente constitua uma variedade metarrodíngita. O cpx granoblástico apresenta composição acima do campo do dipsídio e alto conteúdo de Al^{vi}, e diopsídica em grãos simplectíticos ao redor de grd (Alm28-33Gro35-42Py24-31). O cam é tsch em grano/poiquiloblastos e hbl-tsch em grãos lamelares (simplectíticos). O ep apresenta conteúdo de Al₂O₃ expressivo (~28,00%), com o pl em campo de anortita pura e caráter secundário (retrógrado). O spl, essencialmente secundário, tem composição sensu stricto e Mg/Fe+2= 1. A paragênese grd+ cpx± hbl± ep, com pl secundário, simplectítico com Ca-cpx, é sugestiva de rochas submetidas a fácies eclogito. Foram estimadas condições acima de 20Kbares a partir da formação de grd em rochas metaultramáficas, com condições entre 1.350-1.500°C, determinadas experimentalmente para a transição spl-grd, em estado subsolidus, em sistema CMAS. Pares de grd-cpx, grd-hbl fornecem valores entre 970-1.000°C e 560-760°C, respectivamente. Calibrações clássicas de Al em anfibólio forneceram condições entre 10,5-11,5 Kbares para variedades granoblásticas, e de 8,1-8,4 Kbares para lamelares. Diferenças químicas entre as metaultramáficas (e o metarrodíngito) da base da klippe Carvalhos, e os anfíbolitos associados, indicam que essas associações não são derivadas de uma fonte magmática comum, com os metaultramafitos e o metarrodíngito, possivelmente correlacionados aos metabasaltos retroeclogíticos de idades

criogenianas ou ectasianas/calimianas da região, e relacionados a peridotitos orogênicos de alta a ultra-alta pressão (HP/UHP), e a seções crustais de ofiolitos meso- a neoproterozóicos desmembrados e extirpados durante a exumação do prisma acrescionário da Nappe Pouso Alto. Os anfíbolitos, por sua vez, são relacionados à infraestrutura riaciana (Complexo Mantiqueira), da orogenia neoproterozóica.

Abstract

In the south-west segment of the Neoproterozoic Brasília Belt (Minas Gerais State), distinct oceanic mafic-ultramafic rocks tectonically associated mainly with plataformal metasedimentary deposits. The present study is focused on these associations ascribed to the Campos Gerais, Petúnia and Andrelândia complexes. We use SHRIMP U-Pb zircon ages to constrain the crystallization ages of these ocean floor remnants which were, so far, interpreted as ophiolitic mélanges of Neoproterozoic age. The new geochronological data significantly changed previous interpretations on the age of these association. Whereas the Petúnia Gabbro provided a cristalization age of 2963 ± 6 Ma, four amphibolite/metabasaltic rocks furnished Rhyacian crystallization ages near ca. 2150 Ma and metamorphic overprinting ages at ca. 600 Ma. As far as the petrologic and geotectonic signatures are referred these Archean and Rhyacian rocks were also very distinct. Within the Mesoarchean Petúnia Complex, we characterized several metamorphic varieties of dunites, pegmatoids olivine-orthopyroxenites, cromitites, hornblendites, gabbros, as well as garnet-amphibolites (metabasalts). The olivine-orthopyroxenites (En₈₇₋₉₃) are characterized by pegmatoid poikiloblastic textures involving banded cumulatic Cr-spinel and olivine (Fo₈₄₋₉₁), together with antophyllite, chlorite, carbonate, talc and magnetite schists and felses. The chromitite is laminated by alternance of fine grained orthocumulatic chromite (stratiform signature) and intercumulus pseudomorphic chlorite. The metagabbros include coronitic and cataclastic varieties. The former, presents sub-ophitic fabric with augite, labradorite-bytownite and ilmenite (il), with reliquiar olivine (ol) resulting from incomplete reaction with plagioclase (pl) and which form multiply coronas of serpentine, opx and monoclinic amphibole (cam), Fe-tschermakite and gedrite. The cataclastic metagabbro (diopside, albite-oligoclase and MG -hornblende-actinolite) presents substitution and granoblastic textures as well as pseudotachylite. The Gt-amphibolites (pargasite-hornblende, oligoclase andesine, titanite and almandine garnet) present nematoblastic and mylonitic textures, with E-MORB to arc-related transitional chemical signatures characteristics of fertile mantle from supra-subduction orogenic zones. Additionally, the strong negative Ce anomalies indicate interaction with the circulating oceanic floor sea water. The thermobarometric analyses (Al calibration in amphibole) furnished 7,5-9,0 Kbars values whereas the hornblende (hbl)-pl provided values between 635-675°C e 7,5-8,9 Kbar. The low EGP contents obtained from the meta-ultramafic rocks, contrasting with the high values from the coronitic metagabbro (~15ppb de Pt+Pd) and the chromitites (ca. 1ppm), suggest an original concentration of the EGP in specific horizons (reefs). Outside the plutonic Petúnia Complex, in the Andrelândia town region, several amphibolitic bodies, tectonically interleaved within paragneissic successions from Andrelândia, Liberdade, Lima Duarte and Pouso Alto nappes, corresponding to ocean floor (N-MORB) and island-arc (E-MORB) type metabasaltic remnants, suggesting distinct oceanic settings associated to supra-subduction zones. The operating P and T conditions on the metamorphic paragenesis of the amphibolites interleaved with the paragneisses, showed distinct thermobarometric condition operating within the distinct nappes: 5,5-8,3Kbar and 550-930°C (Liberdade Nappe); 7,5-8,1 Kbar e 700°C (Andelândia Nappe) and 8,3-8,9 Kbar e 780-810°C (Lima Duarte Nappe). In the basal section of the Carvalho klippe (Poso Alto Nappe) was recognized an ultramelonocratic, ultrabasic, granoblastic rock, with a Ca-rich exotic paragenesis composed by garnet (grt), clinopyroxene (cpx), hornblende (hbl), epidote (ep) with retrograde symplectites of cpx-hbl and pl surrounding grt and with spinel (sp), il, mgt and carbonate interpreted as a metaroddingite variety. Under the microprobe analyses the granoblastitic cpx shows composition above the diopside field and high Al_{VI}, whereas the vermiform symplectites surrounding the grt (Alm₂₈₋₃₃Gro₃₅₋₄₂Py₂₄₋₃₁) present diopsidic composition. The cam is tschermakitic in composition with granoblastic and poikiloblastic textures and the tschermakitic hornblende occurs as lamellar symplectites. The epidote has high Al₂O₃ contents (~28.00%). The plagioclase plots in the anorthite field and has a secondary character (retrograde symplectite). The spl, sensu stricto is chemically heterogeneous with Mg/Fe+2= 1,75, typically secondary (retrograde). The paragenesis grt+ cpx± hbl± ep, with secondaqry pl symplectite symplectitic, with Ca-cpx, indicative of recrystallization under eclogitic facies conditions. The crystallization of grt in metaultramafic rocks indicates conditions of P above 20 kbars and T

between 1.350-1.500°C according to experimental determinations for the sub solidus spl-grd transition in the CMAS system. Grd-cpx and grd-hbl furnishes T values from 970-1.000°C to 560-760°C, respectively. Classic calibrations of Al in amphibole indicates P conditions of 10,5-11,5 Kbars for granoblastic varieties and of 8,1-8,4 Kbars for lamellar varieties. Chemical differences between the metaultramafites (and the metarodingite) from the basal section of the Carvalhos Klippe and the associated amphibolites indicate that these associations are not derived from a common magmatic source, as the former (metaultramafites and the metarodingite) possibly are related to the Ectasian/Calymmian retroeclogitic metabasalts. They are also related to (HP/UHP) orogenic peridotites and to crustal sections of Meso to Neoproterozoic ophiolites dismembered and uprooted during the exhumation of the accretionary prism from the Pouso Alto Nappe. The amphibolites, in turn, are related to the Riacyan infrastructure (Mantiqueira Complex) of the Neoproterozoic orogeny.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1-APRESENTAÇÃO

Diversas são as ocorrências de rochas metamáfica/ultramáficas posicionadas em meio as unidades metassedimentares neoproterozóicas da porção meridional do Orógeno Tocantins (Almeida 1977), sendo suas naturezas objeto de amplas discussões, frequentemente em campos controversos. As intensas obliterações de seus padrões químico-texturais primários, assim como as enigmáticas relações com as rochas encaixantes e os intensos processos metassomático/hidrotermais e intempéricos apresentados por esses corpos, dificultam a elucidação petrogenética dessas associações. A contínua evolução dos conceitos, o aprimoramento dos métodos, o surgimento de novas ferramentas e a constante geração de informações sobre os processos formadores de magmas dessa natureza, seus mecanismos de incorporação crustal e o desenvolvimento dos cinturões orogênicos responsáveis pela incorporação de remanescentes dessas associações, faz necessária uma abordagem constante a esses corpos e suas implicações econômicas, reflexo de suas exclusivas mineralizações associadas.

Na porção sul da faixa Brasília, associações metamáfica/ultramáficas são atribuídas as mais diversas naturezas, desde remanescentes de associações komatiíticas (*e.g.*, Magalhães 1985), fragmentos do manto litosférico (*e.g.*, Ribeiro *et al.* 1995), produtos de cristalização de líquidos toleíticos (*e.g.*, Almeida 1992, 1998) ou remanescentes de sucessões ofiolíticas crustais oceânicas incorporadas em sucessões metassedimentares meso- a neoproterozóicas (*e.g.*, Berbert 1981, Paciullo 1992, Strieder & Nilson 1992, Trouw & Pankhurst 1993, Roig 1993, Tassinari *et al.* 2001, Zanardo 1992 e Zanardo *et al.* 2006, Pinheiro & Suita 2008 e 2012), sendo escassas as informações acerca de suas potencialidades econômicas (*e.g.*, Vilas 1970, Roig 1993).

O estudo de ofiolitos no mundo inteiro tem evoluído muito nos últimos anos, em especial após a evolução e consolidação da teoria da tectônica de placas (*e.g.*, Coleman 1977, Nicolas 1989, Kusky 2004, Dilek & Newcomb 2003). No Brasil, apesar do importante aspecto geológico-geotectônico dos ofiolitos, tem sido dada pouca atenção a estes corpos nos aspectos de geoquímica e metalogênese de minérios de EGP+Au e/ou cromitíferos, sendo, muitas vezes, tais corpos, interpretados como parte do embasamento e/ou intrusões ígneas continentais (*e.g.*, Almeida 1992 e 1998).

Em Minas Gerais, a maioria dos depósitos de cromititos podiformes, conhecidos e relacionados a corpos ofiolíticos é de pequeno tamanho e com baixos teores e volumes de possíveis depósitos minerais, como na borda sul do Cráton São Francisco, os descritos na região de Liberdade (Vilas 1970) e de Nova Resende (Roig & Schrank 1992). Na parte sul do Cráton do São Francisco ocorrem vários corpos máfico-ultramáficos desmembrados e metamorfisados de provável natureza ofiolítica em meio a rochas, de idade neoproterozóica (*e.g.*, Paciullo 1992, Trouw & Pankrust 1993, Ribeiro *et. al.* 2003a,b), das sequências vulcano-sedimentares Carrancas, São João Del Rei e Andrelândia (Bittar 1989, Chrispim 1990, Zanardo 1992). Em termos de ocorrências de EGP, relacionadas a possíveis sucessões ofiolíticas, entre as poucas descrições conhecidas estão aquelas de Roig & Schrank (1992) e Roig (1993), não sendo conhecido o seu potencial metalogênico e econômico, nem das ocorrências de cromititos podiformes e tampouco da natureza de suas rochas máficas e/ou ultramáficas encaixantes.

Em geral, os ofiolitos têm sido considerados como corpos estéreis ou muito pobres quanto a possíveis depósitos de EGP+Au (Naldrett 1981, Naldrett 1989). Alguns autores (*e.g.*, Prichard *et al.* 1996), no entanto, têm assinalado a presença de níveis mineralizados em EGP+Au dentro de porções ultramáficas em complexos ofiolíticos. Além disto, existem ocorrências variadas de minérios de EGP+Au (+Ag) de caráter hidrotermal associadas a rochas máfico-ultramáficas silicáticas ou cromitíferas ofiolíticas e, até mesmo, a rochas ácidas (*e.g.*, Suita 1996). Os fatos acima ressaltam a importância e necessidade de um estudo detalhado da geoquímica e metalogênia dos EGP+Au e de minérios cromitíferos nos corpos ofiolíticos ocorrentes na porção a sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais para o estabelecimento do real potencial destas rochas.

1.2-OBJETIVOS

Este trabalho, por natureza, exibe um caráter de continuidade das informações levantadas por Pinheiro (2008), no tocante aos aspectos não incluídos pelo referido trabalho, o qual se concentrou na caracterização textural e estudos petrológicos das rochas metaultramáficas da região de Andrelândia. Desta forma, inicialmente, propunha-se:

- O aprofundamento do trabalho de Pinheiro (2008) sobre a petrogênese dos metaultramafitos da região de Andrelândia e suas relações com os metamafitos espacialmente associados, e,

- O estudo de duas associações de rochas máfico-ultramáficas, tidas como ofiolíticas neoproterozóicas, em diferentes regiões do extremo sul do Orógeno Tocantins, visando:

- 1) caracterização petrogenética,
- 2) caracterização geocronológica,
- 3) significado tectônico e metalogenético dos corpos estudados, e,
- 4) suas implicações para a arquitetura do Gondwana Ocidental.

1.3-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Este trabalho compreende o estudo das ocorrências de rochas metamáfica/ultramáficas localizadas na região norte de Nova Resende, nos arredores da Fazenda Catalão, próximas ao distrito de Petúnia, e as ocorrências metamáficas da região de Andrelândia. As ocorrências de Nova Resende estão localizadas ao norte do município, abrangidas pela carta topográfica Nova Resende, escala 1:50.000 (SF-23-V-D-I-1), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 1970. O acesso a partir de Belo Horizonte, pode ser feito utilizando-se as BR-262 e 361, até Mateus Leme, sendo utilizada a partir desse município a rodovia MG-050, até o trevo que serve Passos, seguindo-se pela MG-446 até o município de Alpinópolis, em um trajeto de aproximadamente 450 Km. Deste município à área de estudo utilizam-se vias vicinais não pavimentadas, em um percurso de aproximadamente 30 Km até o distrito de Petúnia, ao Norte de Nova Resende (Fig. 1.1A).

O município de Andrelândia foi selecionado como município-base da pesquisa nessa região diante da sua localização em relação aos principais corpos de estudo. Estes estão inseridos na região dos municípios de Alagoa, São Vicente de Minas, Arantina, Liberdade e Conceição do Ibitipoca, cobertos e cartografados pelas folhas ocidentais do Projeto Sul de Minas (por exemplo, Andrelândia, Lavras, São João del Rei, Caxambu e Santa Rita do Jacutinga, Pedrosa-Soares 2003), juntamente com a Folha Lima Duarte (Pinto 1991), situadas entre os meridianos 45°00 e 43°00 de longitude oeste e 21°00 e 22°00 de latitude sul (Fig. 1.1B).

O município de Andrelândia está localizado a, aproximadamente, 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, acessam-se vias vicinais secundárias por mais 64 Km até São Vicente de Minas, localizada a 18 km a noroeste da cidade de Andrelândia (Fig. 1.1B).

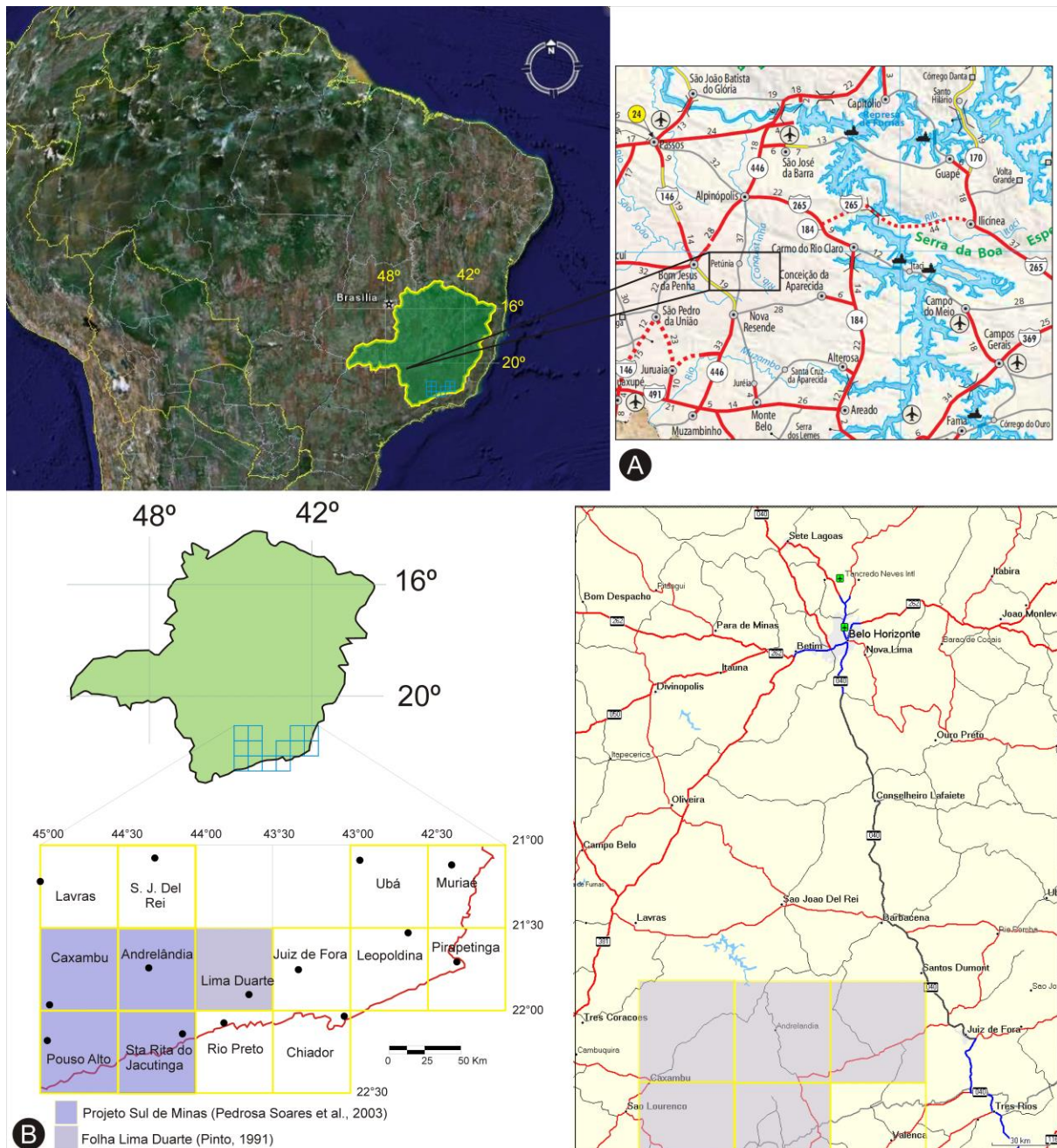


Figura 1.1: Localização da área de estudo. A) Distrito de Petúnia, Nova Resende, e, B) região de Andrelândia com as folhas do Projeto Sul de Minas e Lima Duarte indicadas (Pedrosa Soares 2003 e Pinto 1991).

1.4-METODOLOGIA DESENVOLVIDA

1.4.1-Análises petrográficas

Dos corpos selecionados foram confeccionadas 99 seções delgadas e polidas (Cap. 3), as quais foram descritas em microscópio ótico Olympus modelo BX 41, trinocular com implementos para as observações de propriedades ortoscópicas e conosópicas. As fotomicrografias e o imageamento para as análises de química mineral foram obtidos a partir de um adaptador Olympus Universal *Infinity System* para captura de imagens acoplada ao microscópio, com resolução de 3,2 *megapixel*. As abreviações minerais seguiram as adotadas por Kretz (1983) e os seguintes valores para a definição da granulção fina, média e grossa da rocha, são respectivamente: 1) fina: < 1mm, 2) média >1 e < 5mm, e, grossa > 5mm. Nas ilustrações com fotomicrografias, os diâmetros do campo de visão equivalem a 10mm, 8mm, 5mm, 2mm e 1mm quando utilizados as oculares de 10x de aumento, em objetivas de 2x, 2,5x, 4x, 10x e 20x respectivamente, e a quantificação modal dos constituintes baseou-se em estimativas visuais.

1.4.2-Análises litogeoquímicas

Para o estudo de litogeoquímica, foram selecionados os espécimes mais representativos dos afloramentos mais significantes, levando-se em conta a distribuição dos corpos (Cap. 4). Foi levada em conta a intensidade dos processos intempéricos e metamórfico-deformacionais intencionando-se, desta forma, a obtenção mais fidedigna possível das identidades e assinaturas geoquímicas da rocha primária. As amostras selecionadas foram preparadas no Laboratório de Preparação para Geocronologia (LOPAG), do Departamento de Geologia, Escola de Minas, da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP), por processos de britagem e moagem e remetidas ao laboratório Acme para a quantificação analítica dos elementos.

Os elementos maiores e óxidos, juntamente com Ni, Sc e perda ao fogo, foram analisados em grupo analítico de referência 4A, via *ICP-OES* e quantificados em porcentagem, com exceção de Ni e Sc em ppm. As amostras foram submetidas a fusão por metaborato/ tetraborato de lítio e digestão via ácido nítrico, com a perda ao fogo determinada a partir da diferença de massa após aquecimento a 1.000°C. Os elementos menores e traços, incluindo os elementos terras raras (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, e Lu) foram analisados em grupo analítico de referência 4B, via *ICP-MS*, digestão por ácido nítrico e fusão por metaborato/tetraborato de lítio.

Foram selecionadas 23 amostras para análises de metais raros (Au, Pt, Pd e Rh), sendo 12 de rochas ultramáficas previamente descritas e referenciadas no trabalho de Pinheiro (2008), as quais

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpo Máfico-Ultramáficos....

foram submetidas a procedimento analítico do pacote 3B-MS, via *ICP-MS*, com caráter semi quantitativo para Rh, e com limite de detecção de 1 ppb para o Au e 0,1 e 0,5 ppb, respectivamente, para Pt e Pd, e valores de detecção máxima em torno de 10 ppm para Au, Pt e Pd.

No tratamento dos dados de litogeoquímica foram utilizados os softwares *Minpet Geological Software* (versão 2.02), desenvolvido por Linda R. Richard (Richard 1995), *Geochemical Tool Kit*, em plataforma R, desenvolvido por Janoušek *et al.* (2006), IgPet (Carr 1995) e o *Petrography* (versão 1.0.5 de 25/01/05) desenvolvido por Maurizio Petrelli (Petrelli *et al.* 2005), o qual pode ser obtido em www.unipg.it/~maurip/software.htm.

1.4.3-Química mineral e estimativas termobarométricas

As análises químicas minerais quantitativas (*WDS*) foram realizadas no laboratório de microanálises do Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). O equipamento utilizado foi uma microsonda JEOL modelo JCXA-8900RL que operou em tensão de 15 kV e corrente de feixe de 20 nA, utilizando padrões da coleção Ian Steele. O tratamento das fases minerais e a expressão a partir dos seus membros finais contou com a utilização do *software Minpet Geological Software* (versão 2.02), desenvolvido por Linda R. Richard (Richard, 1995), com os valores exibidos para os elementos químicos expressos em número de cátions por fórmula unitária (*pfu*), e apresentados no Anexo II.

As estimativas termobarométricas foram executadas a partir de calibrações baseadas em termômetros e barômetro clássicos (*e.g.*, Ellis & Green 1974, Spencer & Lindsley 1981, Graham & Powell 1984, Andersen & Lindsley 1985, Krogh 1985, Hollister *et al.* 1987, Schmidt 1992, Hammarstrom & Zen 1996, Nimis & Taylor 2000, Putirka 2008) com a utilização do *software* PT-MAFIC versão 2.0 de Soto & Soto (1995).

1.4.4-Análises geocronológicas

As amostras separadas para análises geocronológicas foram submetidas a processos de separação de minerais pesados por métodos convencionais, nos Laboratórios da residência de Porto Velho do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), sendo separados nas seguintes frações magnéticas: 0,4Å, 0,6 Å, 1 Å e 1,7 Å.

As análises de microsonda iônica de alta resolução (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe* – SHRIMP II) foram executadas no Laboratório de Geocronologia (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Os zircões de frações não magnéticas foram montados, juntamente com zircões padrões (temora), em uma fita dupla face envolvida por resina epoxy, polidas e fotografadas por luz transmitada e refletida e escaneadas por catodoluminescência (CL) e microscópio eletrônico de varredura (SEM) sob condições de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, foco de 16,9 Ma, emissão de filamento de 100 μ A e banda de amplificação de 95-250x. Métodos analíticos e de tratamento seguem os descritos por Willians (1998) e Willians & Meyer (1998), com a correção de chumbo utilizando o modelo de Cumming & Richards (1975). As concentrações de Pb, U e Th se referem as concentrações da temora. A cada 3 análises em zircões desconhecidos uma era direcionada no zircão da temora.

A abertura do *spot* mede cerca de 30 μ m de diâmetro com 3 μ m de profundidade, com o material resultante sendo analisado por espectrometro de massa de alta resolução. O grau de certeza nas idades é de 95% com um nível de confiança (2σ) para as populações concordantes, enquanto a precisão interna para uma única análise é de 68% (1σ). Os procedimentos específicos para a operação do SHRIMP II seguem as rotinas descritas por Kei Sato (2013- em preparação), sendo os dados processados com a utilização do *software SQUID* e *Isoplot* (Ludwig 1999, 2000).

A amostra 271, por sua vez, foi analisada no *Laboratório da Research School of Earth Sciences* (RSES) da Universidade Nacional da Austrália (ANU) com procedimentos analíticos e equipamento similar (SHRIMP II).

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

2.1-CONTEXTO GEOTECTÔNICO

No sudeste Brasileiro dois panoramas orogênicos principais são associados a aglutinação brasileira do Gondwana Ocidental, os orógenos Tocantins e Mantiqueira (Campos Neto 2000). O orógeno Tocantins, ou província Tocantins (Almeida *et al.* 1981), representa um registro inicial da estruturação do Gondwana Ocidental (Fig. 2.1), iniciada a 750 Ma (Pimentel *et al.* 1999), que envolveu a convergência das placas Amazônia e Rio de la Plata e Paranapanema contra a placa São Francisco-Congo, e o fechamento do oceano Brasilade (Alkmim *et al.* 2001, Dardenne 2000, Pimentel *et al.* 2000, Trouw *et al.* 2000, Ribeiro *et al.* 2003a).

Na sua porção meridional, faixa Brasília (Almeida 1977, Fuck *et al.* 1993) e Alto Rio Grande (Hasui 1982), o panorama é remontado a partir da convergência da placa Sanfranciscana sob a Placa Paranapanema, em um cenário de fechamento do oceano Goianides, de idade toniana, posicionado a oeste da placa Sanfranciscana em tempos neoproterozóicos, com registros de episódios de subducção e colisão (Brito Neves 1999, Campos Neto 2000).

O orógeno Mantiqueira, ou Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1977), representa um sistema orogênico neoproterozóico, que engloba as faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel. O cenário compreende uma série de colisões, diacrônicas, com a placa justaposta São Francisco – Rio de La Plata, que culminou com o fechamento do oceano Adamastor, um oceano criogeniano, gerado à custa da quebra do supercontinente Rodínia.

As áreas compreendidas por esse trabalho estão inseridas na porção meridional da faixa Brasília (Fig. 2.2), com as associações abordadas na região de Nova Resende (Cap. 1) constituindo segmento do Complexo Petúnia (Roig 1993) ou zona de sutura Alterosa (Zanardo *et al.* 2006), localizada na porção sul do Complexo Campos Gerais (Kaefer *et al.* 1975), um segmento de crosta síalica arqueana posicionada entre as unidades das *Nappes* de Passos e Varginha-Guaxupé (Valeriano *et al.* 2004).

As ocorrências compreendidas na região de Andrelândia situam-se no segmento sul da faixa Brasília (Valeriano *et al.* 2004), em uma zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al.* 2000, Figs. 2.1 e 2.2), cuja evolução está relacionada a processos orogênicos neoproterozóicos decorrentes de duas colisões sucessivas e diacrônicas. A primeira (entre 610-640 M.a, Trouw *et al.* 2012), foi relacionada a estruturação da faixa Brasília e associada ao choque entre o

paleocontinente Paranapanema (*Nappe Socorre-Guaxupé*) e a margem passiva do Paleocontinente São Francisco, com o segundo episódio colisional (entre 560-590 M.a, Trouw *et al.* 2011), que estruturou a faixa Ribeira (Heilbron *et al.* 2000, 2008), relacionado ao choque entre o Arco Magmático Rio Negro e a margem passiva do Paleocontinente São Francisco (Campos Neto & Caby 1999 e 2000, Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004 e 2008).

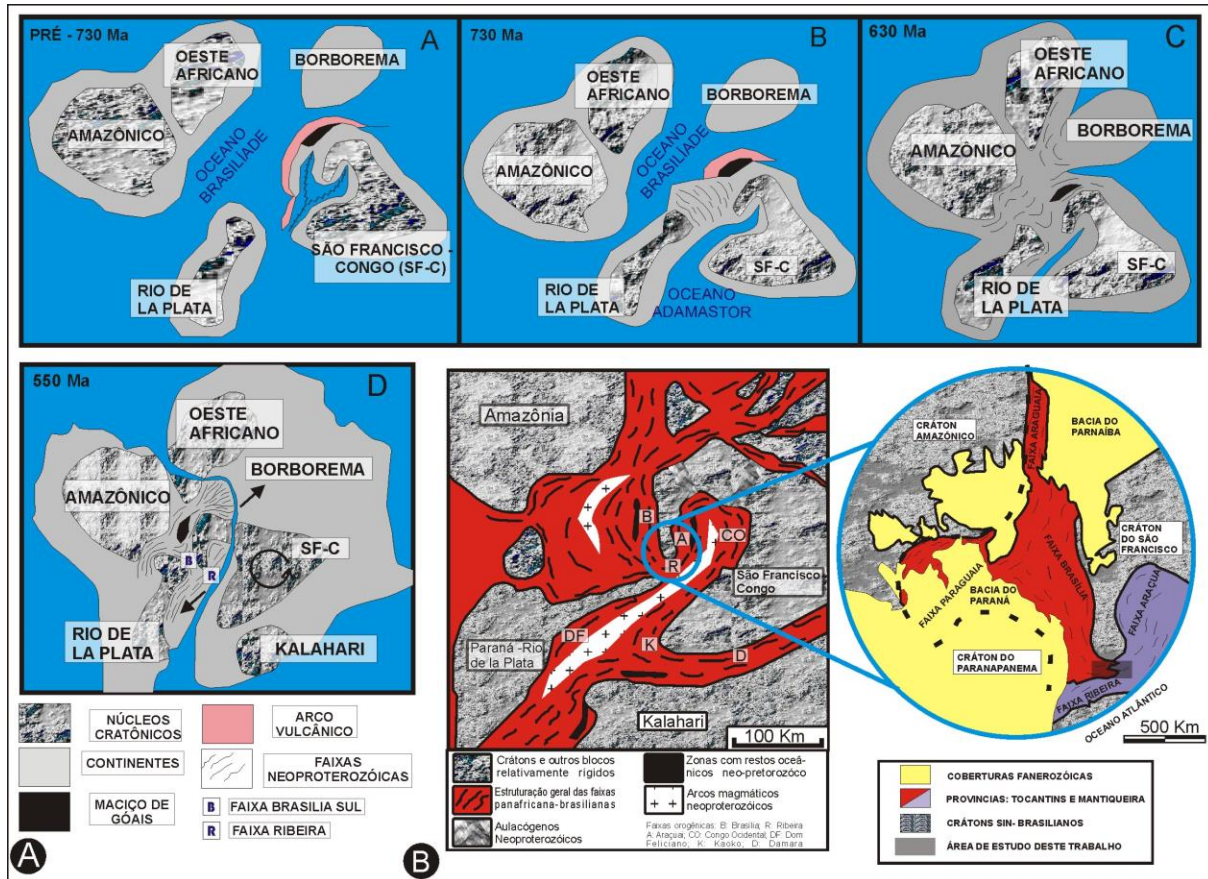


Figura 2.1: A) Blocos continentais envolvidos na associação do Gondwana Ocidental, (modificado de Alkmim *et al.* 2001), com destaque, em D, para as faixas Ribeira e Brasília Sul, e, B) localização das faixas orogênicas e núcleos cratônicos em panorama do Gondwana Ocidental (modificado de Brito Neves *et al.* 1999) com detalhe para o esboço tectônico do Brasil Central (modificado de Almeida *et al.* 1977).

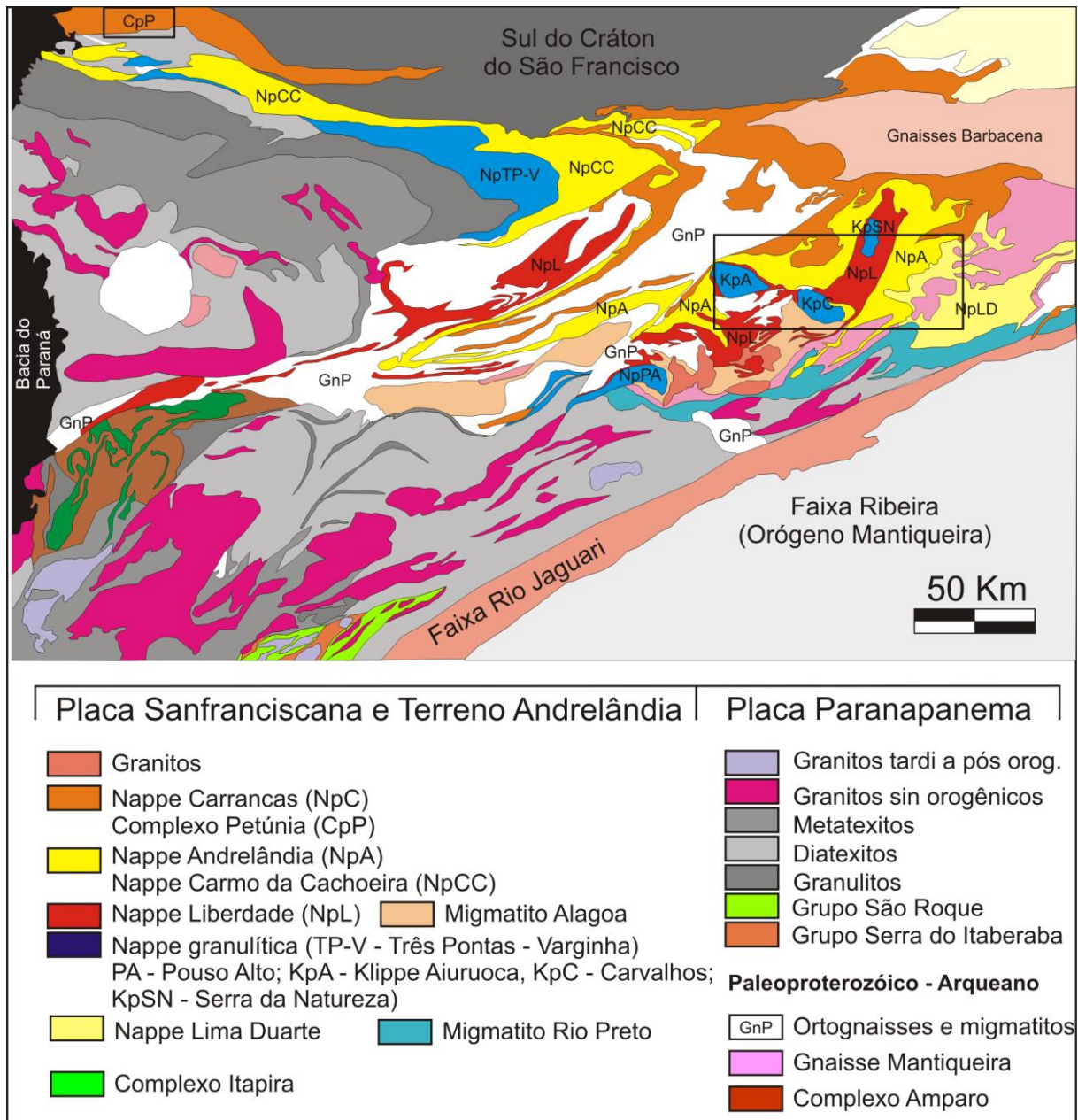


Figura 2.2: A) Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional (extraído e modificado de Campos Neto *et al.* 2007), com destaque para as regiões com associações abordadas por este trabalho.

2.2 - CONTEXTO GEOLÓGICO

2.2.1- Extremidade sul da faixa Brasília

Segundo Valeriano *et al.* (2004), a faixa Brasília é representada por dois segmentos, um ao norte, de orientação NE e cinemática transpressiva dextral, e outro meridional com orientação SE e cinemática sinistral, sendo esta última dividida em cinco domínios tectônicos, sendo: i) domínio cratônico constituído por rochas do Cráton São Francisco, em parte, cobertas por metassedimentos meso- a neoproterozóicos, ii) domínio externo, constituído por sistemas de empurrões compostos de metassedimentos em baixo grau (grupos Canastra, Ibiá e Paranoá), iii) domínio interno, composto por uma pilha de *nappes* constituídas por metassedimentos, com registros de médias a altas pressões, iv) maciço de Goiás, que representa o remanescente de um microcontinente com núcleos arqueano-paleoproterozóicos, com associações de *greenstone belts* e complexos máfico-ultramáficos com registro metamórfico em fácies granulito, e, v) Arco de Goiás, constituído por rochas plutônicas e vulcano-sedimentares associadas a ambientes de arcos de ilha, com desenvolvimento em 930 Ma (Pimentel *et al.* 1997).

Adicionalmente, Valeriano *et al.* (*op. cit.*) subdividiram o segmento sul da faixa Brasília em três domínios tectônicos, com transporte tectônico para leste: norte, Furnas e sul. A síntese encontra-se nos trabalhos de Pinheiro (2008) e Pinheiro & Suita (2012), parte integrante desta tese (ANEXO I) e Pinheiro & Suita (2013, em preparação).

2.2.2- Rochas metabásicas em seqüências neoproterozóicas na extremidade sul da faixa Brasília

Diversas são as descrições de rochas metabásicas posicionadas em meio às seqüências meso-neoproterozóicas na faixa Brasília sul (*e.g.*, Paciullo 1992, Gonçalves & Figueiredo 1992, Strieder & Nilson 1992, Roig 1992 e Pedrosa-Soares *et al.* 2003) as quais são atribuídas as mais diversas naturezas, desde fragmentos de extrusões toleíticas penecontemporâneos a sedimentação proterozóica (*e.g.*, Gonçalves & Figueiredo 1992, Paciullo 1992, Valeriano & Simões 1997, Heilbron *et al.* 2003a) até restos de associações crustais de ambiente oceânico (*e.g.*, Strieder & Nilson 1992, Roig 1993, Seer *et al.* 2001, Zanardo *et al.* 2006).

No Grupo Araxá existem diversos corpos metabásicos (anfíbolitos) em meio aos metassedimentos neoproterozóicos, com as mais diversas interpretações acerca de sua gênese, posicionamento e implicações tectônicas, com destaque para os trabalhos de Correia & Girardi (1989), Strieder (1989), Valeriano (1992), Brod *et al.* (1992), Valeriano & Simões (1997), Pimentel (1991) e Seer (1999) e Seer *et al.* (2001).

Valeriano & Simões (1997), ao analisarem corpos de metabásicas posicionados nas diversas unidades do Grupo Araxá na *Nappe* de Passos, identificaram protólitos de basaltos subalcalinos toleíticos pertencentes a três grupos composicionais: 1) basaltos continentais de alto TiO_2 , enriquecidos em P_2O_5 e Fe_2O_3 , elementos incompatíveis e elementos terras raras leves, 2) basaltos continentais de baixo TiO_2 , e, 3) basaltos do tipo *E-MORB*. Para esses autores essas rochas foram geradas penecontemporaneamente a sedimentação, em ambiente marinho profundo, com distensão e adelgaçamento de crosta continental, porém sem o alcance de geração de assoalho oceânico.

Strieder & Nilson (1992) por análise de serpentinitos, cromita podiforme e rochas metabásicas, posicionados em granada-quartzo-mica xistos atribuídos a metassedimentos do Grupo Araxá, associaram esses litotipos a membros crustais oceânicos, com os metabasitos exibindo composições químicas semelhantes aos de basaltos de arcos de ilha.

Seer (1999) e Seer *et al.* (2001), em estudo de metabásicas, com anfibólitos sugestivos de protólitos gabróicos e basálticos, na área tipo do Grupo Araxá, posicionados em xistos e quartzitos metassedimentares, chegaram a uma conclusão semelhante às de Strieder & Nilson (1992). Os metabasaltos, toleítos de alto FeO e assinaturas de *E-MORB*, junto as rochas metassedimentares, representariam uma crosta oceânica evoluída a partir de um manto enriquecido, em relação a composições N-MORB, num contexto de bacia de retroarco, durante o Neoproterozóico, com idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,9 Ga e $\epsilon Nd(T) = -1,21$.

Piuzana *et al.* (2003) apresentaram isócronas U-Pb (*SHRIMP* em zircão) obtidas em anfibólitos toleíticos, em meio as unidades do Grupo Araxá, com idades aproximadas de 840 Ma e interpretadas como relacionadas a remanescentes da litosfera oceânica que separava o Paleocontinente Sanfranciscano do Paleocontinente Amazonas.

No Complexo Petúnia (Roig 1993), segmento meridional do Complexo Campos Gerais (Kaefer *et al.* 1975), rochas metabásicas posicionadas em diferentes unidades metassedimentares neoproterozóicas, correlacionadas as unidades do Grupo Andrelândia (Trouw *et al.* 1984, Roig 1993) e Araxá - Canastra (Zanardo 1992, Del Lama 1993), foram atribuídas, juntamente com as rochas metaultramáficas, cromititos podiformes, gonditos e formações ferríferas associadas, como sendo partes de associações crustais oceânicas e remanescentes ofiolíticos (*e.g.*, Roig 1993, Zanardo *et al.* 2006).

Em meio aos sedimentos neoproterozóicos do sistema de *nappes* Andrelândia ocorrem diversos corpos metabásicos (anfíbolitos, granulitos e retroeclogitos *sensu lato*), associados ou não, a rochas metaultramáficas (*e.g.*, Almeida 1992 e 1998, Ribeiro 1995 e 1997, Paciullo *et al.* 2003, Heilbron *et al.* 2003, Ribeiro *et al.* 2003 e Pinheiro 2008). Esses diversos metamafitos apresentam-se na forma de lentes e camadas tabulares, de proporção centimétrica a métrica e, geralmente encaixados de forma concordante segundo a foliação principal da rocha.

Gonçalves & Figueiredo (1992) e Paciullo (1992) atribuíram às rochas anfíbolíticas posicionadas em meio às unidades basais metassedimentares neoproterozóicas do Grupo Andrelândia, na região de Santana do Garambéu, à basaltos toleíticos continentais de alto Ti, do tipo *E-MORB* aos posicionados nas unidades intermediárias e do tipo *N-MORB* aos das unidades superiores, o que representaria possíveis estágios oceânicos tardios, em um possível ambiente do tipo *rift*, com magmatismo em regime extensional relacionado a abertura da Bacia Andrelândia (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo 1992 e 1997). Corpos lenticulares de anfíbolitos, de mesmo contexto e na mesma região, apresentaram idades em torno de 790 Ma e foram relacionados a olistólitos do prisma acrescionário, em ambientes distais de uma zona de *mélange* (Campos Neto *et al.* 2012)

Os retroeclogitos apresentam associação de clinopiroxênio + granada + hornblenda + quartzo + rutilo, com o clinopiroxênio apresentando composição química próxima a da onfacita (Trouw *et al.* 2003, Paciullo *et al.* 2003, Heilbron *et al.* 2003). Algumas variedades retroeclogíticas apresentaram idades de cristalização criogenianas (*ca.* 0,67 G.a, Campos Neto *et al.* 2004, Reno *et al.* 2009) ou ectasiana/calimianas (*ca.* 1,4 G.a, Trouw 2008), relacionadas a magmatismo penecontemporâneo a sedimentação dos metassedimentos encaixantes (Campos Neto *et al.* 2004) ou a remanescentes de basaltos acrescidos nas unidades metassedimentares da margem San-franciscana, constituindo fragmentos ofiolíticos (Trouw 1992, Reno *et al.* 2009).

Rochas metabásicas, atribuídas a metabasaltos toleíticos com tendência *MORB*, posicionadas como lentes e *boudins* em meio a paragneisses neoproterozóicos equilibrados em fácies granulito de alta pressão (16 Kbares e 850°C), na *klippe* Carvalhos, sistema de *Nappes* Andrelândia, apresentaram idades K-Ar em torno de $582,9 \pm 14,8$ Ma (Cioffi 2009). Na *Nappe* Lima Duarte (Campos Neto 2000), corpos anfíbolíticos, em meio às unidades metassedimentares do Grupo Andrelândia, apresentaram similaridade química aos de basaltos toleíticos do tipo *MORB* transicional derivado de fonte mantélica (Pinto 1991)

2.2.3- Complexo Petúnia

2.2.3.1- Evolução do tema

Na região sudoeste do Estado de Minas Gerais, na porção limítrofe com o estado de São Paulo, na borda sul do Cráton São Francisco, um segmento de crosta siálica arqueana ocorre posicionado entre as unidades das *nappes* de Passos e Varginha-Guaxupé (Valeriano *et al.* 2004), inicialmente definido como Complexo Campos Gerais por Kaefer *et al.* (1975), relacionado ao Cráton do Paramirim (Almeida 1981), e associado a uma extensão do Complexo Barbacena intensamente retrabalhado e deformado.

Na sua concepção inicial, este segmento foi caracterizado como constituído por rochas ortognáissicas, associações máfico-ultramáficas e rochas metassedimentares associadas. Crosta *et al.* (1986), subdividiram-no em dois domínios, um setentrional, composto por ortognaisses e rochas básicas e ultrabásicas, em associações do tipo *greenstone belt*, e outro meridional, constituído por paragnaisses, metassedimentos pelíticos e rochas metamáfica-ultramáficas, que caracteriza a faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha.

Teixeira *et al.* (1987) individualizaram as faixas do tipo *greenstone* inseridas no complexo, nos arredores de Fortaleza de Minas, e as denominaram de Sequência Morro do Ferro. Outras associações similares foram reconhecidas nos arredores de Jacuí, Bom Jesus da Penha e Alpinópolis (Choudhuri *et al.* 1982, Schmidt *et al.* 1983), sendo reorganizadas por Teixeira *et al.* (1987) em três segmentos: Fortaleza de Minas, Alpinópolis, e Jacuí–Bom Jesus da Penha.

Os segmentos de Fortaleza de Minas e Alpinópolis (Schrank & Silva 1990) compreendem xistos ultrabásicos, serpentinitos e xistos paraderivados, metacherts e formações ferríferas. As rochas metaultamáficas foram caracterizadas como derrames komatiíticos, com textura *spinifex* preservada (Teixeira *et al.* 1978, Choudhuri *et al.* 1982, Schmidt *et al.* 1983) com o segmento de Fortaleza de Minas classificado como composto por komatiítos do tipo AUK e o de Alpinópolis, por komatiítos do tipo AUPK (Schrank *et al.* 1984). Pimentel & Ferreira (2002) apresentaram idade de cristalização de 2.863 ± 65 Ma obtida em isócronas Sm-Nd de metakomatiíto deste *greenstone belt*.

O segmento Bom Jesus da Penha é constituído por metassedimentos pelíticos com subordinados xistos magnesianos e anfíbolitos. Teixeira *et al.* (1987) interpretaram esses segmentos como cogenéticos, e atribuíram suas diferenças a variações faciológicas dentro da Sequência Morro do Ferro, mesmo admitindo que o segmento Jacuí–Bom Jesus da Penha apresenta grau metamórfico e conteúdo litológico diferente.

Schrank *et al.* (1990) separaram o Complexo Campos Gerais nos compartimentos autóctones, ao norte (embasamento arqueano), e o alóctone, ao sul (rochas supracrustais e embasamento retrabalhado), separados por superfície de cavalgamento. No domínio autóctone estariam incluídos os terrenos do tipo granito-*greenstone*, com os segmentos Fortaleza de Minas e Alpinópolis, e o alóctone, ao sul, estaria representado pelas faixas Jacuí–Conceição da Aparecida–Bom Jesus da Penha.

Soares *et al.* (1990) idealizaram uma colisão oblíqua para a borda sul do Cráton do São Francisco, e particionaram o Complexo Campos Gerais em dois compartimentos. O compartimento ao norte foi denominado de complexo migmatítico-granito-gnáissico, e outro ao sul, atribuído aos paragneisses e migmatitos, individualizaram a sequência do tipo *greenstone* das unidades da faixa Jacuí–Bom Jesus da Penha, a qual foi incorporada ao domínio dos paragneisses.

Roig (1993, Fig. 1.3) restringiu o termo Complexo Campos Gerais aos granitos, tonalitos e associações do tipo *greenstone*, redesenhando dessa forma o bloco autóctone de Schrank *et al.* (1990), introduzindo o termo Complexo Petúnia, *a priori* bloco alóctone, para três unidades litodêmicas: gnáissica, metassedimentar com rochas metamáfica-ultramáficas associadas, e, unidade metapsamítica, associadas às rochas metassedimentares e paragneisses da base do Grupo Andrelândia. As rochas metaultramáficas foram atribuídas como pertencentes a unidades ofiolíticas, concepção levantada por Soares *et al.* (1990) e corroborada pelos trabalhos posteriores de Choudhuri *et al.* (1995), Zanardo *et al.* (1996 e 2006) e Turbay *et al.* (2008).

Turbay *et al.* (2008) sugere a restrição do termo Complexo Campos Gerais para as unidades constituídas por ortogneisses e granitóides e exclui os terrenos do tipo *greenstone belt* e as sequências metassedimentares mais novas e, baseados em critérios de campo e petrográficos, subdividiram seus componentes ortogneissicos em dois grupos, o Ortogneisse Campos Gerais e o Gnaisse Serra do Quilombo. O primeiro é caracteristicamente migmatítico e exibe composição tonalítica a monzogranítica e o segundo exibe composição tonalítica a granítica, com um bandamento composicional irregular.

Del Lama *et al.* (2000), ao estudarem a evolução tectono-metamórfica da zona de cisalhamento Varginha, limite sul do Complexo Campos Gerais, definiram essa estrutura como sendo o limite entre a margem de um bloco continental obductado (Complexo Guaxupé) e os metassedimentos supracrustais adjacentes, associados ao Grupo Araxá–Canastra (Zanardo 1992), constituindo componentes de uma arquitetura neoproterozóica. A partir de análises químico-geotermobarométricas associaram as rochas metassedimentares, ao norte, ao Grupo Araxá, e os granada-granulitos ao Complexo Guaxupé.

2.2.3.2- *Geologia Local do Complexo Petúnia*

Os terrenos pertencentes ao Complexo Campos Gerais, na concepção de Kaefer *et al.* (1975) foram subdivididos por Roig (1993) em dois domínios, blocos norte e sul (Fig. 2.3). O setentrional autóctone é relacionado a um prolongamento do Complexo Barbacena, que corresponde ao Complexo Campos Gerais, na atual concepção de Turbay *et al.* (2008) e os terrenos do tipo *greenstone belt* (Fortaleza de Minas e Alpinópolis, Schrank & Silva 1990). O bloco sul, meridional alóctone, é constituído por associações de rochas metamáfica/ultramáficas, metapelitos e metapsamitos, que integram o Complexo Petúnia (Roig, 1993), a Zona de sutura Alterosa (Zanardo *et al.* 2006) ou a faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira 1984).

O Bloco Norte é constituído por granitóides milonitizados, com subordinados corpos de migmatitos, tonalitos, metamáficas e metaultramáficas, que caracterizam um alinhamento topográfico quilométrico, bem delimitado em mapas aerogeofísicos (Figs. 2.3 e 2.5), de direção WNW-ESE, que corresponde a uma zona de cisalhamento sinistral, definida por foliação sub-vertical (Roig 1993, Fig. 2.3). Os ortognaisses, caracteristicamente de composição tonalítica, acinzentados e isotrópicos, ocorrem em escassos afloramentos apenas ao sul do bloco e constituem o protólito de milonitos e migmatitos (Roig 1993).

Os migmatitos, presentes nas porções marginais da zona de cisalhamento, apresentam bandamento irregular, localmente dobrado, com suas características petro-texturais homogêneas e, progressivamente, adquirem textura ultramilonítica a medida em que se aproximam da zona de cisalhamento (Roig 1993). As rochas metaultramáficas nesse bloco ocorrem em corpos tabulares a lenticulares concordantes e intercalados com os ortognaisses miloníticos, apresentam núcleo maciço, constituem *felses* de hornblenda-cumingtonita, com as bordas foliadas e são constituídas por variedades de xistos à clorita e actinolita (Roig 1993).

O Bloco Sul é constituído de um amplo acervo litológico, imbricado e superposto por discontinuidades tectônicas, composto por variedades de gnaisses, xistos pelito-psamíticos com intercalações de rochas metamáfico/ultramáficas, caracterizado por foliação e lineação mineral de médio ângulo. Estas rochas foram divididas por Roig (1993) em três unidades informais: i) gnáissica, ii) metassedimentar-metaultramáfica, e, iii) metapsamítica (Fig. 2.3). A unidade gnáissica corresponde a variedades de biotita gnaisses migmatíticos, hornblenda gnaisses e gnaisses dioríticos, granatíferos ou não, com intercalações de rochas metassedimentares, anfibolitos, metagabros e metaultramáficas, e gnaisses tonalíticos, atribuídos a “lascas” do Bloco Norte (Roig 1993). Morales *et al.* (1983) relacionaram os gnáisses à suítes ortoderivadas e Crosta *et al.* (1986), Schrank *et al.* (1990), Soares *et al.* (1990) e Roig (1993) associaram à paraderivação.

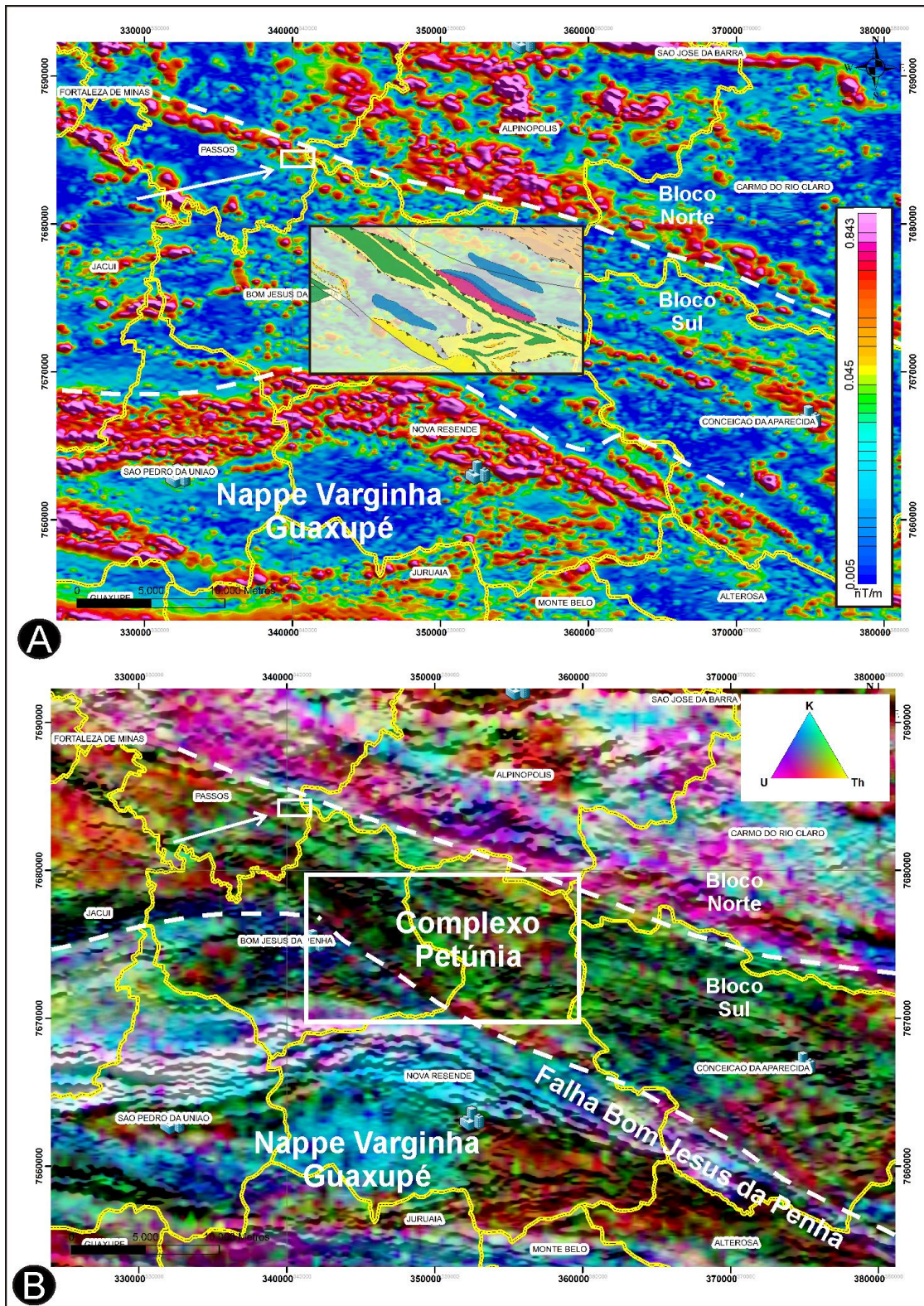


Figura 2.3: Mapa geofísico do Complexo Petúnia, em canal: A) Sinal analítico, e, B) Ternário (K-Th-U). Com sobreposição do mapa geológico de Roig (1993). A seta indica a área de ocorrência do metagabro coronítico e cromititos.

Os anfibolitos e as metaultramáficas ocorrem em lentes concordantes, ou intercalações cíclicas, de contatos “bruscos” com os biotitagnaises. Os anfibolitos são constituídos, essencialmente, por arranjo nematoblástico com hornblenda, plagioclásio e titanita, com granulação grossa e laminações desenvolvidas. Os metagabros, com trama ígnea parcialmente preservada, são constituídos por hornblenda e plagioclásio com conteúdos variáveis, que definem membros leuco- e melanocráticos, localmente com clinopiroxênio reliquiar e granada, com milonitos (anfíbolitos) nas bordas e estruturas cataclásticas, próximas às falhas (Roig 1993).

Os (granada)-hornblenda-quartzo gnaisses apresentam-se em pequenos corpos lenticulares com gradações para hornblenda-ilmenita-quartzo gnaisses e quartzitos com ilmenita e granada e anfibolitos granatíferos miloníticos, com a proporção modal de granada e hornblenda inversa à de quartzo e ilmenita, sendo atribuídos a uma provável mistura de fontes terrígenas e tufáceas. (Roig *op cit.*). Ao longo e, marginalmente, às zonas de cisalhamento rúpteis, ocorrem estruturas cataclásticas a ultracataclásticas, independente da litologia.

A unidade metassedimentar-ultramáfica é constituída por duas faixas, rompidas e deslocadas pela Falha de Bom Jesus da Penha (Fig. 2.4) e representam fatias tectônicas incorporadas na unidade gnáissica (Roig, 1993). Uma apresenta-se contínua, de direção NW-SE, com sua porção sudeste, em parte, encoberta pela unidade psamítica, e a segunda constitui um segmento de Bom Jesus da Penha a Jacuí. Ambas são constituídas por associações de xistos pelíticos e rochas metaultramáficas, com intercalações de gnaisses, metamáficas, gonditos, formação ferrífera bandada e quartzo-mica xistos.

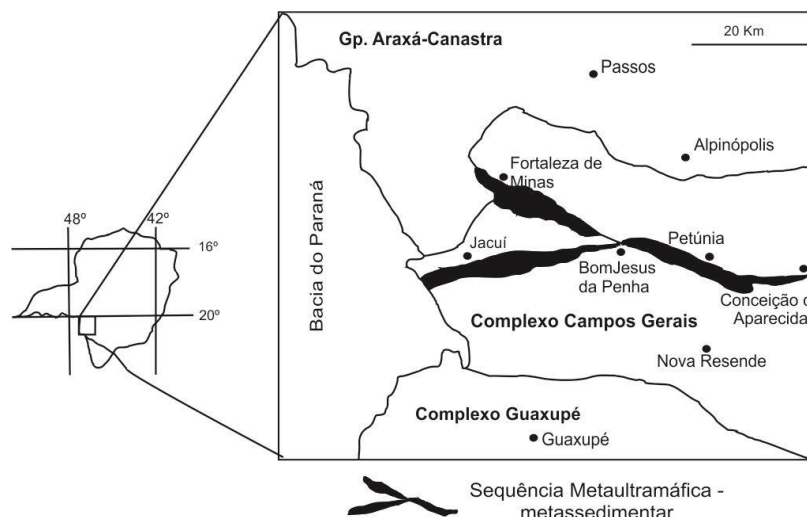


Figura 2.4: Complexo Campos Gerais, com destaque para as faixas metaultramáfica-metassedimentar (extraído e modificado de Kaefer *et al.* 1975)

Os metassedimentos são constituídos de variedades de xistos à estauroлита, cianita, granada, quartzo e biotita, com uma foliação bem desenvolvida. Os metagabros e anfibólitos ocorrem de maneira semelhante aos seus congêneres do Bloco Norte, atribuídos a mesma manifestação ígnea (Roig 1993). As rochas metaultramáficas constituem lentes alongadas e superpostas tectonicamente, sendo agrupadas em 4 grupos frente as suas variedades (Roig *op cit.*): i) metadunitos, ii) rochas antofilíticas que constituem xistos e *felses* com talco, clorita e tremolita, iii) rochas tremolíticas que constituem xistos e *felses*, com antofilita, cummingtonita, clorita, carbonato e, localmente, granada, e, iv) tremolita-clorita xistos.

Os metadunitos constituem variedades com arranjos granoblásticos de olivina com ortopiroxênio e antofilita subordinada e Cr-espínélio acessório. Dentre as variedades antofilíticas, predominam os *felses* com grossos grãos de antofilita fibro-aciculares, com tremolita em prismas curtos deformados e clorita em lamelas finas lepidoblásticas. As variedades tremolíticas ocorrem similares as antofilíticas, com suas variações petrográficas sendo uma função da distribuição modal de tremolita, o clorita-tremolita xisto antofilítico constitui o membro mais abundante. Roig (1993) atribuiu a 3 processos como sendo os responsáveis pela constituição dessas variedades, a partir de protólitos duníticos e piroxeníticos, sendo o de “tipo 1” representado pelas mudanças texturais, principalmente nos anfibólitos. O “tipo 2” é associado a mudanças químio-texturais, com a formação de clorita a partir de tremolita, e o processo “tipo 3” associado às modificações minerais e texturais que imprimiram bandamento nos metaultramafitos. A unidade metapsamítica é constituída exclusivamente de variedades de quartzo-mica xisto em pacotes espessos e homogêneos (Roig, 1993).

Roig (1993) caracterizou os cromítitos, portadores de ligas de Os-Ir-Rh, na região do Córrego da Conquista, como membros de variedades podiformes, e Szabó & Choudhuri (2003) sugeriram uma gênese a partir de fracionamento de magma básico que evoluiu para corpos cromitíferos na região de Mumbuca e do Córrego Mandioca.

Roig (1993) atribuiu a dois eventos tectônicos, constituídos por quatro fases metamórfico-deformacionais, a arquitetura da região. O primeiro evento estaria correlacionado a transporte tangencial oblíquo com vergência para ESE, desenvolvido sob regime dúctil, responsável pelas zonas de cisalhamento, foliação regional, lineações minerais e constituído por três fases metamórfico-deformacionais. Roig (*op. cit.*), alicerçado nos valores das condições de equilíbrio de reações paragenéticas, atribuiu condições máximas de metamorfismo, para esse evento, com temperaturas na ordem de 650-700°C e pressões com condições superiores a 7 Kbares. O segundo evento estaria associado à geração de falhas transcorrentes sinistrais sob regime rúptil, responsáveis pelas feições cataclásticas e retrogressão metamórfica de fácies xisto verde a prehnita-pumpeliíta, representada por uma fase metamórfico-deformacional que ocorreu sob temperaturas menores que 400°C, responsável pela geração das falhas de Mumbuca e Bom Jesus da Penha (Figs. 2.3 e 2.5).

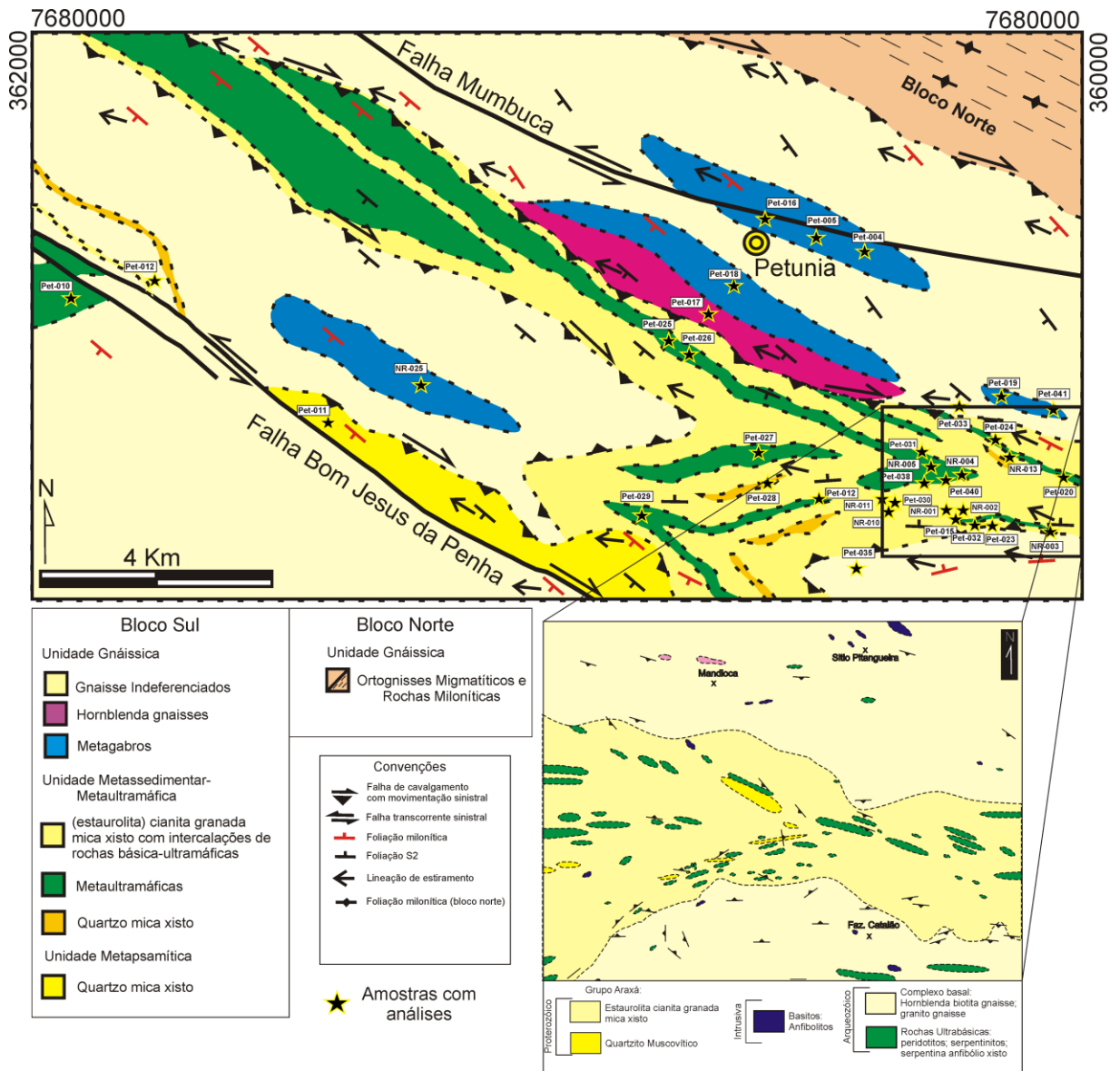


Figura 2.5: Mapa Geológico do Complexo Petúnia (extraído e modificado de Roig 1993), com detalhe de levantamento geológico executado por Souza *et al.* (1977).

2.2.3.3- Descrição das ocorrências

As variedades metaultramáficas, metaolivina ortopiroxenito, hornblendito, metacromitito e a diversidade de xistos e felses à antofilita, clorita, tremolita, talco, carbonato e serpentina, juntamente com os anfibolitos e os metagabros, abordados neste trabalho ocorrem dentro do Bloco Sul de Roig (1993), nitidamente delimitadas por descontinuidades aerogeofísicas (Fig. 2.3). De modo geral, as exposições das rochas metaultramáficas ocorrem intensamente extirpadas e desmembradas, imbricadas e justapostas com rochas metassedimentares, gonditos, formações ferríferas e gnaisses paraderivados, e constituem afloramentos com dimensões máximas decamétricas, ovalados e isolados, que, comumente, sustentam altos topográficos (Fig. 2.6), semelhantes aos padrões apresentados por Souza *et al.* (1977, Fig. 2.3).

Em espécimes parcialmente preservados da obliteração metamórfico-deformacional observa-se trama primária reliquiar constituída por fenocristais de ortopiroxênio (> 5cm), olivina e Cr-espinélio que exibem acamamento irregular ígneo, definido pela alternância de horizontes, centi- a decimétricos que, por sua vez, definem bandamento textural. Nas variedades intensamente metamorfisadas esses horizontes definem níveis, bandas e núcleos de clorititos, clorita xistos, (tremolita) antofilita felses e xistos, maciços, com grossos grãos fibro-aciculares de antofilita, talco xistos, serpentinitos (cross fiber), metahornblenditos e níveis e lentes de minerais opacos irregulares (cromita e Cr-espinélio), dentre outras, constituídas por carbonato, talco, antofilita, tremolita e clorita, nas mais diversas proporções, os quais podem ser gradacionais ou não (Fig. 2.6).

Faixas de cisalhamento obliteraram, total a parcialmente, as estruturas primárias e imprimiram, a princípio, estruturas miloníticas (e.g, foliação S/C anastomosada, transposição e dobras intrafoliais, Fig. 2.6), estiraram e romperam os corpos, com padrões cinemáticos que sugerem movimentação reversa, com foliação penetrativa milonítica de médio ângulo. Estruturas frágeis posteriores (e.g, fraturas e diaclases) ocorrem superimpostas, seccionam os corpos em padrões diversos e são, frequentemente, preenchidas por clorita.

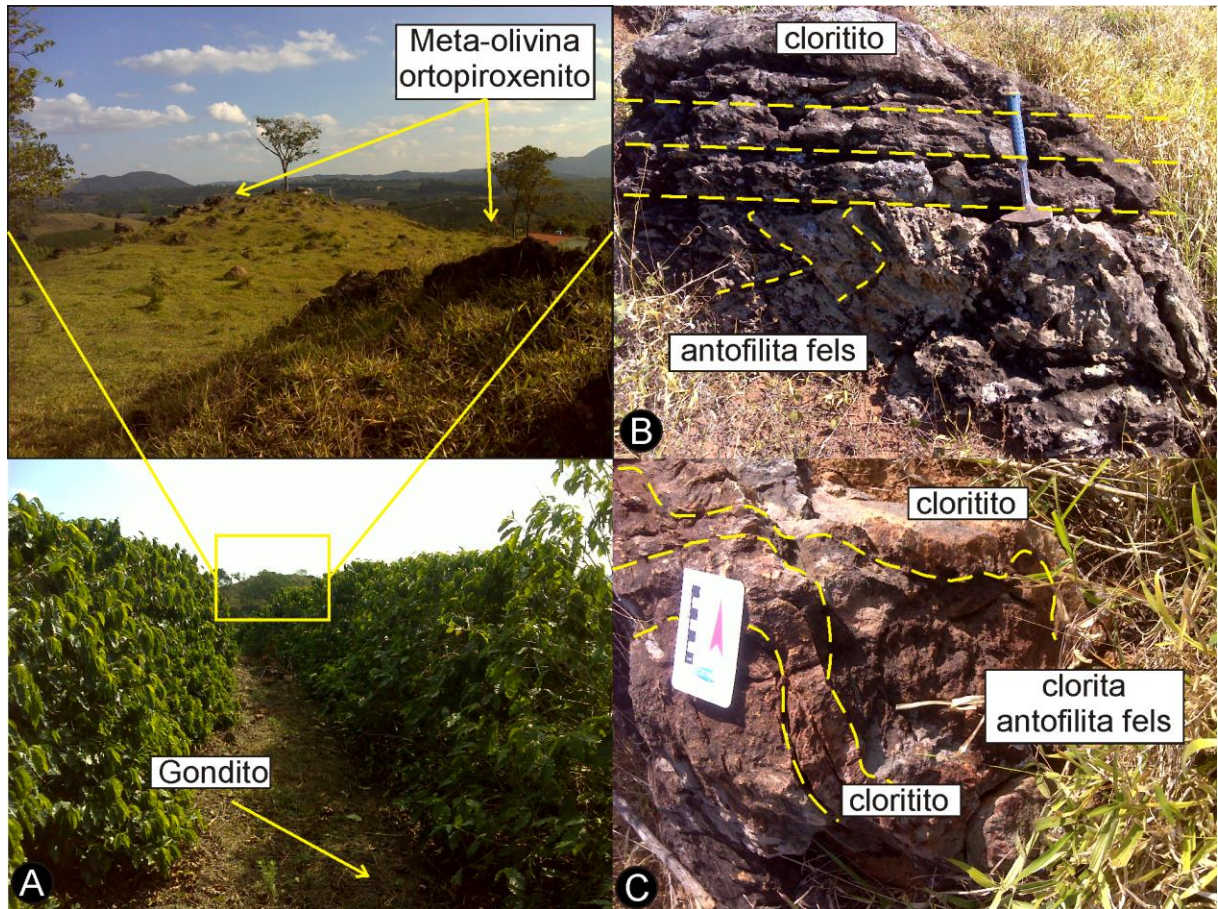


Figura 2.6: A) Típico modo de ocorrência dos metaultramafitos (Pet-024), B) estrutura miloníticas (NR-001), e, C) alternância de horizontes irregulares de cloritito em clorita antofilita fels (Pet-038).

As ocorrências de corpos anfibolíticos e metagabroicos ocorrem de modo similar aos dos metaultramafitos, comumente em exposições restritas, em meio a solos e xistos derivados de metassedimentos, com presença subordinada na faixa metassedimentar-metaultramáfica (Fig. 2.5). Apresentam coloração em matiz verde escuro, trama granonematoblástica a milonítica, com dobras isoclinais intrafoliares, laminações milimétricas e estruturas sigmoidais assimétricas anastomosadas (Fig. 2.7). Em regiões marginais as falhas, corpos metagabroicos constituem brechas coesivas com pseuataquílios, segregações quartzo-feldspáticas e restrita ocorrência de albitos.



Figura 2.7: A) Exposição de metagabro cataclasado (Pet-004); B, C e D) Típicas exposições de rochas orto-anfibolíticas, especialmente restrita (Pet-023, Pet-007 e Pet-019, respectivamente).

Os cromítitos (Pet-008 e 009), o metagabro coronítico (pet-006) e o anfibolito (Pet-007, Fig. 2.7) ocorrem em meio a quartzitos e metassedimentos a cianita e estaurolita, na porção NNW de Bom Jesus da Penha, em região limítrofe com Passos e Alpinópolis, as margens do limite com o bloco norte a sul da zona de cisalhamento Campo do Meio (Kaefer *et al.* 1975). Os corpos de cromítitos e anfibolitos ocorrem em cotas topográficas elevadas, na região da cabeceira do córrego Mumbuca, em restritas exposições, comumente em blocos centi- a decimétricos (Figs. 2.7C e 2.8) em meio a solo. Os cromítitos apresentam coloração acinzentada, granulação fina seriada e laminações irregulares milimétricas (Fig. 2.8C), com clorita granular a lepidoblástica fina. O metagabro coronítico ocorre a

SW dos cromititos, sustenta alto topográfico, entre a serra da Água Azul e a das Furnas, às margens da rodovia vicinal que liga Bom Jesus da Penha a Fortaleza de Minas.



Figura 2.8: A) Região de ocorrência dos cromititos, gabro coronítico e anfibolito (extraído do *Google earth* em Nov/2011, localização na figura 2.5), B) afloramento do cromitito (Pet-008), com C) detalhe de sua laminação.

2.2.4- Região de Andrelândia

2.2.4.1- Introdução

Uma síntese dos trabalhos executados na região de Andrelândia pode ser encontrada em Pinheiro (2008), uma síntese geológica e tectônica em Pinheiro & Suíta (2012, ANEXO II) e Pinheiro & Suíta (2013, em preparação). A extremidade sul da faixa Brasília pode ser sintetizada em um empilhamento de *nappes* resultantes da colisão neoproterozóica entre as placas Sanfranciscana (margem passiva) e Paranapanema (margem ativa), com os componentes tectônicos sintetizados a

partir de três grandes estruturas: 1) *nappe* Socorro–Guaxupé, 2) Terreno Andrelândia, e, 3) o sistema de *nappes* Luminárias-Carrancas e Lima Duarte (Campos Neto 2000, Campos Neto *et al.* 2007).

A *nappe* Socorro-Guaxupé representa uma lasca de crosta continental profunda, derivada de um arco magmático juvenil neoproterozóico, desenvolvido na margem continental ativa da placa Parapanema. É constituída por uma unidade granulítica basal que grada para migmatitos metaluminosos (unidade diatexítica intermediária) e uma unidade migmatítica superior derivada de pelitos e semipelitos (Campos Neto 2000).

A unidade granulítica basal exibe registros para as condições metamórficas em torno de 750 - 870°C de temperatura e 11,5-14 Kbares de pressão, enquanto que para as unidades superiores os valores incidem em torno de 800–920°C de temperatura e 4,5 Kbares de pressão (Vasconcellos *et al.* 1991, Del Lama *et al.* 1994, Campos Neto & Caby 1999) e exibem uma trajetória praticamente isobárica (Campos Neto 2000). Valores geocronológicos delineiam 625 Ma para a idade do metamorfismo de ultra-alta temperatura (Campos Neto & Caby 1999).

O Terreno Andrelândia é sintetizado por um sistema de *nappes*, estiradas e transportadas para E-NE, em fácies anfibólito a granulito de alta pressão, com eclogitos, metabásicas e metaultramáficas associadas, que ocorrem sob a *nappe* Socorro-Guaxupé e em seu entorno (Campos Neto, 2000). Esse sistema de *nappes* exibe a seguinte organização interna: 1) *nappes* superiores: *nappes* Três Pontas – Varginha e Pouso Alto e as *klippen* Carvalhos, Aiuruoca e Serra da Natureza, 2) *nappe* intermediária: Liberdade, e, 3) *nappe* inferior: Andrelândia (Fig. 2.3). Dessa forma, as amostras coletadas tiveram seu posicionamento associado a *nappe* encaixante e suas características locais são apresentadas a medida em que as amostras são apresentadas.

2.2.4.2- Contexto das amostras

2.2.4.2.1- *Nappe* Andrelândia (NA)

A *nappe* Andrelândia (Trouw *et al.* 2000 Fig. 2.10) é constituída, predominantemente, por metapelitos basais, sucedidos por metagrauvas e sequência pelíto-psamítica, submetidos a condições de 680°C de temperatura e 12Kbares de pressão (Santos 2004). Essa estrutura é composta por diferentes unidades litológicas de distribuição contínua, constituída da base para o topo dos xistos Rio Capivari, Santo Antônio e Serra da Boa Vista.

O xisto Rio Capivari constitui a unidade pelítica basal, formada por mica xisto com granada, cianita e/ou sillimanita, com rutilo, ilmenita e estauroлита, com espessura de até 750 metros, intercalada com rochas metapsamíticas e metamáficas (Campos Neto *et al.* 2007).

O xisto Santo Antônio (Trouw *et al.* 1983, Campos Neto & Caby 1999, e, Campos Neto *et al.* 2007 e 2010) ocorre restrito no sistema de *nappes* Andrelândia. Constitui a unidade intermediária, ocorrendo em sinformes transpressivos controlados por zonas de cisalhamento ou por janelas estruturais (*e.g.*, *klippe* Bico do Papagaio) sob a *nappe* Liberdade. É constituído por metagrauvas com intercalações de metapsamitos, com rochas metamáficas subordinadas, e tem como litotipo predominante um biotita xisto/gnaisse, com níveis aluminosos que contém cianita e/ou sillimanita e estauroлита, com anfibolitos nematoblásticos, localmente granatíferos, quartzitos e granada-muscovita biotita- subordinadamente intercalados. Sua deposição é estimada entre 680 Ma (sincrônica ao vulcanismo de arco) e 625 Ma (deposição da unidade Serra da Boa Vista, Campos Neto *et al.* 2011). Esta unidade corresponde a unidade inferior da sequência deposicional Serra do Turvo, parte superior da Megassequência Andrelândia, associada a um sistema de trato de mar baixo de idade criogeniana (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 2000), correlacionada a unidade A5 apresentada por Paciullo *et al.* (2000) e a unidade Santo Antônio (Trouw *et al.* 2006; Fig. 2.9).

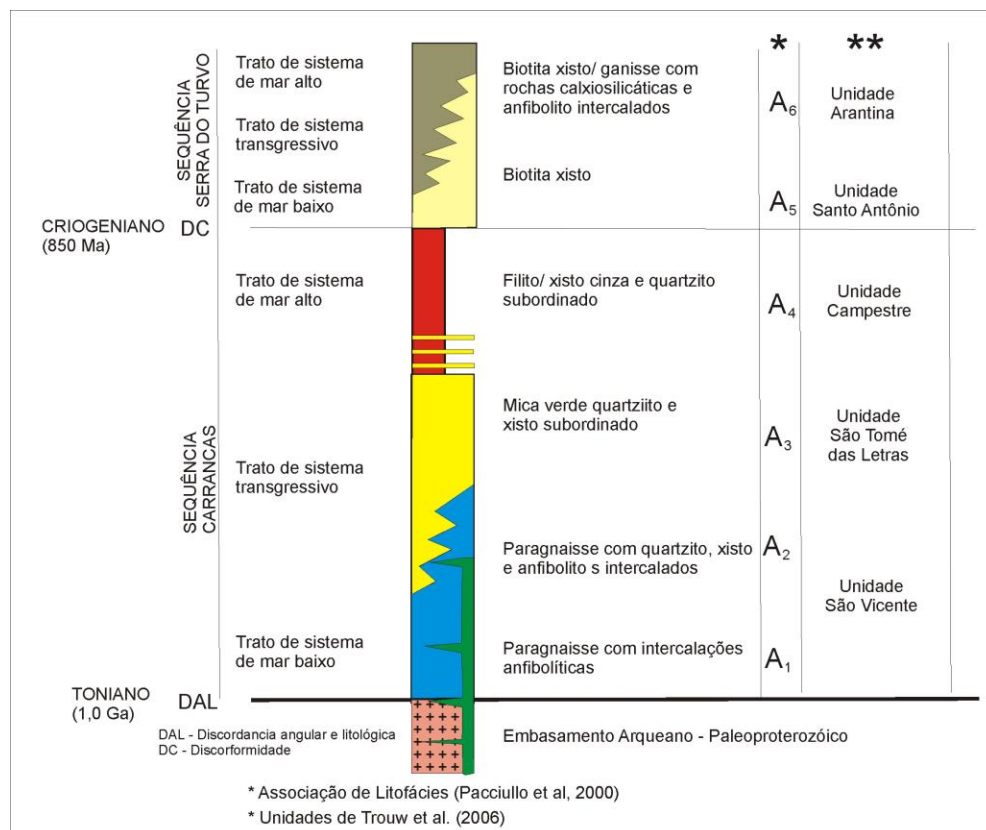


Figura 2.9: Esquema estratigráfico e sedimentológico da megassequência Andrelândia (modificado de Ribeiro *et al.* 2003), com a correlação para as associações de litofácies (Paciullo *et al.* 2000) e as unidades adotadas por Trouw *et al.* (2006).

Trouw (2008) obteve uma ampla dispersão nas idades dos xistos da unidade Santo Antônio na folha Cristina, com uma idade concórdia em $595,0 \pm 5,8$ Ma, relacionada ao evento metamórfico da faixa Ribeira, e idades concordantes de 644 a 2.615 Ma que representam a área fonte dos protólitos destes metassedimentos e estimou um tempo de deposição em torno de 40 Ma, de 656 a 615 Ma, com este último valor referente ao metamorfismo nesta unidade na região em estudo.

Santos (2011) em amostras de xistos/gnaisses da unidade Santo Antônio obteve 2 agrupamentos de idades (U-Pb, *LA-ICP-MS* em zircões), para xistos e gnáisses da unidade Santo Antônio. O primeiro agrupamento variou entre 3.500-1.800 Ma e o segundo entre 900-600 Ma, com o primeiro obtido em unidades basais (*nappes* inferiores e autóctones), sendo atribuída à fonte, a margem passiva do paleocontinente São Francisco. O agrupamento neoproterozóico foi obtido em unidades superiores (*nappes* Superiores), com sua área fonte, ao menos em parte, atribuída ao paleoarco magmático Socorro-Guaxupé.

O xisto Serra da Boa Vista é constituído de muscovita quartzitos e muscovita-quartzo xistos, com lentes de ortoquartzitos e xistos a cianita e granada, com a unidade superior constituída por (clorita)-cianita-granada-mica xistos, localmente com estauroлита e pórfiroblastos de rutilo (Campos Neto *et al.* 2007).

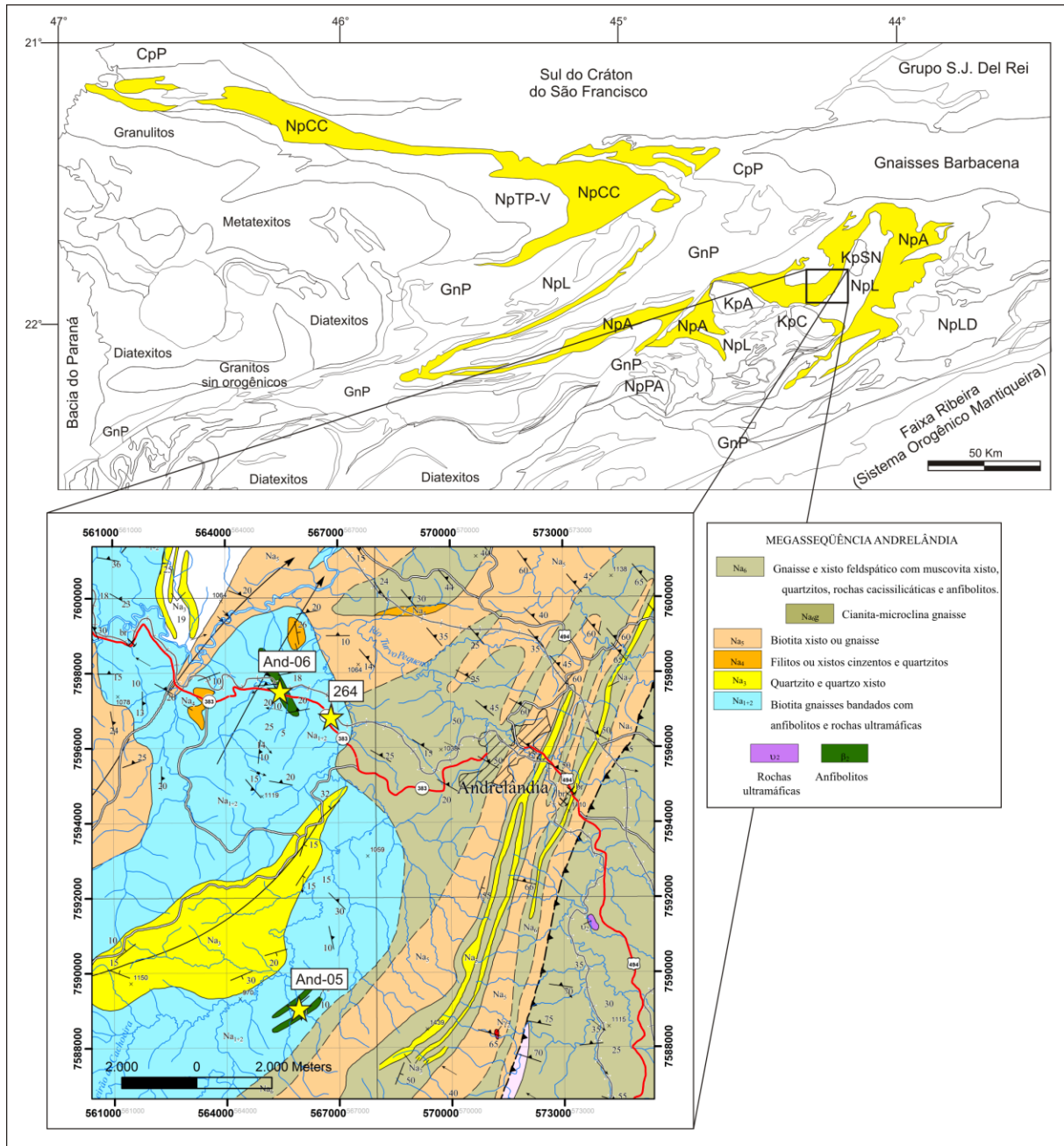


Figura 2.10: Distribuição regional da *nappe* Andrelândia (extraído e modificado de Campos Neto *et al.* 2007) com detalhe da geologia local (Paciullo *et al.* 2003b).

Neste trabalho foram abordadas ocorrências de variedades anfibolíticas granatíferas ou não, posicionadas em meio às unidades metassedimentares da *nappe* Andrelândia (Fig. 2.10). Elas ocorrem em pequenas exposições alongadas, segundo a foliação principal, em contato tectônico com os metassedimentos encaixantes, e intensamente deformadas. Constituem variedades nematobláticas a milonítica-ultramiloníticas com dobras intrafoliais apertadas, isoclinais, estruturas S/C e transposição. (Fig. 2.11).



Figura 2.11: A) Exposição de (granada) anfibolito, B) dobramento isoclinal em anfibolito do corpo And-006, e, ocorrência de epidoto anfibolito milonitizado com dobras isoclinais, transposição e laminação subcentimétrica (264).

2.2.4.2.2- *Nappe Liberdade (NL)*

A *nappe* Liberdade (Trouw *et al.* 2000, Fig. 2.2 e 2.12) é caracterizada por uma sequência de metapelitos, metapsamitos e gnaisses calciossilicáticos subordinados, equilibrados em fácies anfibolito de alta pressão com lascas de rochas metabásicas retroeclogíticas, metaultramáficas e anfibolitos, submetidas a condições de temperaturas em torno de 680°C e pressões de 15 Kbares, caracterizadas como seção de crosta continental envolvida e exumada em ambiente de zona de subducção (Campos Neto & Caby 1999). Seu processo de exumação está associado a intenso estiramento e *boudinagem* e por um arranjo de anticlinais de *nappes* definidas por núcleos ortognáissico-migmatíticos de dobras recumbentes (Campos Neto *et al.* 2007).

Os ortognaisses paleoproterozóicos ocorrem em “fatias” contínuas no interior da estrutura e em “lascas” no *front* da estrutura, constituídas por gnaisses leucocráticos biotíticos com hornblenda, de composição granodiorítica a tonalítica, anfibolitos a biotita, biotita granito, gnaisses moscovíticos e granatíferos com estrutura estromática e biotita diatexitos. Estas rochas constituem séries metaluminosas, cálcio-alcálica e sub-alcálica e peraluminosa, agrupadas em idades entre 2.120-2.140 e 2.050-2.100 Ma (Campos Neto *et al.* 2007).

Rochas diatexíticas e metatexíticas, sob a designação de Migmatitos Alagoa, ocorrem associados a corpos leucogranitóides no sul da estrutura (Junho 1995) sob pacotes de quartzitos intercalados com mica xistos com granada e sillimanita (Quartzito Pacote, Campos Neto *et al.* 2007). Os xistos micáceos são as variedades dominantes na estrutura, com o predomínio de rutilo-(ilmenita-sillimanita)-cianita-granada-plagioclásio-muscovita-biotita xisto que gradam para membros mais quartzosos e gnaisses com membros calciossilicáticos, lentes de anfibolitos, xistos grafitosos e seqüências ferro-manganesíferas (Campos Neto *et al.* 2007).

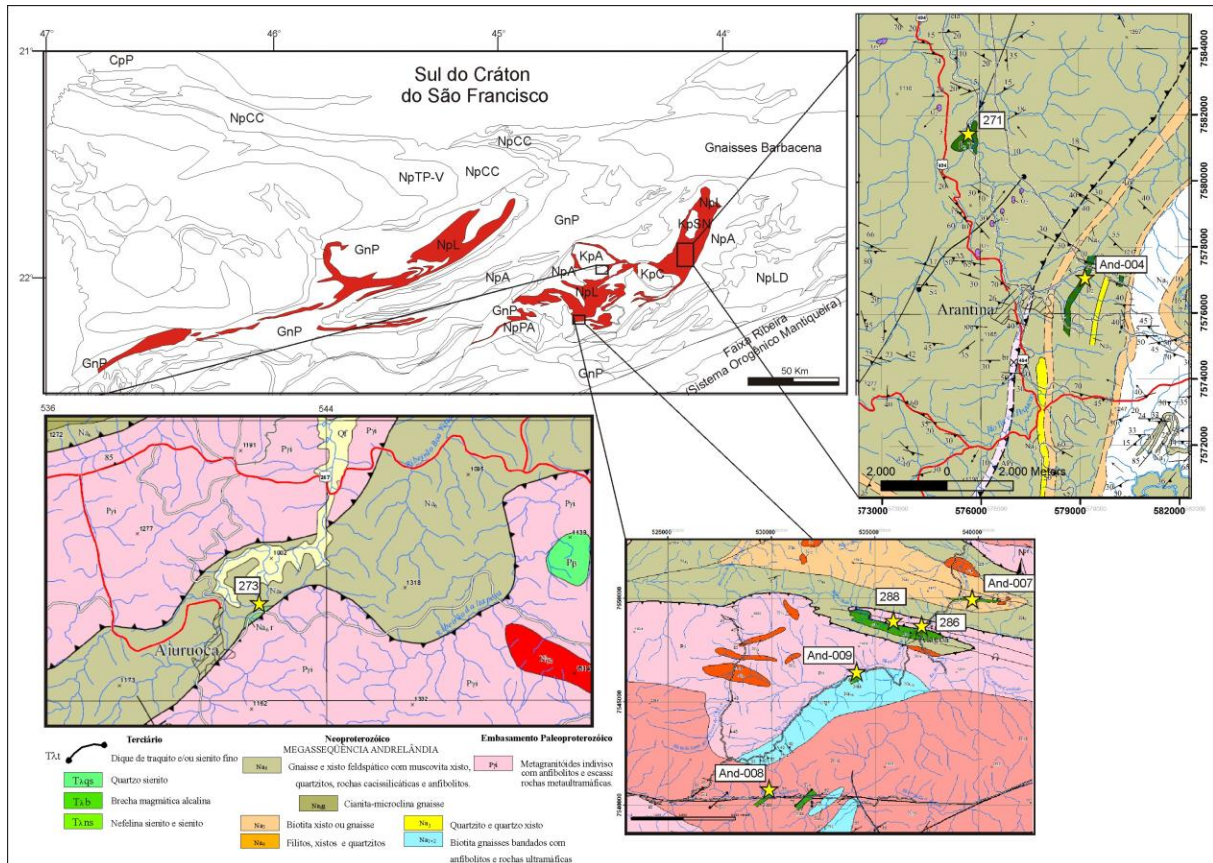


Figura 2.12: Distribuição regional da *nappe* Liberdade (extraído e modificado de Campos Neto *et al.* 2007) com detalhe da geologia local (Trouw *et al.* 2003 e Paciullo *et al.* 2003b) e o posicionamento dos corpos abordados por este trabalho.

Os (granada) epidoto anfíbolitos da região de Alagoa ocorrem dentro da zona urbana desse município (286, 288), às margens do rio Aiuruoca (And-007), ribeirão Vermelho (And-009) e na região norte de Itamonte, às margens do ribeirão da Aberta (And-008, Fig. 2.12).

Essas variedades quando preservadas do intemperismo, exibem uma granulação fina e uma coloração esverdeada escura, exibem laminações milimétricas, com blastos visíveis de granada (288). Sua faixa de ocorrência é facilmente reconhecida pelo característico solo marrom escuro desenvolvido às suas custas. Ocorrem em formas lenticulares, estiradas, posicionadas em estruturas sinformais e antiformais (Trouw *et al.* 2003) com uma foliação penetrativa, nematoblástica, bem desenvolvida, com mergulho em médio ângulo (Fig. 2.13).



Figura 2.13: Detalhe de exposição de corpo de granada anfibolito estirado e alongado, fortemente cisalhado, com detalhe da estrutura laminada e a foliação penetrativa de médio ângulo para oeste (And-007). Visada da fotografia para Norte.

O metagabro bandado (epidoto anfibolito, 271) e o anfibolito (And-004) ocorrem ao sul do município de Andrelândia, com exposições às margens do rio Turvo Pequeno, sendo as melhores ao longo da estrada de ferro paralela a esta drenagem (Fig. 2.14). Estes corpos apresentam-se como lentes estiradas, de não mais que uns 300 metros de comprimento, em meio a unidades metassedimentares da NL, associadas espacialmente a corpos ovalados de metaultramafitos de origem controversa (Almeida 1998, Pinheiro, 2008). Esses litotipos situam-se no eixo de um sinformal aberto, de magnitude regional (Fig. 2.12), associado ao registro da orogênese Ribeira na área, a qual defletiu para norte a NL e gerou um conjunto de sinformes e antifformes assimétricos com vergência para NW (Paciullo *et al.* 2003a).

O metagabro (271) apresenta uma coloração em matizes de verde escuro e uma granulação média a grossa, exhibe um bandamento composicional visualizado pela intercalação de horizontes majoritariamente quartzo-feldspáticos e anfibolíticos (Fig. 2.14). Apresenta uma foliação bem definida, plano paralela ao acamamento, anastomosada, dobrada em estilo intrafolial com eixo N40°E.

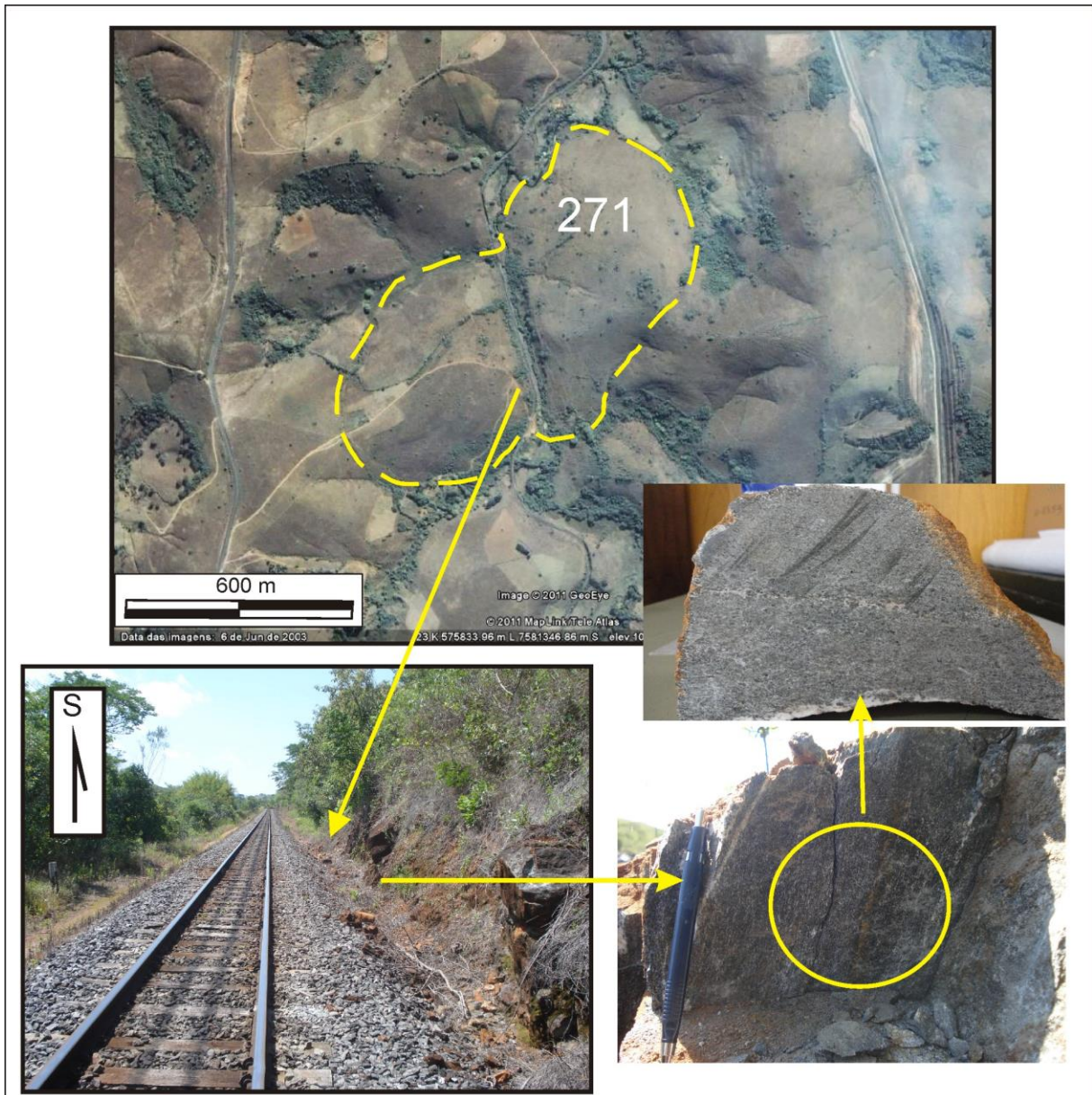


Figura 2.14: Expressão e modo de ocorrência do epidoto anfibólico metagabro (271).

O retroeclogito do ponto e amostra 273, previamente caracterizado por Trouw *et al.* (2000), ocorre nas proximidades do município de Aiuruoca, em blocos ao longo de uma zona de empurrão entre biotita gnaisses e xistos feldspáticos com granada, cianita e sillimanita, e granitóides ortoderivados do embasamento (Figs. 2.12 e 2.15). As rochas paraderivadas encaixantes, com registro metamórfico em fácies granulito, foram interpretadas como uma associação de litofácies que representa a sedimentação proto-oceânica ou oceânica da megassequência Andrelândia (Trouw *et al.* 2000). Essa variedade é constituída essencialmente por granada e clinopiroxênio (Jd_{10-20}), hornblenda e

plagioclásio em coronas secundárias e com assinaturas geoquímicas de basaltos toleíticos intraplaca a oceânico transicional (Trouw 2000, Campos Neto *et al.* 2004).

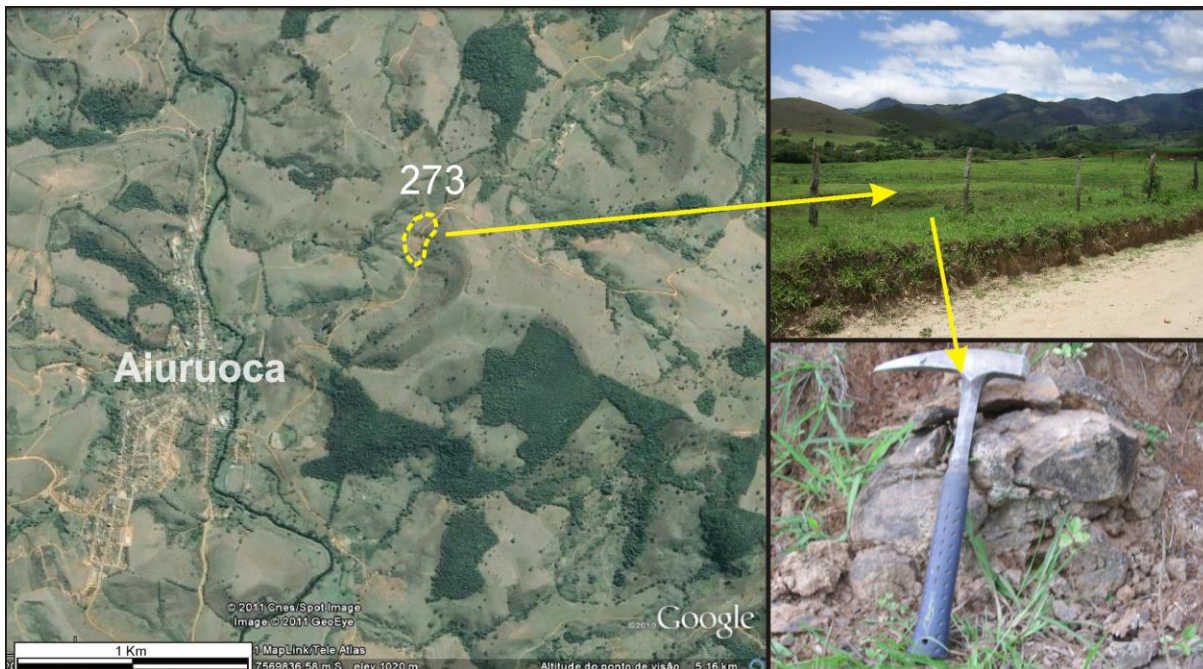


Figura 2.15: Expressão e modo de ocorrência do retroeclogito metamáfico (273).

2.2.4.2.3- *Nappe Lima Duarte (NLD)*

A *nappe* Lima Duarte é constituída de quartzitos e metatexitos, imbricados com ortogneisses polimetamórficos, considerada o domínio da margem continental Sanfranciscana, juntamente com o sistema de *nappe* Carrancas (Campos Neto *et al.* 2004), associada as unidades basais da sequência Carrancas da megassequência Andrelândia (Ribeiro *et al.* 2003a) e a unidade São Vicente adotadas por Trouw *et al.* (2006).

Esta unidade corresponde a unidade inferior da sequência Carrancas, parte inferior da megassequência Andrelândia, associada a um sistema de trato de mar baixo de idade toniana (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 2000), correlacionada a unidade A1 a A4 apresentada por Paciullo *et al.* (2000) e às unidades São Vicente, São Tomé das Letras e Campestre de Trouw *et al.* (2006).

O granada anfíbolito abordado por este trabalho (Ibit-01) ocorre em corpo lenticular laminado, entre as unidades quartzíticas da NLD na região de Conceição do Ibitipoca, exibindo uma área de exposição restrita com sua região de interface com os metassedimentos encaixantes totalmente obliterada (Fig. 2.16).

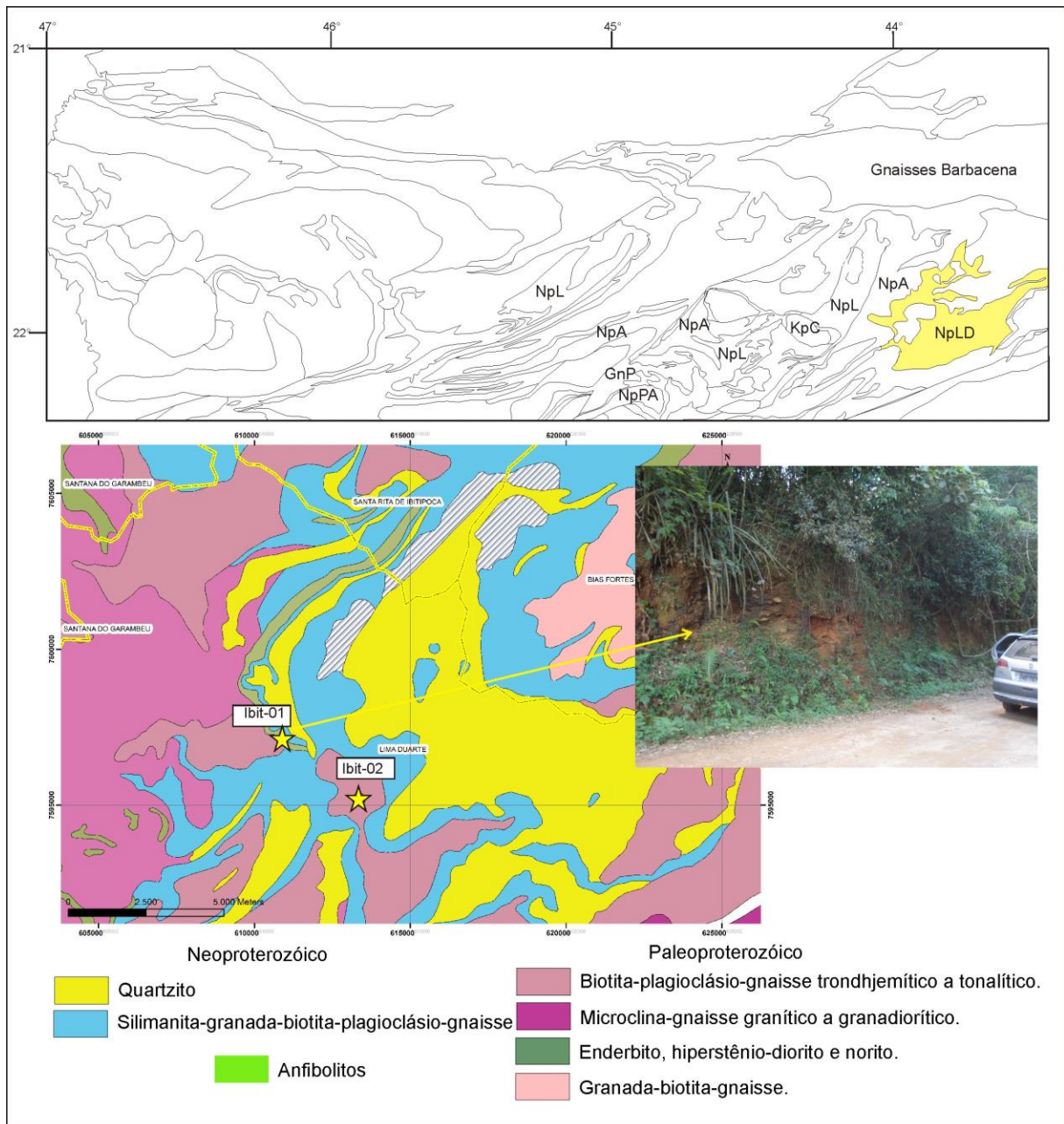


Figura 2.16: Distribuição da *nappe* Lima Duarte (extraído e modificado de Campos Neto *et al.* 2007) com a destaque recorte do mapa geológico (Pinto 1991) e a posição dos corpos de granada- anfíbolito (Ibit-01 e Ibit-02).

2.2.4.2.4- *Nappe* Pouso Alto (NPA)

A *nappe* Pouso Alto ou Três Pontas-Varginha é associada ao prisma acrescionário da colisão dos sedimentos de margem passiva da placa Sanfranciscana sob a placa Paranapanema (Campos Neto *et al.* 2000) e é constituída por rochas metapelíticas de fácies granulito de alta pressão (Trouw *et al.*

1998). Essa estrutura compõe a pilha superior do sistema de *Nappes* Andrelândia e é representada pela *nappe* Pouso Alto e *klippen* Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza (Fig. 2.2 e 2.17).

As descrições sumárias dessas estruturas, juntamente com suas unidades e as ocorrências abordadas, encontram-se em Pinheiro (2008), Pinheiro & Suita (2012, ANEXO I) e Pinheiro & Suita (2013, em preparação), incluindo os corpos máfico-ultramáficos posicionados neste domínio.

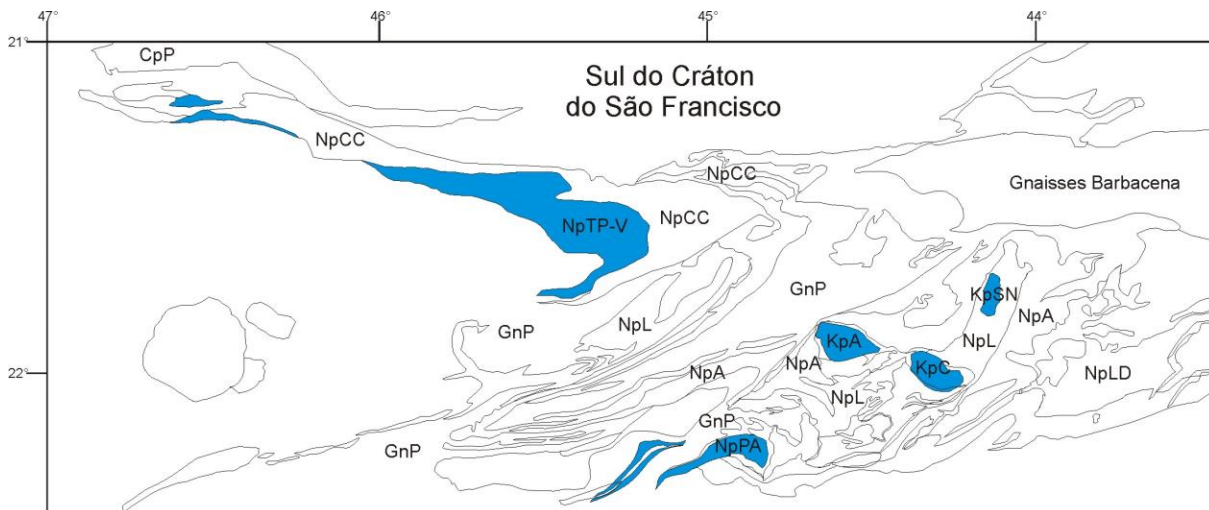


Figura 2.17: Distribuição da *Nappe* Pouso Alto e *klippen* associadas (extraído e modificado de Campos Neto *et al.* 2007).

CAPITULO 3

PETROGRAFIA

3.1- INTRODUÇÃO

O estudo petrográfico neste trabalho foi executado em 99 seções delgadas e polidas, confeccionadas a partir de amostras das exposições tidas como as mais representativas, dentre as diversas da área. A tabela 3.1 sumariza a quantificação de amostras laminadas por variedade e domínio analisado, e uma tabela de conteúdo modal por espécime encontra-se no ANEXO II.

Tabela 3.1: Relação de lâminas descritas por variedade litológica.

	Domínio Andrelândia						Domínio Campos Gerais							Total
	NA	NL			KC	NLD	Complexo Petúnia							
Variedade	Anfibolitos	Anfibolitos	Metagabro	Retroeclogito	Metarrodngito	Granada anfibolito	Metagabro cataclasadado	Olivina gabro coronítico	Anfibolito	Metaolivina ortopiroxenito	Cromitito	Metadunito	Meta-hornblendito	
Lâminas	12	15	5	3	5	7	4	5	8	25	6	2	2	99
NA: <i>Nappe</i> Andrelândia, NL: <i>Nappe</i> Liberdade, NLD: <i>Nappe</i> Lima Duarte, KC: <i>Klippe</i> Carvalhos														

As terminologias e expressões utilizadas para microestruturas e texturas foram seguiram as apresentadas por Paschier & Trouw (1996). As abreviações minerais seguiram as utilizadas por Kretz (1983) e os seguintes valores para a definição da granulação fina, média e grossa da rocha, a saber: fina: < 1mm, média: >1 e < 5mm, e, grossa > 5mm.

Como explícito no subitem 1.4.1, os diâmetros do campo de visão quando utilizadas as oculares de 10x de aumento, em objetivas de 2x, 2,5x, 4x, 10x e 20x equivalem, respectivamente, a 10mm, 8mm, 5mm, 2mm e 1mm. As siglas LR, LN e LP referem-se ao comportamento da luz no momento da captura da imagem, com LR referente à luz refletida, LN a luz plana transmitida (natural) com o polarizador e o analisador descruzados, e LP referindo-se a luz transmitida “polarizada”, em arranjo cruzado de polarizador e analisador.

As descrições petrográficas, assim como as considerações petrológicas, das variedades abordadas na *klippe* Carvalhos constitui um trabalho separado e encontra-se no ANEXO I.

Todas as variedades abordadas encontram-se metamorfisadas, em maior ou menor grau, no entanto, para a simplificação, em muitos casos o prefixo “meta” foi omitido.

3.2- COMPLEXO PETÚNIA

3.2.1- Olivina ortopiroxenito pegmatóide e derivados metamórficos

A variedade olivina ortopiroxenítica pegmatóide exibe variações governadas pelo conteúdo de olivina e constitui variações de olivina-ortopiroxenito (*e.g.*, NR-001, NR-002, NR-013, Pet-024, Pet-040) a ortopiroxenito pegmatóide sem olivina (*e.g.*, NR-015). De modo geral, estas rochas exibem trama pegmatóide com grãos de ortopiroxênio maiores que 2,5cm com inclusões de grãos de olivina e minerais opacos reliquias e corroídos (Figs 3.1A-B). Níveis de minerais opacos finos alinhados e incorporados por ortopiroxênio sugerem um assentamento magmático primário em ambiente plutônico (Figs 3.1C-D).

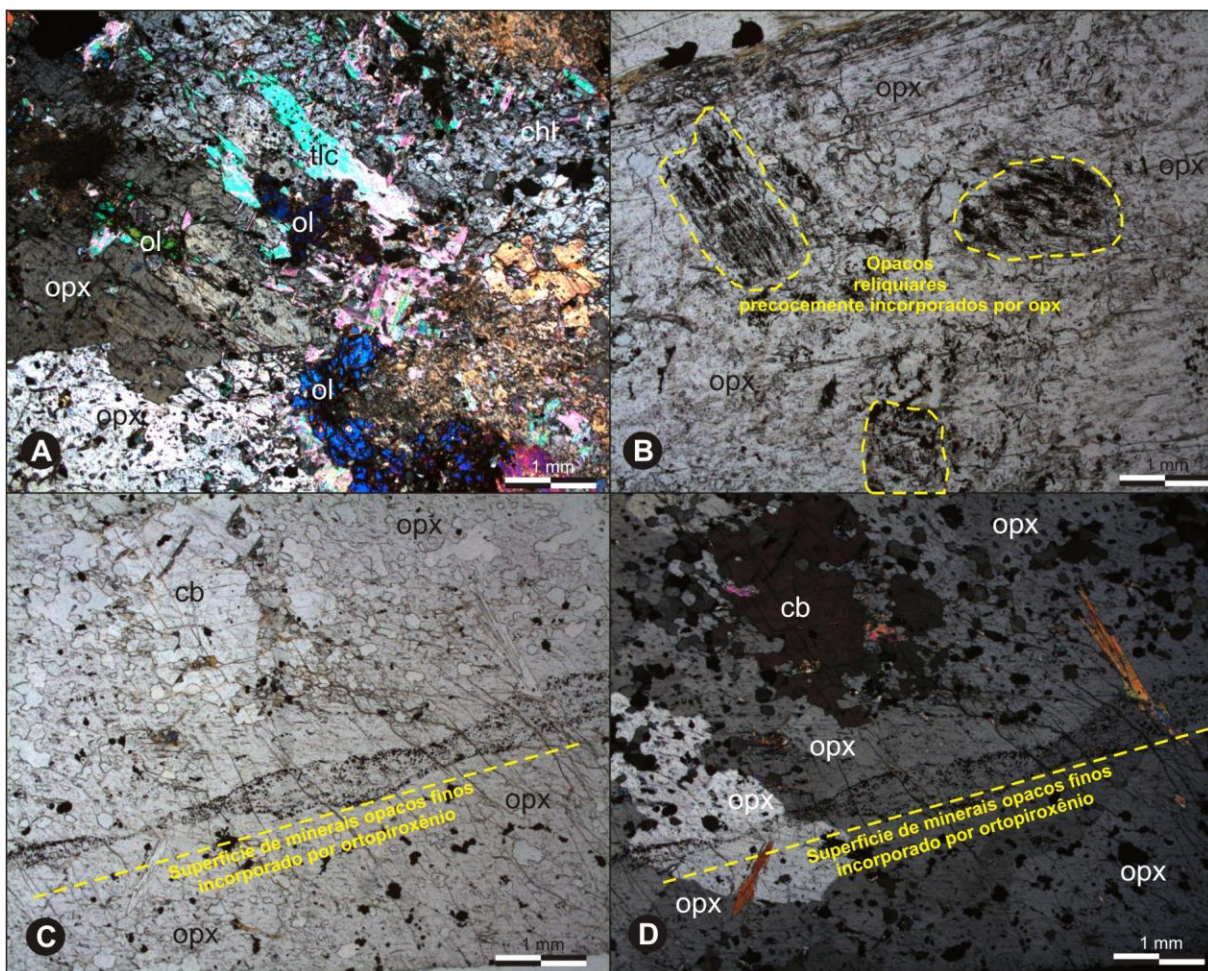


Figura 3.1: A) Olivina esqueletal, parcialmente talcificada, inclusa em ortopiroxênio (2x, LP), B) Minerais opacos primários, precoces, “dissolvidos” e incorporados por ortopiroxênio pegmatóide (2x, LN), C) superfície definida pelo alinhamento de minerais opacos finos, possível reflexo de bandamento ígneo, incorporado por ortopiroxênio pegmatóide (2x, LN), e, D) mesmo campo anterior sob LP. O ortopiroxênio exibe estruturas de deformação intracristalina, extinção ondulante e sub-grãos.

Uma trama lepidonematoblástica, a base de talco, clorita e antofilita, ocorre superimposta ao arranjo textural primário, define uma foliação contínua, por vezes milonítica, desenvolvida de modo heterogêneo e culmina em variedades de milonitos e xistos, com as mais variadas proporções de talco, antofilita, clorita, sulfetos e Cr-espinélio (Pet-027, NR-004, NR-005, NR-006, NR-025 e NR-031, Fig. 3.8), reflexo do conteúdo inicial de ortopiroxênio, olivina, espinélio e sulfetos, além da heterogeneidade deformacional. Superfícies tardias, frágeis, seccionam o conjunto na forma de fraturas com distribuição irregular. Processos tardios de carbonatação, cloritização e talcificação, ocorrem de modo intenso em alguns espécimes, gerando variedades de talco xistos, clorititos (Pet-038 e NR-031) e outras carbonatadas (NR-013-B).

O ortopiroxênio ocorre em grãos tabulares, sub- a euédricos, inequigranulares pegmatóides (> 2,5cm, Fig. 3.2). Apresenta um arranjo com grossos grãos tabulares subparalelizados, não raro imbricados e truncados. Isto sugere acumulação por fluxo magmático, a partir de consumo de líquido residual, com a incorporação de olivina reliquiar, esquelética e corroída, assim como de minerais opacos, óxidos, Cr-espinélio e sulfetos, precoces, parcialmente consumidos e “dissolvidos” (Figs 3.1A-B). Arranjos planares de minerais opacos finos (Cr-espinélio), incorporados em ortopiroxênio, refletem um assentamento a partir de acumulação por fluxo gravitacional impostos a minerais precoces mais densos (Figs 3.1C-D). O ortopiroxênio apresenta evidências de deformação dúctil-rúptil, como extinção ondulante, subgrãos alongados paralelos às faces longitudinais e maclas de deformação (Fig. 3.3). Exibe contatos retilíneos ao longo das faces de maior alongação, com contatos interlobados a amebóides, com processos de rotação de subgrãos (novos grãos) e migração de borda nas faces latitudinais. Grãos grossos pegmatóides apresentam lamelas de exsolução (clinoenstita?) plano-paralelas à alongação do grão, com alguns espécimes exibindo padrões listrados, em grãos não desestabilizados (Fig. 3.2C).

O ortopiroxênio altera-se para clorita, que forma palhetas coalescidas a partir de suas bordas, fraturas e clivagens. A clorita exibe um aspecto mosqueado, em espécimes com intensa nucleação dessa fase à custa do ortopiroxênio (Fig. 3.2 e 3.3), o que resulta em agregados cloríticos granoblásticos, praticamente monominerálicos, reflexo do consumo total do piroxênio com pseudomorfose do mesmo. Variedades de cloritito e clorita-antofilita xistos ocorrem em decorrência desses processos em espécimes intensamente transformadas (*e.g.*, NR-038). Bordas com terminações fibrosas ocorrem em contato com olivina parcialmente talcificada, em estágios intermediários de transformação para anfibólio, quando o ortopiroxênio perde suas características óticas (bastita).

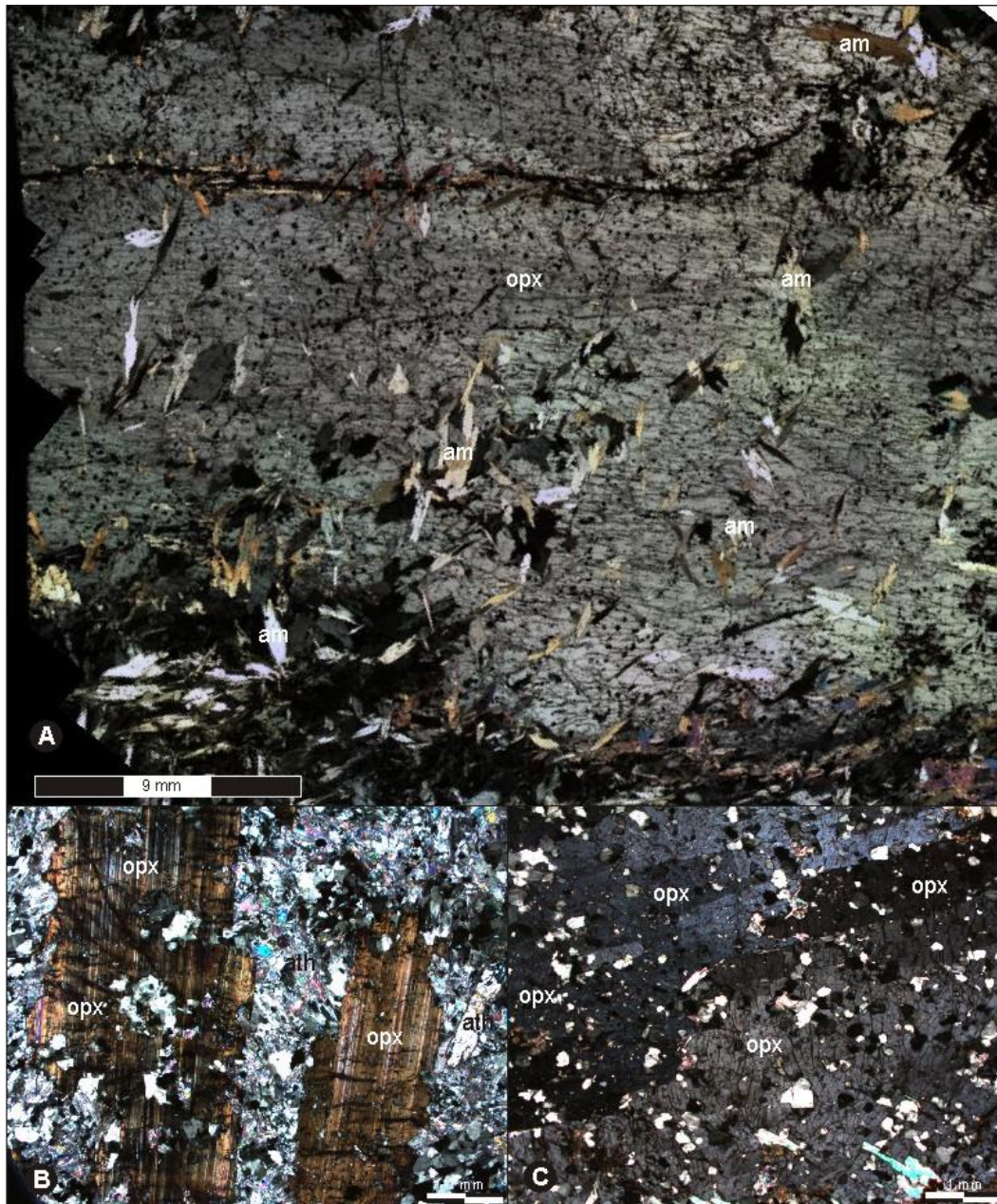


Figura 3.2: A) Foto-mosaico de grão pegmatóide de ortopiroxênio que exibe estrutura de deformação intracristalina, como subgrãos e extinção ondulante, B) grãos de ortopiroxênio que exibem lamelas de exsolução (clinoenstatita?) paralelas as faces prismáticas (2x, LP), e C) grãos pegmatóides de ortopiroxênio com contatos interlobados, que exibem estruturas do tipo subgrãos alongados e extinção ondulante (2x, LP).

A olivina pode representar até 12% da constituição modal, ocorrendo em grãos reliquiais, esqueletais e corroídos. Atinge mais de 3,5mm de comprimento com extinção ondulante, sub-grãos e novos grãos. Invariavelmente, ocorre inclusa ou em posições intergranulares de ortopiroxênio, com uma densa malha de fraturas com expressiva concentração de minerais opacos exsolvidos (Fig. 3.3).

Ocorre alterada, parcial a totalmente, para agregados pseudomórficos de talco e pode ter serpentina subordinada em zonas marginais e fissuras.

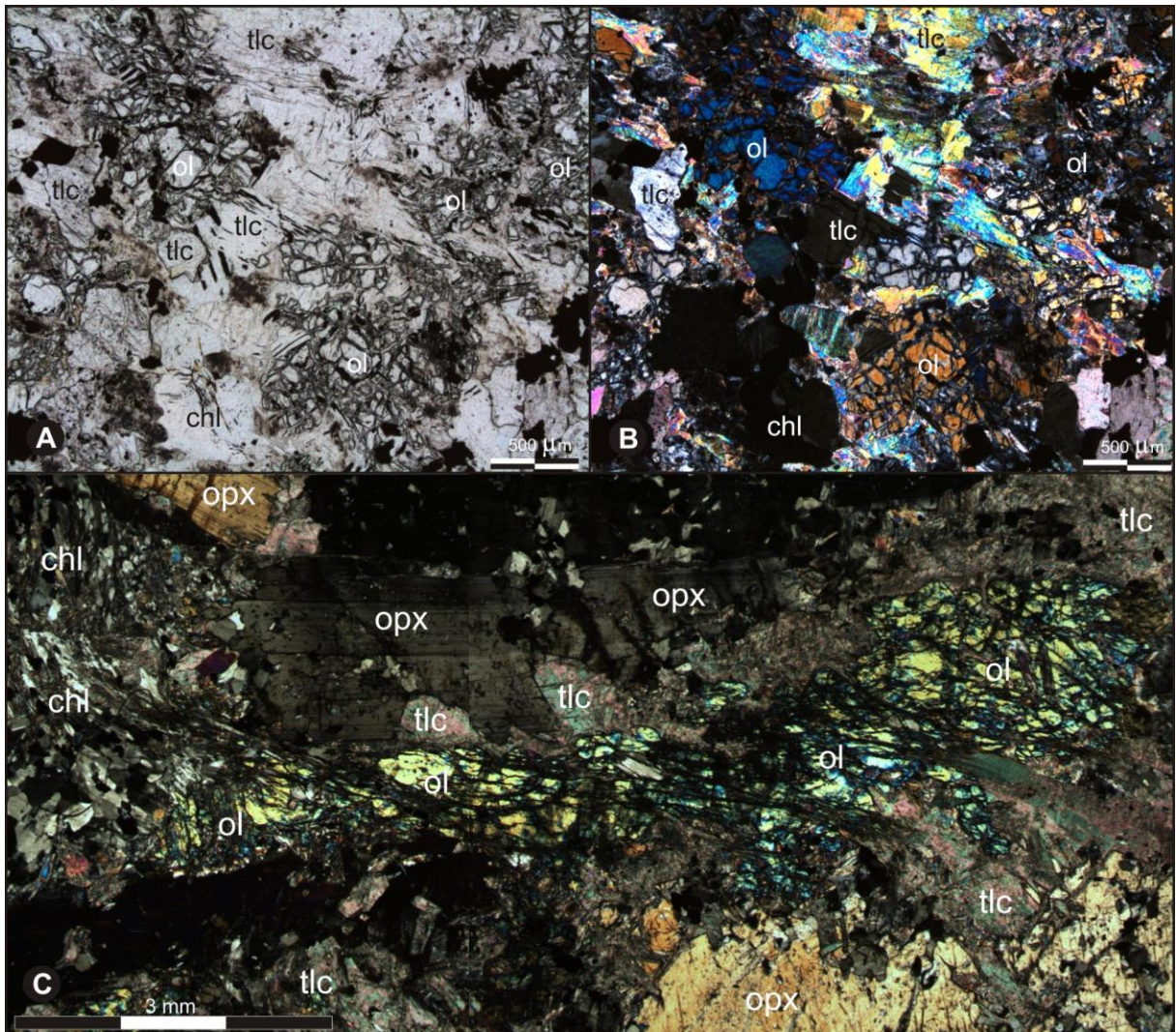


Figura 3.3: A) Grãos reliquiares de olivina parcialmente talcificada (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, e C) fotomosaico de olivina grossa, parcialmente talcificada, intensamente fraturada e posicionada em espaços intergranulares de ortopiroxênio.

O cromo-espinélio constitui de 1-6% do conteúdo do olivina ortopiroxenito pegmatóide. Comumente ocorre em grãos reliquiares primários corroídos, não raro em agregados ou grãos sub-euédricos (Figs 3.1 e 3.2), inclusos em ortopiroxênio e olivina. Pode estar preservado em núcleos de agregados de talco, clorita e carbonato, nessa situação, com bordas amebóides a vermiformes, interdigitadas com as fases de alteração, devido a seu provável consumo na neoformação destas fases. Agregados finos dispostos em alinhamento planar incorporado por ortopiroxênio (Fig. 3.1C-D) são

interpretadas como o reflexo de um acúmulo gravitacional e nível de estabilidade magmática do “liquidus” anteriores à nucleação dos grãos pegmatóides de ortopiroxênio.

A magnetita fina, xenoblástica, ocorre em agregados pulverizados, concentrados em fraturas e bordas de olivina, coalescidos a partir da exsolução de componentes da olivina. Em domínios de foliação, constituem feições do tipo “trilha” e “nuvem” de opacos ao longo dessas superfícies, em expressivo conteúdo nas variedades de xistos a talco, antofilita, clorita e serpentina. Constituem até 12% da moda. Tem incipiente transformação para hematita a partir de superfícies de borda, clivagens e fraturas (processo de “martitização”).

A clorita ocorre em grãos inequigranulares, finos a médios, pleocróicos em matizes pálidas de verde a verde amarelado, com cores de interferência em tonalidades marrom-acastanhado anômalo (Mg-clorita). Forma-se à custa de ortopiroxênio e é nucleada a partir de superfícies de bordas, fraturas e clivagens, tornando-a com aspecto mosqueado a total substituição (pseudomorfose) por agregados poligonalizados finos, de até 150µm (1º geração), o que culmina na geração de clorititos (Pet-038) nas variedades metamórficas extremas (Fig. 3.4). Em variedades carbonatadas, esses agregados progressivamente sofrem recristalização por ajuste estático, o que ocasiona um incremento na granulação, com geração de granoblastos de até 1,3 mm (2º geração), que constituem arranjos granoblásticos com carbonato.

O talco ocorre em agregados e grãos, inequigranulares finos a grossos (± 1 mm), xeno- a subidioblásticos, com extinção ondulante e contatos irregulares. Atinge até 28% do conteúdo em variedades de olivina ortopiroxenito e forma-se preferencialmente às custas de olivina, a partir de bordas e fraturas. Constitui agregados pseudomórficos, quando do consumo total da olivina (Fig. 3.5). Envolve agregados de clorita granoblástica fina (1º geração) com serpentina subordinada. Constitui arranjos lepidoblásticos, que definem uma foliação milonítica, em algumas variedades e culminam em xistos à talco e antofilita, com tremolita, decorrente de processos metamórfico/metassomáticos impostos a variedades abundantes em olivina. Isto sugere membros peridotíticos/duníticos intensamente transformados.

A antofilita ocorre em grãos incolores, com cores de interferência vivas, sub- a idioblásticos, inequigranulares finos a grossos (± 5 mm), comumente constituem agregados fibro-aciculares sub-radiais a nematoblásticos. Ocupam até 30% da moda em olivina ortopiroxenitos. De modo invariante, ocorre às custas de talco, tremolita e ortopiroxênio, sendo sua abundância modal diretamente relacionada à de talco/olivina (Fig. 3.5). Envolve grãos e agregados de clorita (1º geração) e exhibe uma abundância de minerais opacos finos concentrados em regiões marginais e superfícies de fraturas e clivagens. Fraturas ortogonais em relação ao eixo maior do prisma/agulha ocorrem talcificadas (talcificação tardia?) em processos precoces aos relacionados com as gerações de agregados

granoblásticos de clorita (2^o geração) e carbonato e constituem grãos reliquiares preservados nesse arranjo.

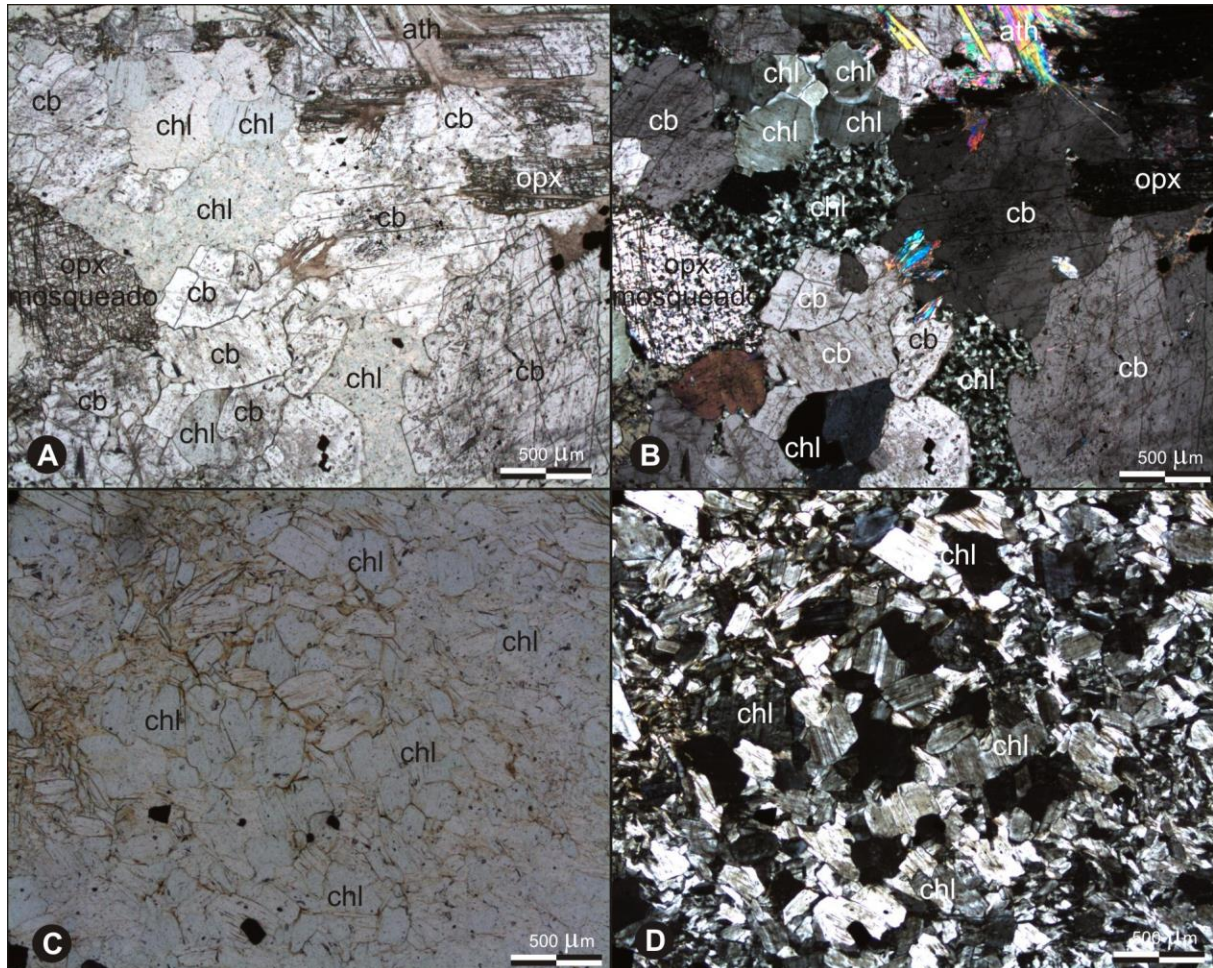


Figura 3.4: A) Agregados granoblásticos de clorita fina que sofreram recristalização por ajuste estático (2^o geração), em domínio carbonatado (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) agregados granoblásticos de clorita que caracterizam cloritito em variedade intensamente transformada (4x, LN), e D) mesmo campo anterior sob LP.

A tremolita ocorre em grãos inequidimensionais de prismas curtos, xeno- a idioblásticos, incolores. Ocorre à custa de ortopiroxênio, olivina e talco, com posterior reposição de talco em processo retrogressivo pretérito ao sobrecrescimento de antofilita fibro-acicular radial sobre talco (Fig. 3.5). Exibe estruturas de deformação intracristalina como extinção ondulante, lamelas de exsolução perpendiculares ao eixo maior do prisma e sub-grãos. Nas variedades de ortopiroxenito ocorre com uma distribuição heterogênea, porém inexpressiva. É abundante em algumas variedades de talco-antofilita xisto e antofilita-talco xisto quando compõe de 6 a 10% da moda. A tremolita exibe um

evidente caráter precoce, em relação a antofilita, caracterizado por grãos de tremolita rompidos, provavelmente diante de blastese dinâmica, a partir de movimentos rotacionais, o que imprime a feição radial, com grãos aciculares truncados por tremolita, ocasionando a ruptura do grão (Fig. 3. 6).

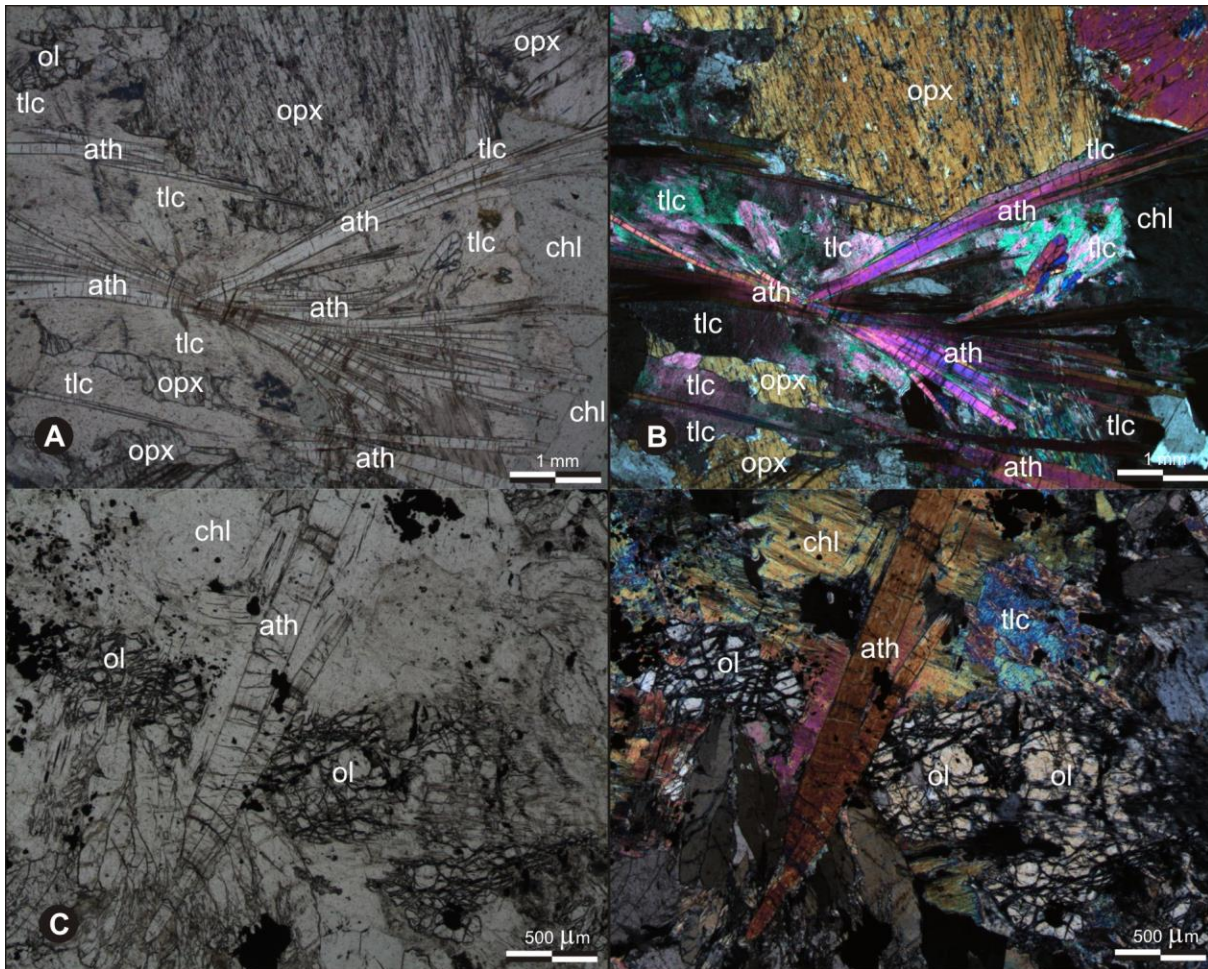


Figura 3.5: A) Agregados sub-radiais de antofilita fina a média, gerados às custas de talco (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) antofilita acicular média sobrecrecida em talco e em contato estável com olivina (4x, LN), e, D) mesmo campo anterior sob LP.

O carbonato ocorre em xenoblastos inequigranulares finos a grossos (até 5mm) em agregados granoblásticos, predominantemente sobre porções cloríticas (1º geração)\ortopiroxeníticas e talcificadas de olivina (Fig. 3.4 e 3.5). Exibe bordas interlobadas a amebóides, em intenso processo de migração de borda, com incorporação de grãos reliquiares de ortopiroxênio, olivina, minerais opacos, clorita (1º geração) e antofilita, constituindo arranjos granoblásticos com clorita de 2º geração. Em variedades inensamente carbonatadas atinge até 40% da constituição modal (NR-013).

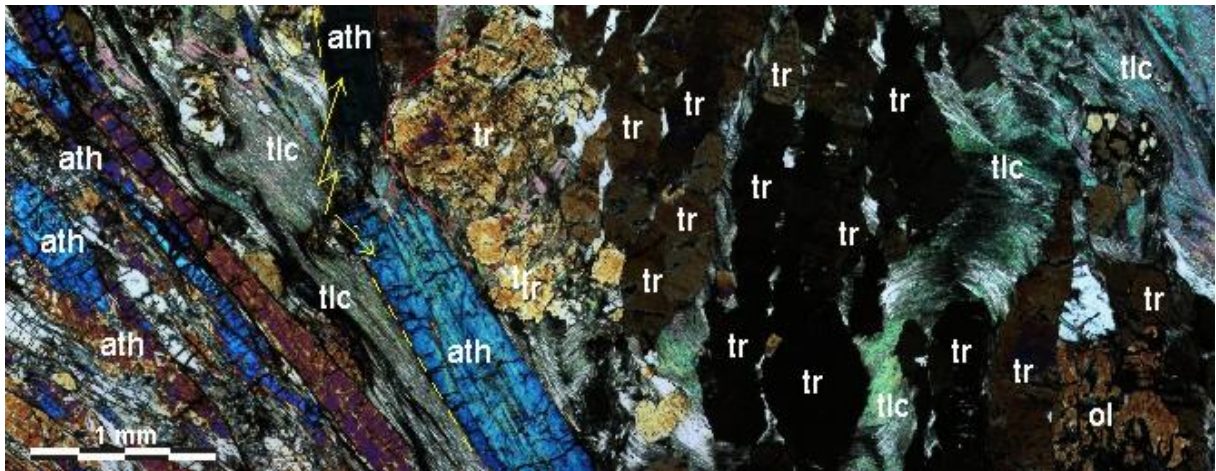


Figura 3.6: Foto-mosaico que mostra tremolita e antofilita sobrecrecida sobre talco, com tremolita precoce e grão prismático de antofilita rompido (2x, LP).

Sulfetos ocorrem subordinadamente, constituídos por calcopirita, pirrotita e pentlandita associados entre si, posicionados preferencialmente em regiões marginais de magnetita e intersticial. A calcopirita exibe um caráter tardio, posicionado nas bordas dos agregados de sulfetos e, não raro, preenchendo fraturas (Fig. 3.7).

Os minerais sulfetados ocorrem constituindo até 2% da moda nas variedades de meta olivina ortopiroxenito, com sua abundância diretamente relacionada ao conteúdo de olivina com ortopiroxênio, em variedades pouco deformadas, predominando cromo-espínélio nos ortopiroxenitos sem olivina (NR-015) e com conteúdos de sulfetos praticamente inexistentes nas variedades intensamente metamorfisadas e foliadas.

Os sulfetos, pentlandita, pirrotita e calcopirita, ocorrem em grãos ou agregados xenomórficos finos que não ultrapassam 500 μm , parcialmente preservados e associados, predominantemente, em olivina, estando em núcleos, fraturas e clivagens de agregados talcificados, cloríticos, antofílicos e carbonatados (Fig. 3.7), praticamente inexistentes em meio a ortopiroxênios. Apresentam contatos retilíneos entre si e cromo-espínélio, com interfaces amebóides a serrilhadas, vermiformes e interdigitadas com as fases de alteração, refletindo sua instabilidade diante de processos metamórficos\deformacioais posteriores, culminando em seu consumo parcial a total.

De modo geral, a pirrotita ocorre posicionada em porções internas dos agregados de sulfetos, intimamente associada a pentlandita e cromo-espínélio (Fig. 3.7), e menos frequente calcopirita. Exibe lamelas de exsoluções finas, a partir de superfícies de clivagens, de hidróxidos de ferro (Fig. 3.7,G).

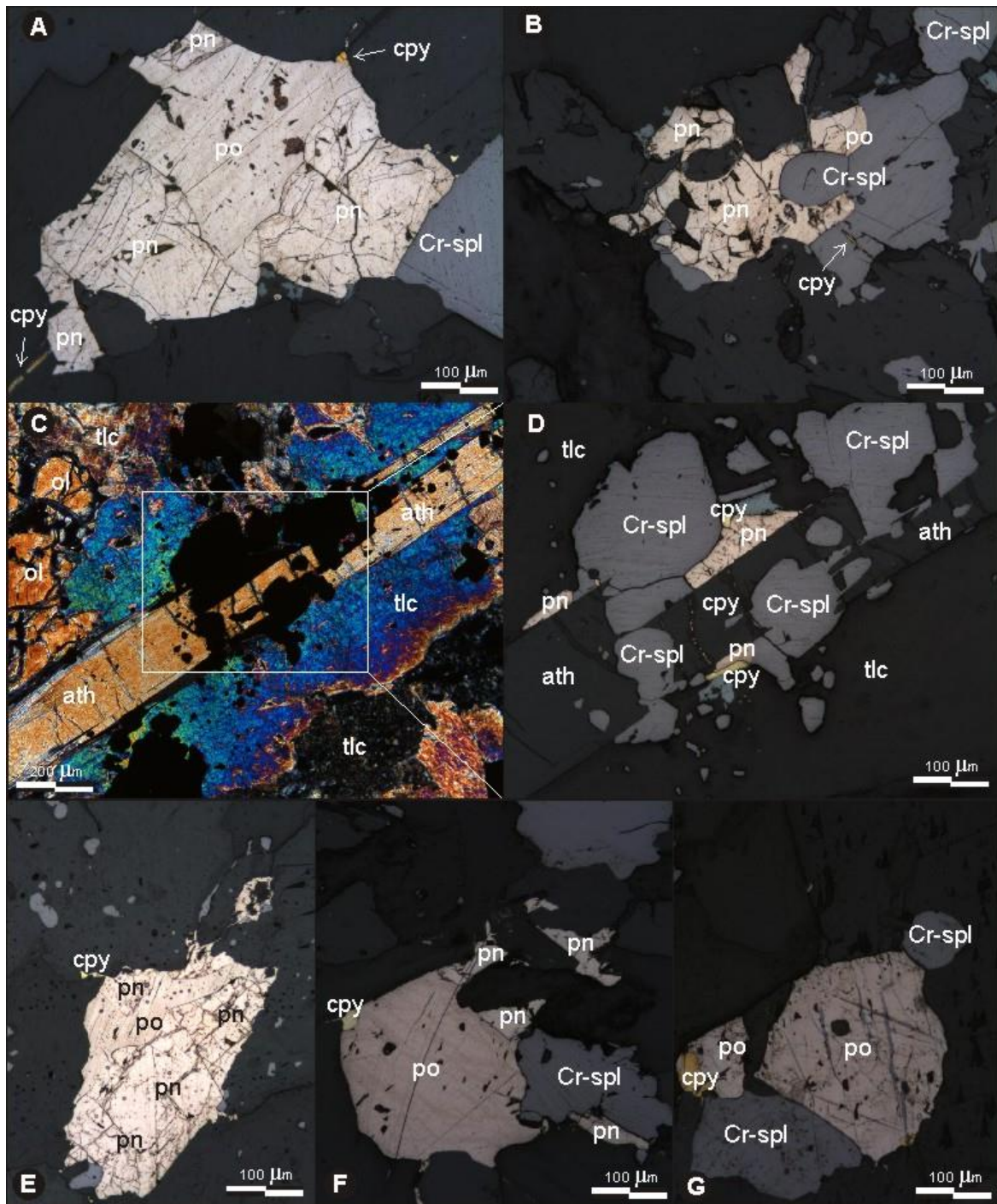


Figura 3.7: A) Agregado de pirrotita, no núcleo, pentlandita nas porções mais externas e calcopirita fina marginal em associação com cromo-espinélio que indica a sequência de cristalização dos sulfetos (20x, LR), B) contatos interdigitados a lobados entre pentlandita e pirrotita com cromo-espinélio e com calcopirita, tardia, que preenche fraturas (20x, LR), C) antofilita formada às custas de talco com agregado de cromo-espinélio precoce e pentlandita mais tardia e calcopirita, subordinada, em espaços intersticiais e fraturas (10x, LP), D) detalhe do campo anterior sob LR e aumento de 20x, E) agregado de sulfetos com pentlandita no centro, pirrotita exsolvida e calcopirita tardia (20x, LR), F) pentlandita exsolvida a partir de pirrotita com calcopirita tardia associada, em íntima relação com cromo-espinélio (20x, LR), e, G) associação entre cromo-espinélio e pirrotita (com exsoluções de pentlandita) e, calcopirita tardia marginal (20x, LR).

A pentlandita, via de regra, ocorre associada a pirrotita, sobrecrecida a partir de suas bordas, e cromo-espinélio, exibindo com este último contato interlobado, retilíneo e consertal, não raro ocupando posições intersticiais e intergranulares de agregados desse óxido (Fig. 3.7, B). A calcopirita ocorre em grãos xenomórficos finos, frequentemente associados a pentlandita, sobrecrecidos em posições marginais. A calcopirita ocorre preenchendo superfícies de fratura e clivagens de antofilita, clorita, talco e carbonato, em domínio com avançada transformação de ortopiroxênio e olivina em domínio pouco foliado, em zonas com abundância de pentlandita e pirrotita.

As variedades metamórficas constituem uma gama de rochas xistificadas, ou não, que são consituídas por ampla diversidade minero-textural, com membros finais com associações:

1) com predominância de antofilita, constituem membros como antofilita xistos e *felses*, com talco, clorita, tremolita e magnetita (Figs 3.8C-H). Em variedades com talco, clorita e tremolita acima de 5% modais definem uma diversidade de talco-antofilita, tremolita-antofilita e clorita-antofilita xistos e *fels*, com magnetita, em geral, abaixo dos 5% em conteúdo. Essas variedades, caracteristicamente, apresentam prismas longos de antofilita, decussados ou nematoblásticos que constituem mais de 85% da moda. A antofilita sobrecreceu às custa de talco, ou tremolita (Fig. 3.6, 3.7) e/ou agregados de clorita grano/lepidoblásticos (Figs 3.8 C-D). Essas variedades gradam ou definem bandas, em interfaces retilíneas, com variedades ortopiroxeníticas e cloríticas, podendo haver talco xeno- a subidioblástico nessas superfícies (Fig. 3.8G),

2) com predominância de clorita, constituem clorititos, lepidoblásticos finos, com bandamentos texturais definidos por níveis finos (até 0,5mm) com granulação distinta (Fig. 3.8A) e magnetita-clorita xistos a milonitos, constituídos de até 20% de magnetita blastomilonítica (Figs 3.8B). Essas variedades gradam, na maioria dos casos, para variedades desde antofilita-clorita, clorita-antofilita a antofilita xistos, com tremolita, magnetita e talco nas mais diversas proporções, mas insuficientes para qualificar a rocha segundo sua moda,

Essas variedades exibem distribuição irregular e obliterada pelo caráter deformado, alóctone, desses corpos. No entanto, sua assembléia mineral reflete, provavelmente, a composição de seus protólitos, ortopiroxeníticos a peridotíticos, com esses litotipos dispostos, comumente em níveis ou horizontes, gradacionais entre si, ou não (Fig. 3.8), o que, provavelmente, reflete origem acamadada para sua associação primária.

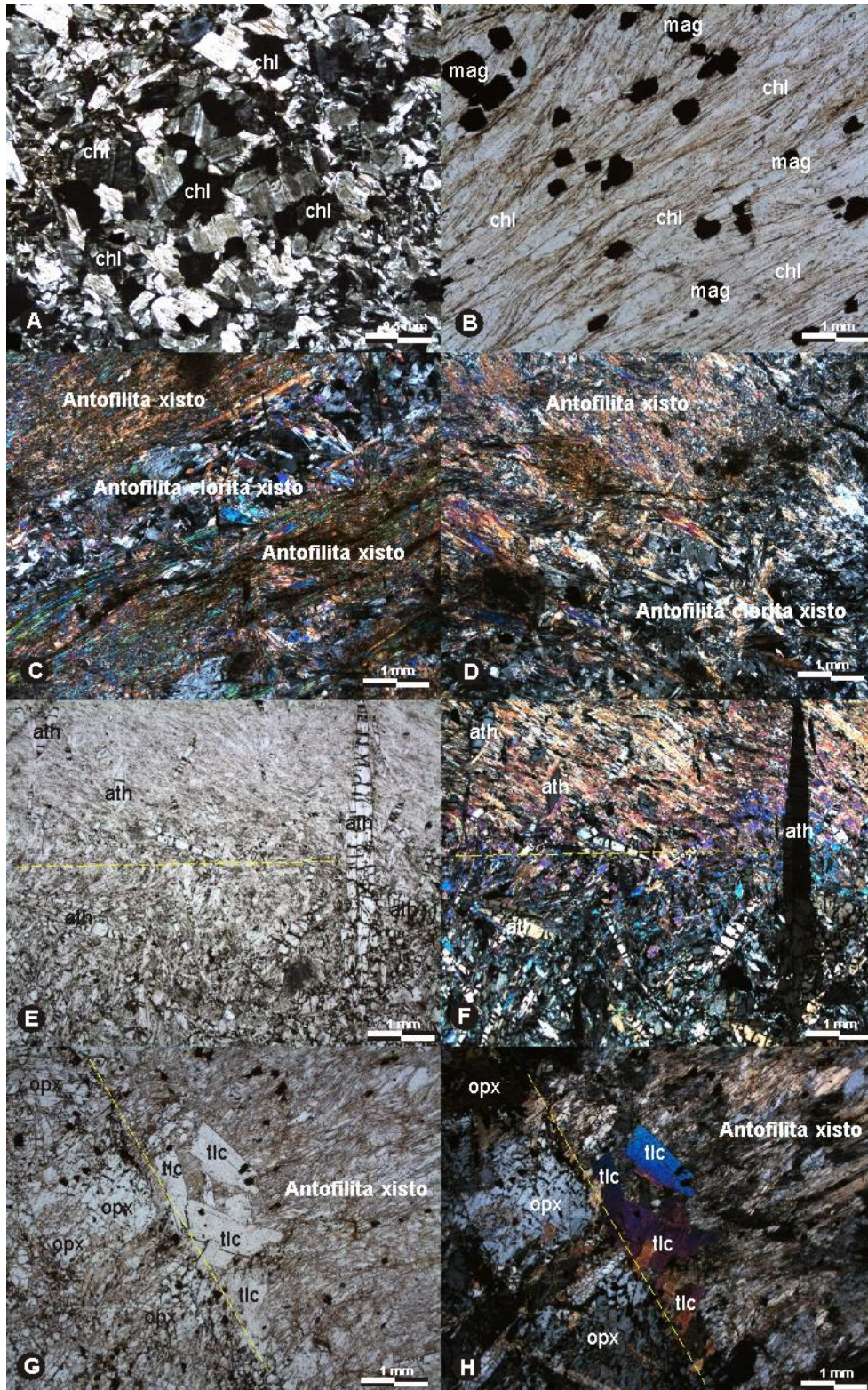


Figura 3.8: A) Variedades metamórficas constituídas por: A) Cloritito granolepidoblástico (4x, LP), B) magnetita-clorita xisto (2x, LN), C) antofilita-clorita xisto envelopado por níveis de clorita xisto (2x, LP), D) interface entre níveis de antofilita-clorita xisto e antofilita xisto (2x, LP), E) interface entre antofilita xisto e ortopiroxenito, com talco fino a médio, que se desenvolveu nesta superfície (2x, LN), F) mesmo campo anterior sob LP, E) contato entre ortopiroxenito parcialmente transformado com horizonte de antofilita xisto, com talco decussado subidioblástico na interface (2x, LN) e, H) mesmo campo anterior sob LP.

3.2.2- Metadunito

A variedade metadunítica do Complexo Petúnia apresenta um conteúdo de cerca de 95% de olivina, 3-4% de cromo-espinélio, 1-2% de ortopiroxênio e 3% de serpentina e 1-2% de antofilita, clorita, talco e magnetita que constituem fases acessórias secundárias (Fig. 3.9).

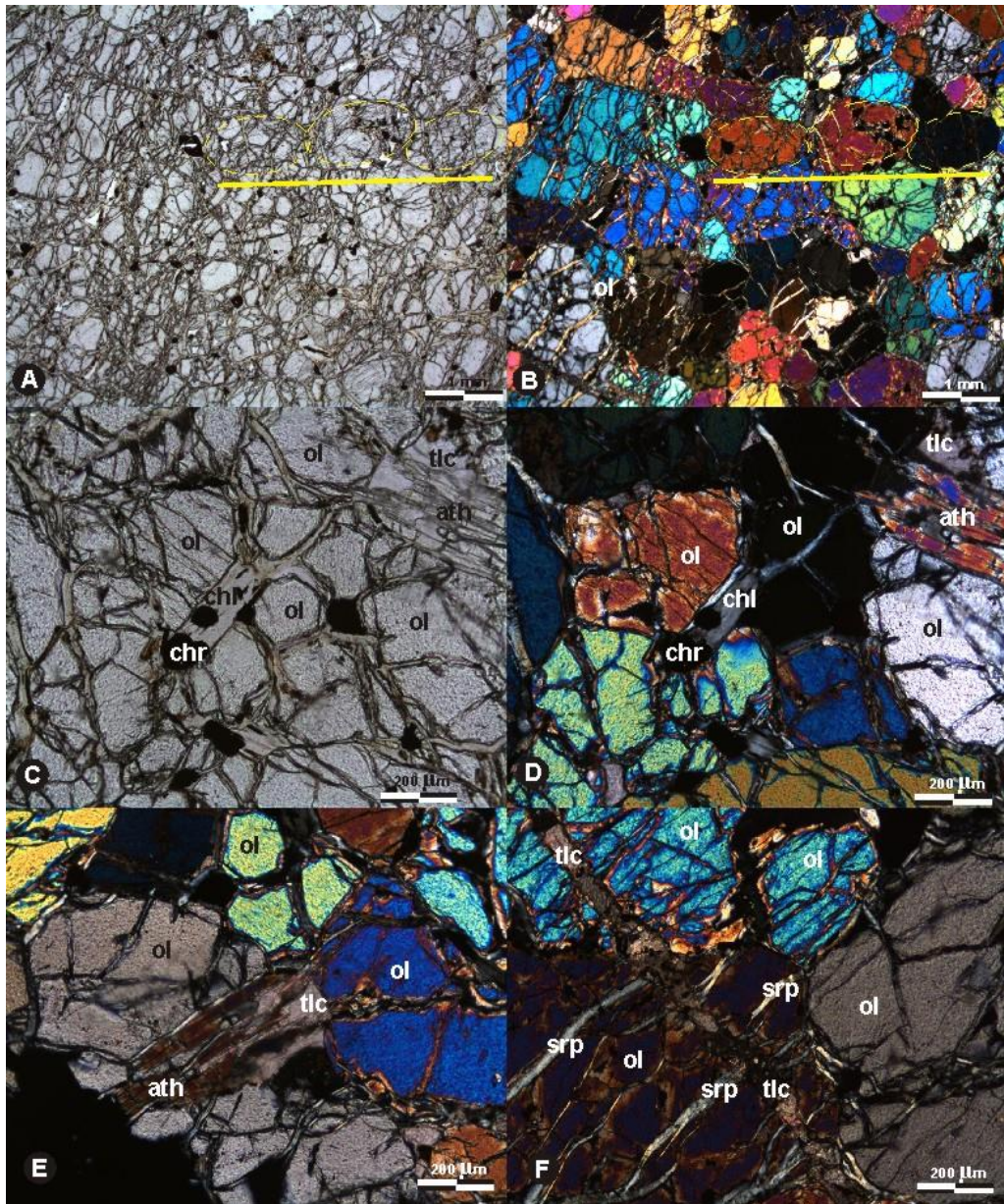


Figura 3.9: A) Arranjo granular de olivina ortocumulática em grãos com formas elípticas alinhadas e imbricadas, reflexo de um possível acamamento (ígneo) primário (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) clorita sobrecrecida em fratura serpentinizada com acúmulo de minerais opacos (10x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, E) antofilita sobrecrecida em talco (10x, LP), e) fratura talcificada tardia (10x, LP).

O metadunito apresenta uma trama maciça granular, compacta, com cristais inequigranulares finos a médios, com textura seriada, onde estes cristais atingem até 2mm, sub- a idiomórficos, e tem contatos retilíneos a arredondados. Grãos elípticos alinhados e imbricados, segundo seu eixo maior, refletem um provável assentamento magmático a partir de processos gravitacionais, com posterior “reajuste” de bordas, a partir do consumo pelo líquido residual (“liquidus”) o que constitui trama adcumulática (Figs 3.9A-B). Exibe uma densa e significativa rede de fraturas preenchidas por serpentina não asbestiforme colunar, pseudo-fibrosa.

O cromo-espinélio ocorre em grãos inequigranulares finos, anédricos e arredondados, que ocupam espaços inter- ou intragranulares de olivina e subsidiam a geração de clorita (Cr-clorita?, kammeririta?), exibem bordas serrilhadas pelas reações de neoformação da clorita e, frequentemente, estão mais preservados em núcleos de clorita (Figs 3.9C-D).

Agregados de minerais opacos finos, que incluem magnetita, aparecem coalescidos e presentes, a partir de fraturas e superfícies de planos de clivagens de clorita, serpentina e talco. Ocorrem “pulverizados” nessas superfícies e constituem “trilhas” de opacos, o que é um possível reflexo do elemento ferro não ser incorporado por essas fases em sua formação, no consumo e alteração de olivina (Fig. 3.9).

O ortopiroxênio ocorre em grãos tabulares sub- a euédricos e constitui arranjo granular com olivina e Cr-espinélio. Mostra substituição parcial por clorita e suas superfícies (bordas, clivagens e fraturas) exibem concentração de minerais opacos finos “pulverizados” (Fig. 3.10).

A clorita ocorre em lamelas esverdeadas pálidas, inequigranulares finas, xeno- a subidioblásticas, à custa de serpentina e Cr-espinélio (Fig. 3.10), com exsoluções de minerais opacos finos concentrados em clivagens e bordas. O talco ocorre como xenoblastos finos às custas de serpentina e olivina e constitui agregados finos que preenchem fraturas tardias e seccionam olivina em fraturas serpentinizadas (Fig. 3.9F). A antofilita apresenta-se em grãos aciculares finos, xeno- a sudioblásticos, sobrecrecidos sobre talco (Figs 3.9C-E) e ortopiroxênio (Fig. 3.10).

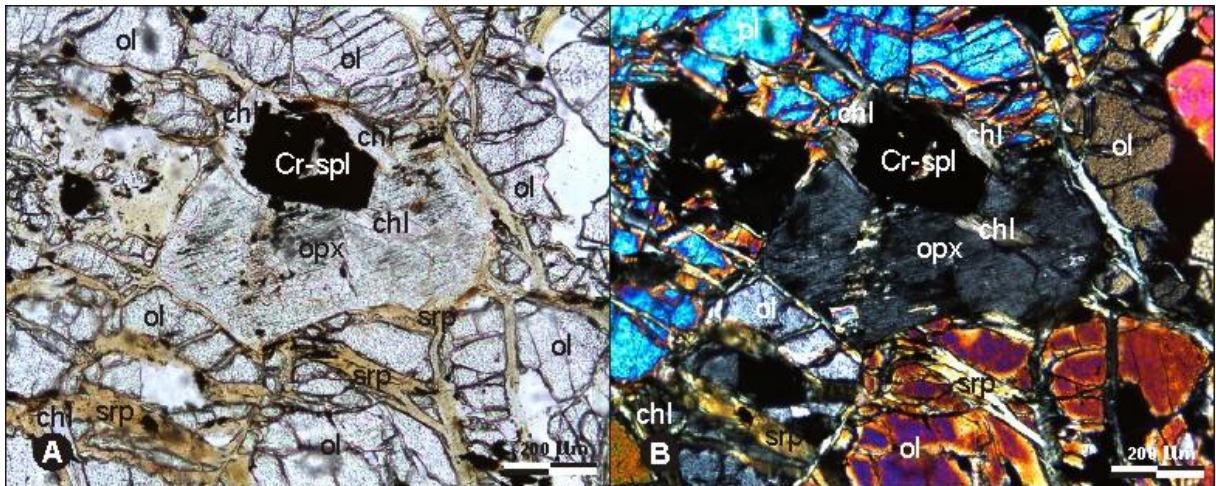


Figura 3.10: A) Fotomicrografia que mostra ortopiroxênio pós-cúmulus em arranjo granular maciço com olivina e Cr-espinélio (precoce) cúmulus (10x, LN), e, B) mesmo campo anterior sob LP.

3.2.3- Meta-hornblendito

O meta-hornblendito é constituído quase que em sua totalidade por anfibólio monoclinico, é caracterizada por grãos xeno- a idioblásticos, levemente pleocróicos em tonalidades esverdeadas, com espécimes maclados, com extinção ondulante e subgrãos. Possui textura inequigranular fina a média, varia de 0,02 a 3 mm, com arranjos nematoblásticos que superimpõe-se a textura granular compacta inequidimensional fina a média, seriada (ígnea, Fig. 3.11). Grãos granulares arredondados, em arranjo compacto, exibem contatos retilíneos a curvilíneos, o que pode refletir processos de ajuste e migração de borda, com grãos xenoblásticos fisicamente descontínuos (sem continuidade ótica), envolvidos parcialmente por grãos sub-poiquiblasticos. Isto sugere o envolvimento de grãos precoces envolvidos por grãos tardios em textura do tipo adcumulática, com intenso processo de migração e recristalização de borda, como reflexo de processos primários.

O quartzo ocorre em diminutas inclusões e não ultrapassa 1% da moda da rocha. A clorita ocorre em lamelas finas como produto de alteração de anfibólio e está nucleada em posições de fratura e clivagens, e possui conteúdo modal inexpressivo.

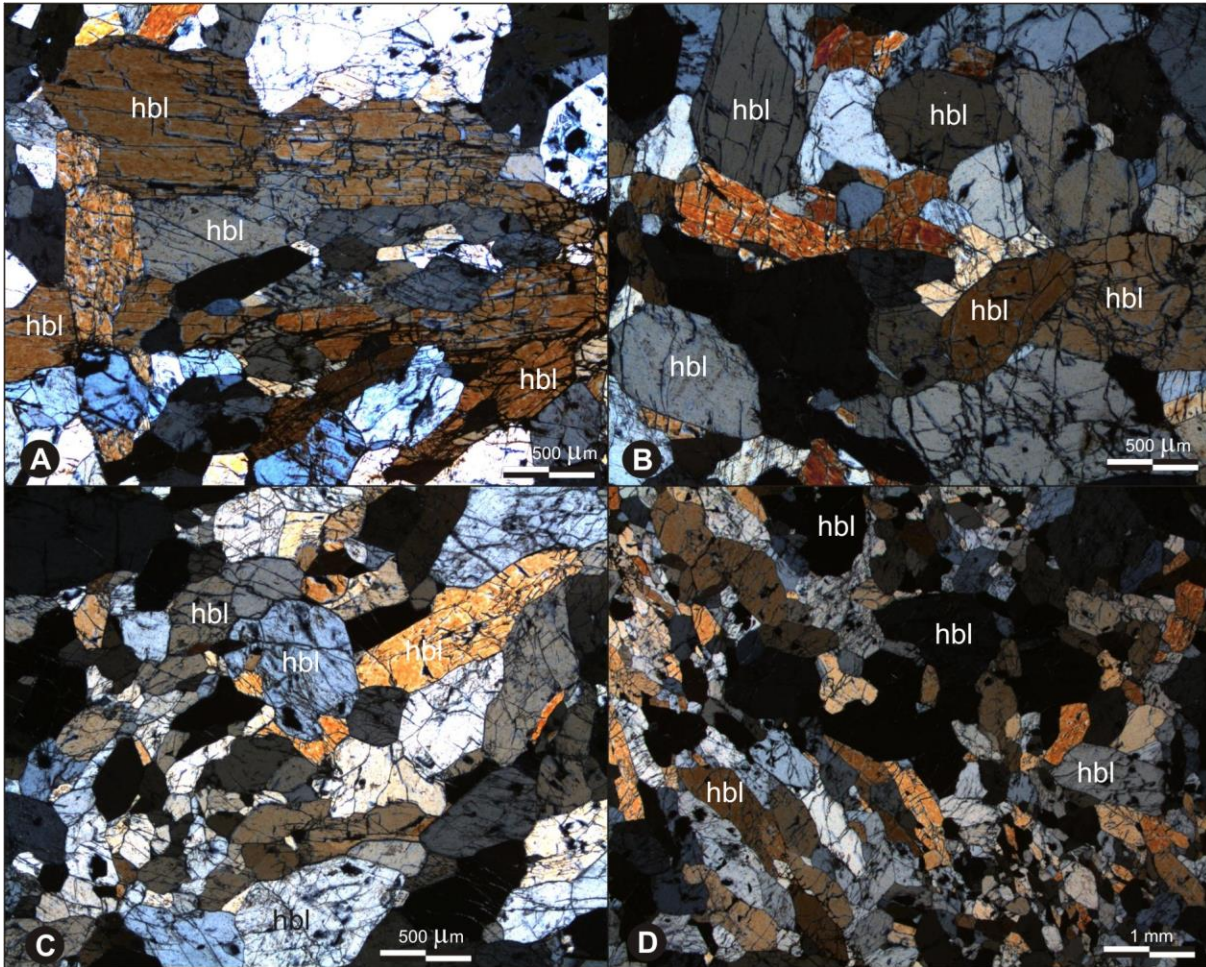


Figura 3.11: A) Agregado xenoblástico com grãos tabulares em contatos curvilíneos que envolvem, parcialmente, cristais granulares menores (4x, LP), B) cristais granulares em arranjo compacto, seriado, do tipo adcumulático (4x, LP), C) cristais inequigranulares arredondados envolvidos por cristais intergranulares tardios xenoblásticos (4x, LP), e, D) grãos estirados e recrystalizados, a partir de arranjo granular, que constituem agregados nematoblásticos e definem uma foliação (2x, LP).

3.2.4- Cromitito

As amostras de cromitito do Complexo Petúnia (Pet-008 e Pet-009, Cap. 2, Fig. 3.2, 3.3 e 3.5), ao microscópio, exibem textura inequigranular fina, seriada, apresentam microbandamentos composicionais, definidos pela alternância de níveis milimétricos, irregulares e anastomosados, com distribuição heterogênea entre cromita e clorita neoformada (Cr-clorita?, kammeririta?). Estes cromititos apresentam variação textural definida por níveis de agregados compactos de cromita com grãos subidiomórficos e contatos curvilíneos arredondados e níveis com grãos idiomórficos esparsos envolvidos por agregados de clorita (kammeririta? Figs 3.12 e 3.13), com ferrit-cromita localmente subordinada em bordas finas e fraturas. Compõe mais de 65% da moda desses horizontes, com alguns níveis atingindo até 85%, sendo classificado esse tipo como maciço.

A cromita ocorre como grãos translúcidos, castanho-avermelhados escuro a opacos, sub- a idiomórficos, inequigranulares finos, seriados, que variam de 0,8mm a 10 μ m, com grãos octaédricos envolvidos por Mg-clorita. Por vezes, estes cristais contatam-se por vértices e arestas, o que pode evidenciar um acúmulo a partir do assentamento gravitacional, ou reflexo do aspecto químico na cristalização dos cristais, em arranjo ortocumulático (Figs 3.12A-E). Apresenta inclusões de minerais opacos, cinza-claros, sub- a euédricos, de alta reflectância com dimensões inferiores a 10 μ m e que, provavelmente, são de cristalização precoce. A distinção deles não é possível através de meios óticos convencionais (Fig. 3.12F).

A clorita ocorre em lamelas muito finas (<50 μ m), xeno- a idioblásticas, com tons esverdeados pálidos e cores de interferência em matizes de cinza normal. Constitui agregados recristalizados, em posições intergranulares e intersticiais de cromita, e é o produto de transformação e recristalização do material intercumulático (piroxênio? Fig. 3.13).

Uma superfície de cisalhamento tardia secciona e oblitera a trama primária, nas mais diversas relações angulares, desde ortogonal a sub-horizontal, estira grãos e lenticulariza agregados de cromita, assim como, recristaliza clorita ao redor de cromita, em variedade nematoblástica, com a formação de sombras de pressão (Figs 3.13C-E). Texturas cataclásticas e brechóides são discerníveis, a partir de grãos fragmentados e fraturados de cromita com clorita nematoblástica (Fig. 3.13F).

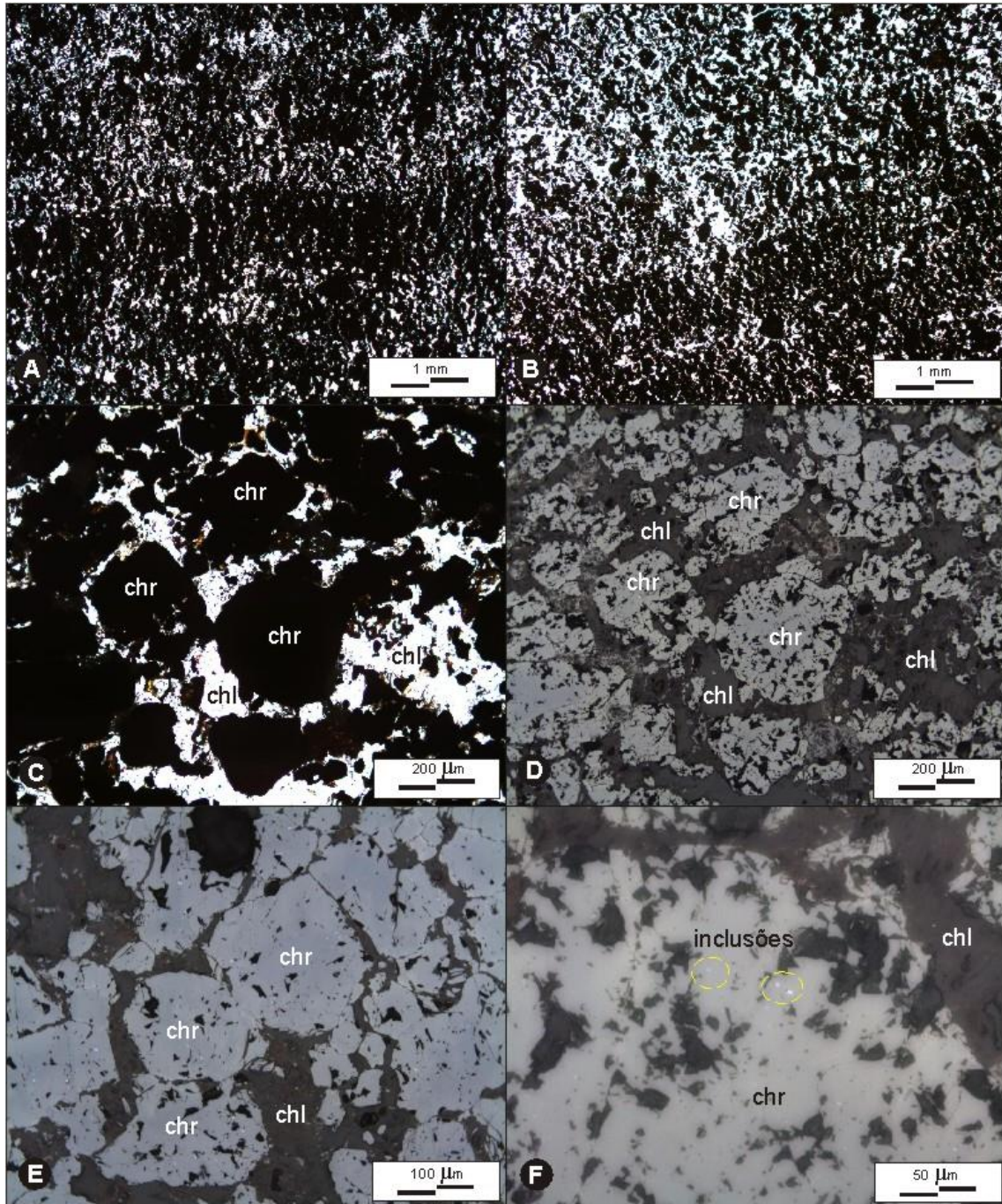


Figura 3.12: A) Fotomicrografia de provável laminação ígnea definida pela alternância de horizontes compactos e níveis com grãos de Cr-espínélio (cromita) ortocumuláticos envolvidos por clorita (kammeririta?, 2x, LN), B) interface de banda composicional que é definida por variação nos conteúdos de cromita e clorita (2x, LN), C) grãos ortocumuláticos de cromita (euédrica a subédrica) corroída pela matriz, em reação com a ganga silicática (10x, LN), D) mesmo campo anterior sob LR, E) grãos ortocumuláticos (corroídos) que estão em contato por faces e arestas (10x, LR), e, F) inclusões micrométricas, não analisadas, com formas sub- a euédricas (sulfetos? minerais do grupo da platina? (MGP),40x, LR).

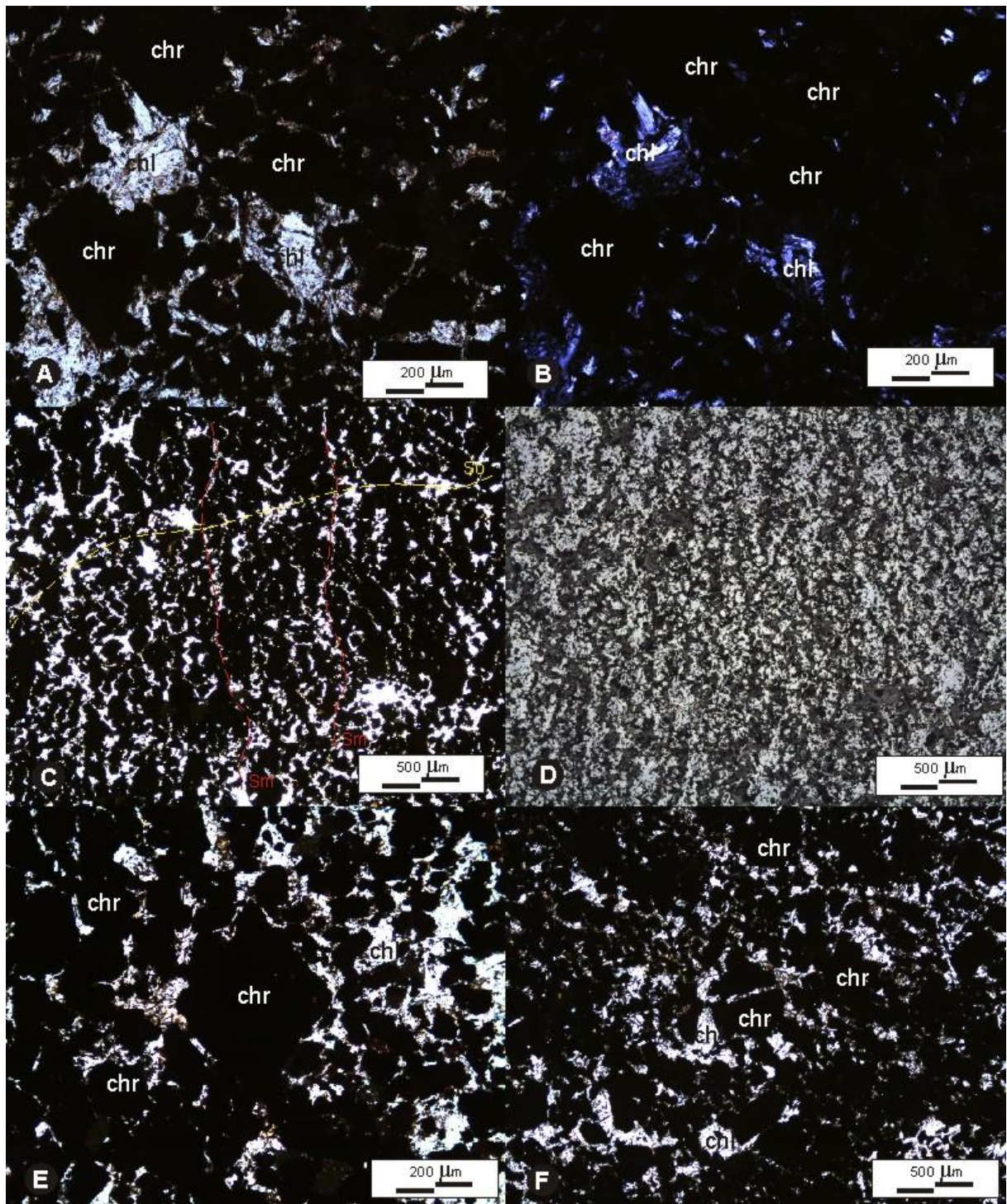


Figura 3.13: A) Clorita, em posição intercumulus (pseudomorfose de piroxênio?, 10x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) superfície de cisalhamento (Sm) ortogonal às laminações primárias (So), que estiram grãos e lenticularizam agregados de cromita (4x, LN), D) mesmo campo anterior sob LR, E) grãos em textura *pull a part* (10x, LN), e, F) grão rompido de cromita que caracteriza trama brechóide, com clorita formada em posição intergranular (intercumulus, 4x, LN).

3.2.5- Olivina gabro coronítico

A variedade de metaolivina metagabro coronítico (Pet-006) é constituída por cerca de 50-60% de plagioclásio, 25-35% de clinopiroxênio, 8-12% de olivina, 3-4% de ilmenita e 3-4% de anfibólio monoclinico, com conteúdo de ortopiroxênio e apatita acessório, e, magnetita, calcopirita, pirrotita, biotita, clorita, epidoto e sericita as fases secundárias, modalmente inexpressivas. Apresenta uma trama magmática bem preservada constituída por grãos xeno- a subidiomórficos, inequigranulares finos a médios ($\pm 3,5\text{mm}$), seriados, em trama intersticial subofítica e intergranular (Fig. 3.14 e 3.15).

Superfícies rúpteis localmente imprimem níveis sub-centimétricos brechóides, coesivos, em padrões sub-paralelizados a radiados, com preenchimento por agregados de clorita fina ($< 25\mu\text{m}$) em arranjo entrelaçado, com sobrecrecimento de sericita e epidoto fino. Progressivamente, estas superfícies ocorrem obliteradas por anfibólio acicular em decorrência das reações entre plagioclásio e olivina (Fig. 3.14B) e ilmenita e plagioclásio, e pela blastese de anfibólio, as custas de clinopiroxênio, e sericita, de plagioclásio, em reações parciais de substituição pseudomórfica, provavelmente procedentes de fluidos transportados através dessas estruturas, as quais, progressivamente, se tornam débeis a indiscerníveis (Fig. 3.14).

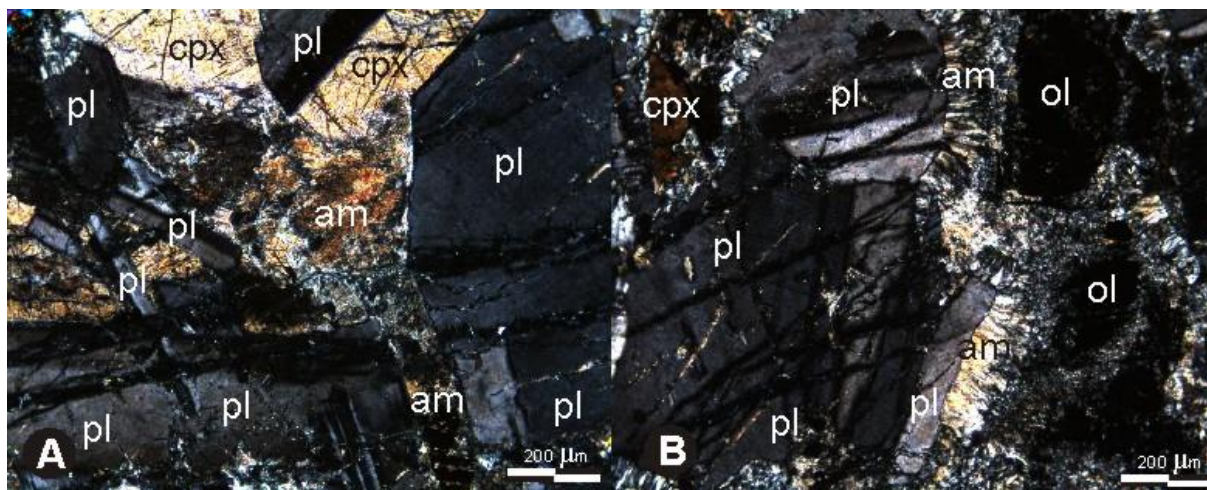


Figura 3.14: Metagabro coronítico com nível brechóide coesivo obliterado por: A) blastese de anfibólio às custas de clinopiroxênio (10x, LP), e, B) coronas de reação entre plagioclásio e olivina, com geração de anfibólio acicular (10x, LP).

O plagioclásio ocorre em grãos ripiformes incolores a acastanhados (com aspecto “turvo”), predominantemente subidiomórficos, em arranjo inequigranular fino a médio ($\pm 3,5\text{mm}$) seriado. Estes grãos dispõem-se com orientação aleatória, imbricados e amalgamados, parcialmente envolvidos por clinopiroxênio, e com desenvolvimento de trama sub-ofítica (Figs 3.15 e 3.16). Apresenta-se caracteristicamente com maclas de crescimento, polissintética e de carlsbad, zonamento oscilatório. Apresenta estruturas do tipo extinção ondulante, fraturas, lamelas de deformação descontínuas e em

cunha, possível reflexo de deformação intracristalina, com raros espécimes exibindo exsoluções (antipertita). Ocorre parcialmente substituído por sericita e epidoto, em processos tardios de sericitização e saussuritização. Exibe interface retilínea entre grãos de mesma espécie com ilmenita e clinopiroxênio, com bordas “ajustadas” e curvilíneas. Há, também, contatos interdigitados com clinopiroxênio (arranjo consertal). Caracteristicamente, exibe uma borda de reação com olivina, o que é refletido em contatos irregulares entre essas fases, com o desenvolvimento de múltiplas coronas ao redor desta fase (Figs 3.15 e 3.16).

O clinopiroxênio apresenta-se em grãos incolores a esverdeado pálido, xenomórficos e inequigranulares finos a médios, atingindo até 3mm de magnitude. Apresenta-se em grãos sub-poiquilíticos desenvolvidos a partir de espaços intersticiais de plagioclásio (trama intergranular) com incorporação de olivina e, parcialmente, de ripas de plagioclásio em arranjo intergranular e subofítico (Figs 3.15 e 3.16). Exibe extinção ondulante, subgrãos e lamelas de anfibólio, em estágios iniciais de reações de substituição (uralitização), que culminam em “bastita” e transformações pseudomórficas parciais. Em seções com volume significativo de fraturas, ocorrem com grãos cataclasados com plagioclásio predominantemente com deformação intracristalina, e fraturas subordinadas.

A olivina ocorre em grãos cumulus reliquiais granulares precoces, por vezes amalgamados (*synneusis*), com distribuição inequigranular fina (sub-milimétrica). Apresenta-se intensamente fraturada com ilmenita e, subordinadamente calcopirita, finas pulverizadas, ao longo das fraturas. Ocorre inclusa em clinopiroxênio e plagioclásio, e exibe, com este último, uma característica borda de reação quelifítica, com o desenvolvimento de múltiplas coronas de reação ao redor de núcleos preservados de olivina. A corona mais externa é caracterizada por agregados fibro-radiais, ortogonais às bordas de reação, fracamente pleocróicos em tonalidades esverdeadas pálidas, com extinção paralela ondulante e cores de interferência que atingem o amarelado de 1º ordem (Figs 3.15 e 3.16). A corona imediata é constituída por agregados feltrosos de serpentina esverdeada fina (ortopiroxênio?), com uma concentração de magnetita fina exsolvida e concentrada em superfícies de fratura e na interface entre a corona interna e o grão reliquiar, em estruturas do tipo “nuvem” de opacos. Agregados coalescidos de magnetita ocorrem envoltos por biotita alaranjada em reações de consumo (Fig. 3.15 e 3.16).

A ilmenita constitui a fase opaca mais expressiva. Ocorre em grãos anédricos, inequigranulares finos a médios, exibe aspectos esqueletais e de corrosão. Está inclusa, parcial a totalmente em clinopiroxênio, em posições intergranulares de plagioclásio, e associada à olivina (Fig. 3.16). Em contato com plagioclásio, exibe uma corona de reação constituída por agregados feltrosos-

fibrosos esverdeado pálido, com cores de interferência que não ultrapassam o branco acizentado de 1º ordem (anfíbólio e serpentina?).

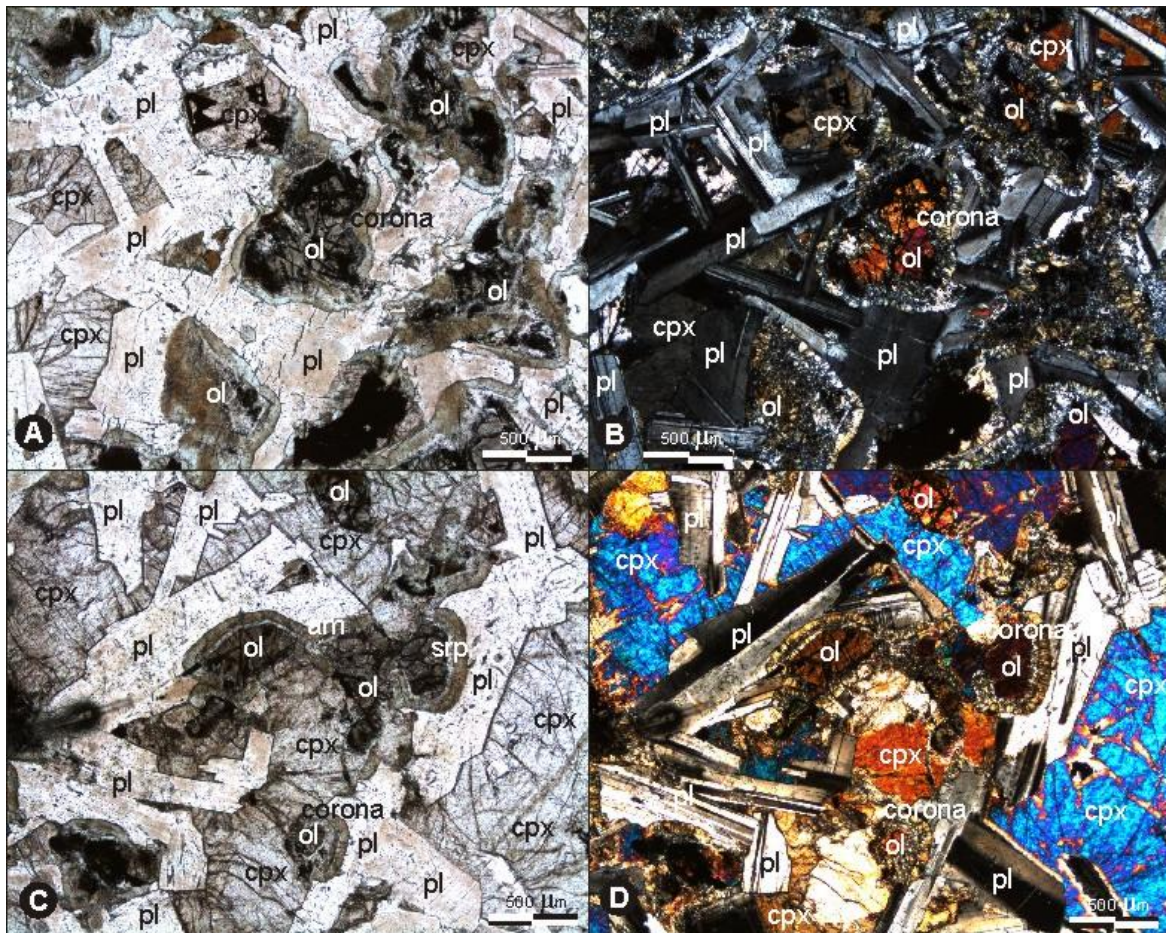


Figura 3.15: A) Textura intergranular com olivina precoce com corona de reação em contato com plagioclásio (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) trama subofítica com olivina coronítica em contato com plagioclásio (4x, LN), e, D) mesmo campo anterior sob LP.

O anfíbólio monoclinico ocorre de modo secundário, a partir da substituição de clinopiroxênio, em reações pseudomórficas incompletas, intensamente desenvolvidas em regiões próximas as superfícies de fratura, que culminam em pseudomorfose total, com a geração de bastitas. O anfíbólio fibro-radial colunar exibe matiz verde pálido e constitui a auréola mais externa (quelifita) em sistemas de coronas múltiplas, ao redor de olivina em contato com plagioclásio, sobrecrescida e que consome a borda imediata, (ortopiroxênio?) serpentinizada, quando pode haver novo desenvolvimento coronítico à custa de serpentina (Figs 3.15 e 3.16).

A serpentina ocorre em agregados feltrosos em detrimento da transformação de olivina (e ortopiroxênio?) em região de reação, em contato com plagioclásio. Constitui um nível concêntrico envelopado por uma corona interna de magnetita, na interface com grãos reliquias de olivina, e uma corona externa constituída por anfíbólio fibro-radial colunar (Fig. 3.15).

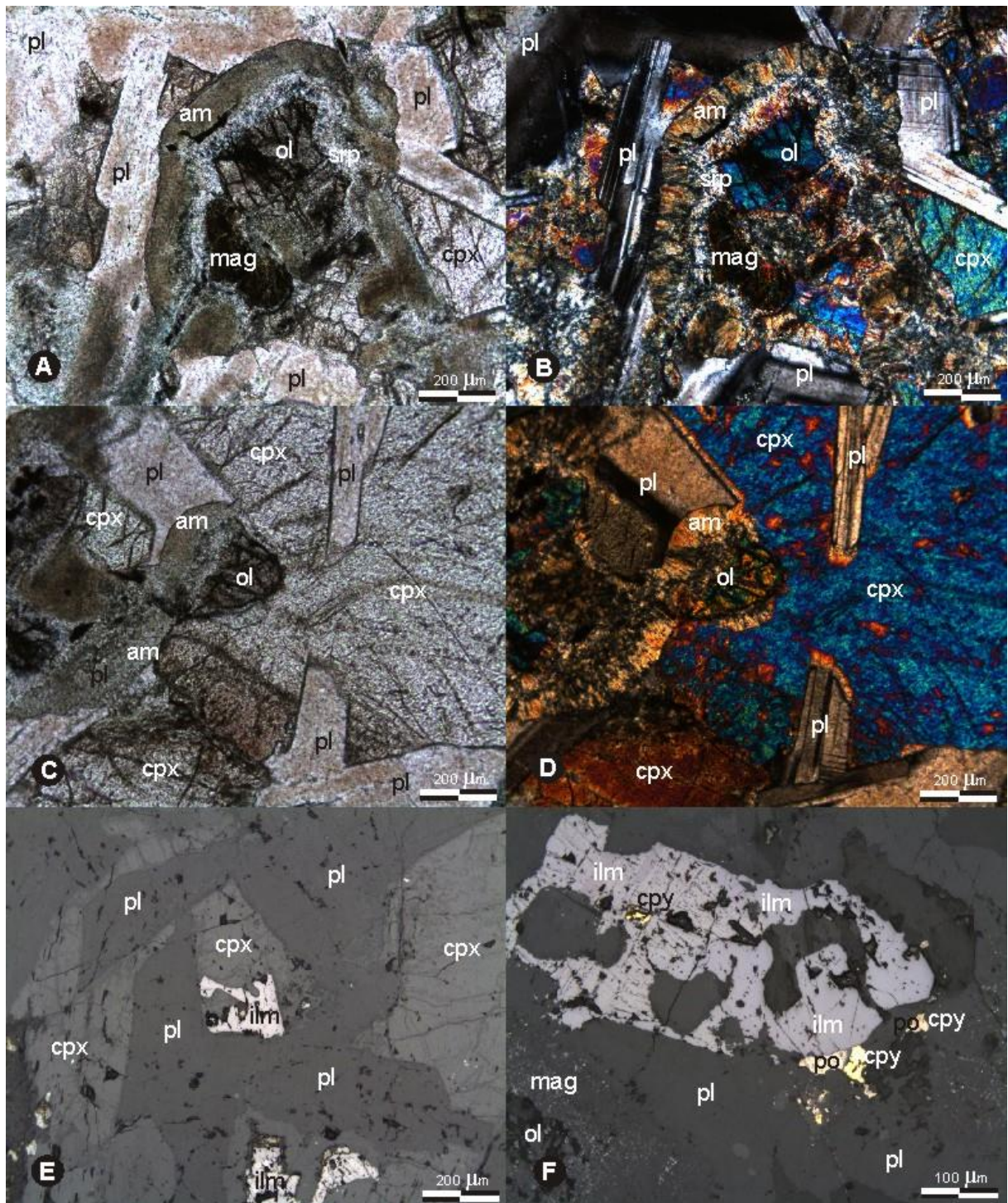


Figura 3.16: Dupla corona desenvolvida em borda de reação incompleta entre olivina e plagioclásio (10x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) plagioclásio parcialmente incluído em clinopiroxênio com olivina coronítica precoce (10x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, e E) magnetita corroída incluída em clinopiroxênio (10x, LR), e, F) magnetita esquelética com sobrecrecimento de pirrotita a partir de suas bordas e calcopirita tardia em bordas e fraturas (20x, LR).

A apatita é idiomórfica fina e ocorre como fase acessória modalmente inexpressiva. Biotita lamelar fina alaranjada e, subordinadamente, clorita esverdeada ocorrem sobrecrescidas com agregados de magnetita fina, coalescidos em superfícies de fratura e bordas em zonas de reação com plagioclásio, à custa de ilmenita.

A calcopirita e pirrotita ocorrem associadas, em xenomorfos inequigranulares finos, juntos com magnetita e ilmenita, comumente sobrecrescidas nas bordas, com calcopirita nas porções mais marginais (Figs 3.16E-F).

3.2.6- Metagabro cataclasado

O metagabro cataclasado (Pet-004) exhibe uma textura inequigranular fina a média ($\pm 3\text{mm}$), com grãos essencialmente xenomórficos, com relações sugestivas de bandamento textural e trama sub-ofítica reliquiar, em domínios menos deformados (Fig. 3.17). A trama sub-ofítica está parcialmente eliminada por trama protomilonítica granonematoblástica. Em domínios de maior deformação estas estruturas foram intensamente obliteradas pela superposição de estruturas rúpteis (Fig. 3.18).

Em relação de médio a alto ângulo, ocorre uma superfície irregular de caráter proto-cataclástica, de espaçamento milimétrico, que é preenchida por agregados de minerais finos de coloração esbranquiçada e isotrópicos (pseudotaquilitos, Fig. 3.18), com sobrecrescimento de minerais tabulares/aciculares finos (epidoto, prehnita?, devitrificação?) com relictos de plagioclásio, quartzo e, menos frequente, anfibólio. Ocorre em variedades ausente de clinopiroxênio reliquiar, constituindo superfícies retilíneas, com propagações venulares, com dissolução de plagioclásio e anfibólio (Fig. 3.18). Uma terceira superfície, de caráter rúptil, sub-milimétrica, intercepta a foliação milonítica em baixo ângulo, secciona grãos e individualiza fragmentos da rocha (brecha coesiva), gerando microfalhas de rejeito milimétrico, tanto em grãos e fragmentos de rocha quanto nas superfícies devitrificadas de pseudotaquilitos (Figs 3.17E-F).

O clinopiroxênio ocorre em grãos reliquiar xenomórficos, finos a médios ($\pm 2\text{mm}$), em núcleos parcialmente substituídos por anfibólio (uralitização), especialmente nos domínios livres de estruturas cataclásticas e alcança até 8% da moda. Apresenta inclusões parciais de plagioclásio em arranjo sub-ofítico preservado (Fig. 3.17).

O anfibólio monoclinico apresenta-se em grãos inequigranulares finos a médios ($\pm 3\text{mm}$) essencialmente xenoblástico e fortemente pleocróicos em tonalidades verde oliva a azulado. Ocorre com uma diversidade textural que varia desde granulares, a partir de substituição pseudomórfica de clinopiroxênio, a estirados, nematoblásticos, constituindo, juntamente com agregados de plagioclásio, a foliação milonítica da rocha (Fig. 3.17). Ocupa até cerca de 70% do conteúdo modal, nas variedades transformadas, em grãos com contatos interlobados a amebóides, o que evidencia possíveis processos

de recristalização por migração de borda. Possui maclas polissintéticas, extinção ondulante, *kinks*, subgrãos e novos grãos. Porta inclusões de agregados recristalizados de plagioclásio, em incorporação total a parcial, quartzo e titanita. Caracteristicamente, exibe bordas em tonalidades mais pálidas e livre de inclusões.

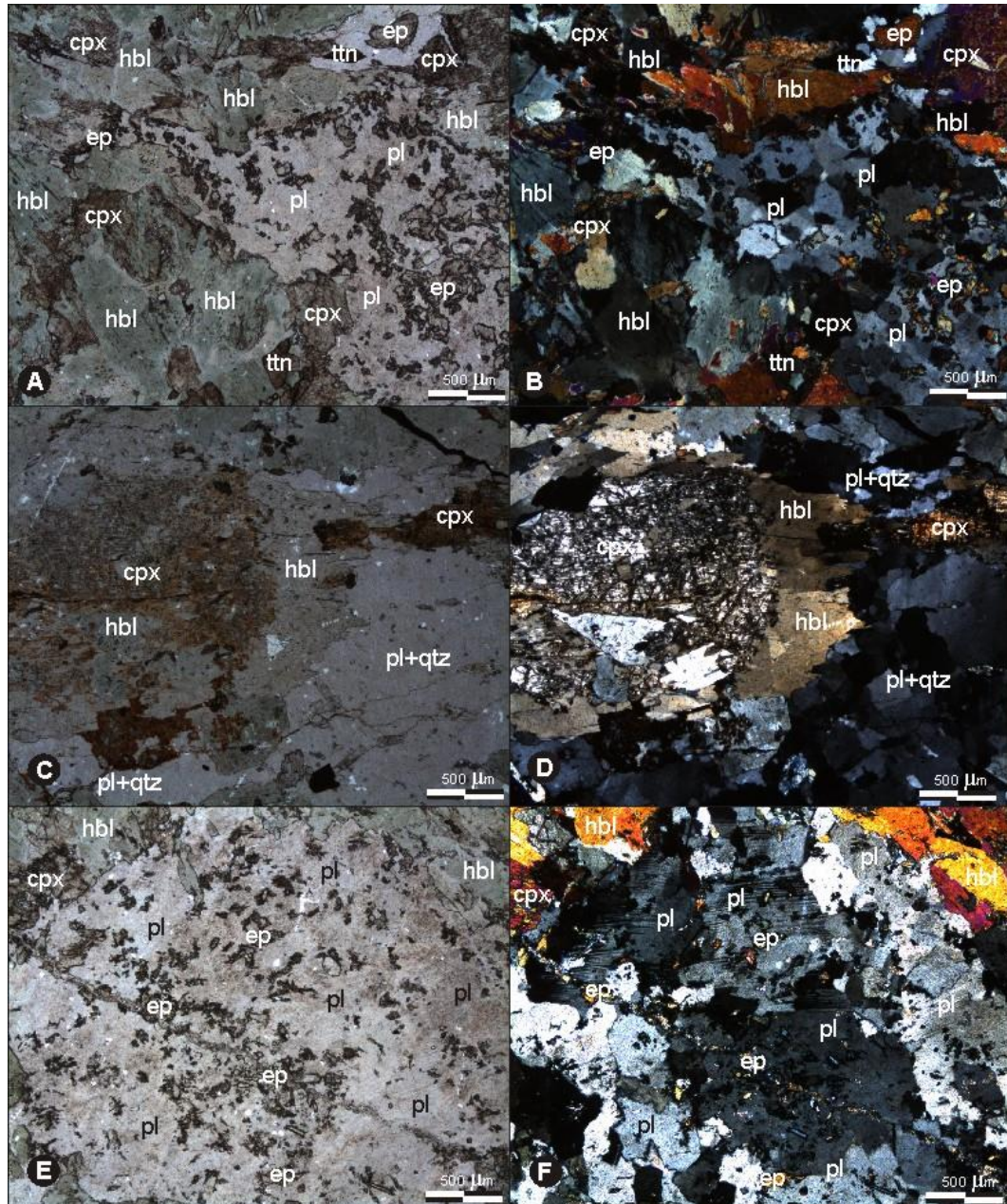


Figura 3.17: A) Clinopiroxênio preservado em núcleo de anfibólio, em reações pseudomórficas incompletas, que envolveram plagioclásio moderada saussuritização (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) cliopiroxênio parcialmente transformado em clinoanfíbólio (4x, LN), D) mesmo campo anterior sob nicois cruzados, E) plagioclásio, moderadamente saussuritizado, em agregados recristalizados com maclas de deformação (4x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP.

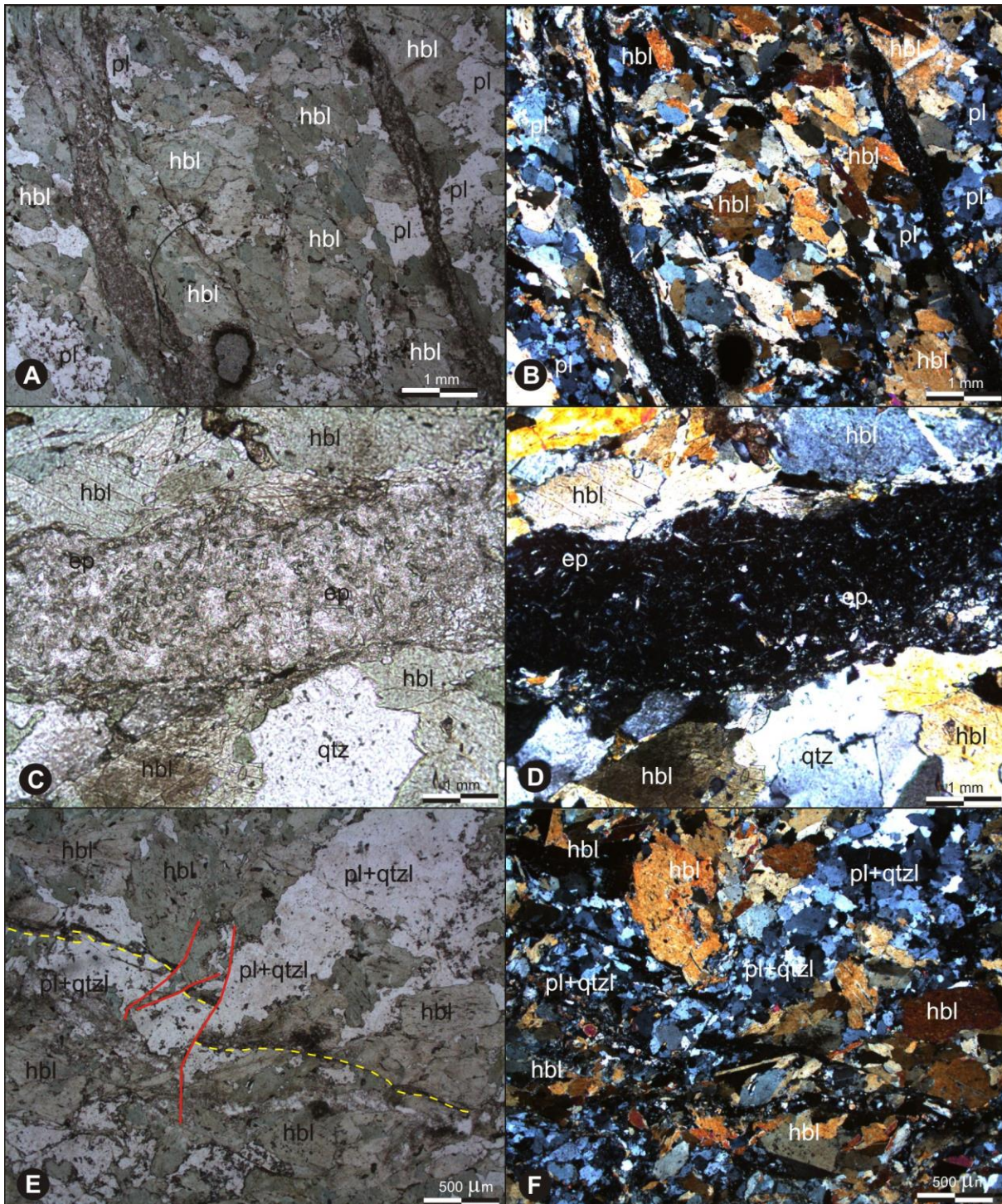


Figura 3.18: A) Fotomicrografia que mostra superfície frágil, com preenchimento de pseudotaquilito devitrificado (?) com sobrecrecimento de epidoto que secciona trama milonítica pretérita (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob nicois cruzados, C) detalhe de superfície de fratura preenchida por pseudotaquilito devitrificado (?) (2x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, E) microfalhas rúpteis sobre trama milonítica pretérita e fraturas de pseudotaquilito (4x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP.

O plagioclásio varia de 15 a 30% do conteúdo modal. Apresenta-se, majoritariamente, em agregados recristalizados, estirados ou não, e, dependendo da deformação exibida pelo espécime, pode

constituir trama interna granoblástica com quartzo subordinado. Em domínios menos deformados apresenta moderado estado de saussuritização, exibe um aspecto “sujo”, em grãos que atingem até 1,8mm, com bandas de deformação, maclas deformadas, extinção ondulante e subgrãos. Em domínios de maior deformação constitui agregados granoblásticos estirados, dobrados e rompidos, por vezes convolutos, em contatos interlobados a amebóides (Figs 3.17 e 3.18).

O quartzo ocorre em grãos xenoblásticos inequigranulares finos a médios, expressivos em domínios de maior deformação, atingindo até 7% do conteúdo. Constitui grãos e agregados granoblásticos, com plagioclásio (segregação? anatexia?), estirado e sigmoidal, que caracteriza, junto com clinofibólio nematoblástico, a foliação reliquiar (milonítica?) da rocha (Figs 3.18C-F). Exibe extinção ondulante (*blocky*), subgrãos e novos grãos, com contatos interlobados a suturados, amebóides/serrilhados. Não raro ocorre posicionado em porções intersticiais de anfibólio, remobilizado e precipitado em zonas de alívio de pressão.

O epidoto ocorre em grãos inequigranulares finos, xeno- a idioblásticos, sobrecrecido em plagioclásio (saussuritização), com tonalidades amarelo-esverdeadas, e cores de interferência em matizes de azul anômalo (clinozoisita, Figs 3.17E-F). Ocorre também em diminutos grãos (< 5 µm) sobrecrecidos nas superfícies rúpteis (pseudotaquilito devitrificada?, Figs 3.18A-D).

A titanita constitui até 3% da moda e ocorre em grãos inequigranulares finos (10 a 600µm), sub a idioblásticos, preferencialmente posicionada em espaços intergranulares, intersticiais e interiores de anfibólio, não raro constitui *clusters*. Ocorre sobrecrecida em ilmenita, em arranjo do tipo *moat*.

Apatita e zircão configuram a mineralogia acessória, junto com ilmenita e calcopirita em grãos xenoblásticos finos.

3.2.7- Anfibolitos (metabasaltos)

Na região de Nova Resende, os anfibolitos, posicionados em meio às unidades metassedimentares, são constituídos, essencialmente, por fácies nematoblástica à protomilonitizadas/milonitizadas de granada anfibolito com titanita (*e.g.*, Pet-007, 018, 033, 019 e 041, Cap. 2, *subitem* 2.2.3.3). Essas variedades exibem uma foliação contínua, de caráter protomilonítico/milonítico, com estruturas sigmoidais, S/C, sombras de pressão, caudas de recristalização, dobras assimétricas e porfiroclastos com mantos de reação e recristalização (Fig. 3.19).

Em domínio de maior deformação, desenvolveram micro-laminações composicionais, sub-milimétricas, definidas pela alternância de faixas irregulares quartzo-feldspáticas com granada,

associada a hornblenda fina xenoblástica de contatos amebóides e serrilhados, com faixas de hornblenda fina a média, grano/nematoblástica. Níveis submilimétricos de titanita e ilmenita ocorrem indiferentemente das faixas, em lâminas lenticulares sigmoidais fortemente estiradas, dobradas e descontínuas (Fig. 3.19).

Modalmente, são constituídos por 65-75% de anfibólio monoclinico, 15-20% de plagioclásio, 2-5% de quartzo, 2-5% de granada, 2-4% de titanita, com ilmenita em torno de 2%, e apatita como fase acessória. Biotita e epidoto constituem as fases de alteração com conteúdo modal inexpressivo.

O anfibólio monoclinico ocorre predominantemente em grãos xenoblásticos inequigranulares, finos a médios ($\pm 2,5\text{mm}$), pleocróicos em matizes de verde oliva/musgo– acastanhado, que estão, em muitas seções, maclados. Ocorre em porfiroclastos estirados, imbricados e amalgamados, em contatos interlobados, amebóides e serrilhados, com bordas poiquiloblásticas, possível reflexo de recristalização dinâmica por migração de borda (Fig. 3.19). Define um sistema porfiroclástico em grãos, com simetria monoclinica (mineral *fish*), está envolvido por matriz recristalizada granonematoblástica, com desenvolvimento de caudas de recristalização e sombras de pressão assimétricas *sigma* (σ).

A granada ocorre predominantemente em níveis quartzo-feldspáticos. Apresenta-se em grãos xeno- a subidioblásticos finos, com caráter pré- a sincontemporâneo ao desenvolvimento da foliação principal. Exibe aspecto do tipo “esqueletal”, precoce aos agregados granoblásticos quartzo-feldspáticos que a envolvem, e por vezes definem estruturas de sombras de pressão (Fig. 3.19).

O plagioclásio apresenta-se em grãos equigranulares finos, comumente livre de maclas (*strain free*), porém, podendo apresentar maclas polissintéticas, deformadas e descontínuas, e extinção ondulante. Constitui agregados granoblásticos estirados, com quartzo subordinado, em contatos suturados, e dispostos em lamelas lenticulares anastomosadas, ao longo da foliação milonítica e envolve porfiroclastos de anfibólio e granada em sombras de pressão assimétricas (Fig. 3.19).

O quartzo exibe-se em xenoblastos inequigranulares finos, associado ao plagioclásio em agregados granoblásticos estirados, lenticulares, sigmoidais e anastomosados (Fig. 3.19). Constitui sombras de pressão ao redor de porfiroclastos de anfibólio e granada.

A ilmenita ocorre em grãos xeno- a subidioblásticos, inequigranulares finos. Apresenta caráter precoce em relação ao desenvolvimento da foliação protomilonítica/milonítica, em porfiroclastos com aspecto “esqueletal”, intensamente recristalizados e pulverizados em faixas lenticulares intrafoliais, com titanita (Figs 4.19E-F). Está posicionada em espaços intersticiais e intergranulares de agregados dessa fase, quando exibe um forte estiramento (Fig. 3.20). A titanita apresenta-se em grãos equigranulares finos ($\pm 0,05\text{mm}$), sub- a idioblásticos losangulares geminados, fortemente estirados e

recristalizados ao longo da foliação milonítica. Invariavelmente, ocorre associada a ilmenita, em níveis lenticulares intrafoliais dobrados (Figs 3.19E-F e Fig. 3.20).

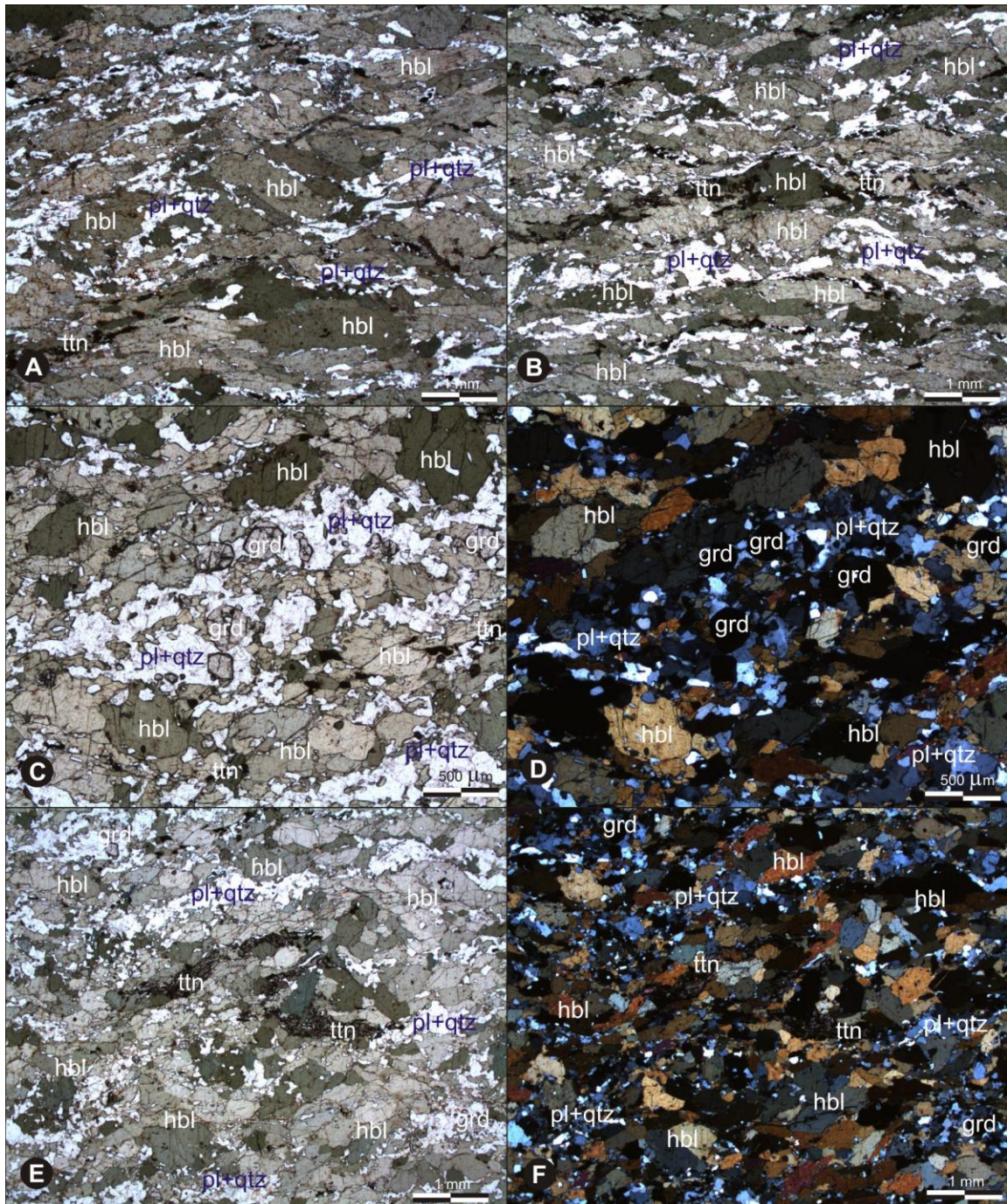


Figura 3.19: A) Foliação protomilonítica anastomosada e sigmoidal, envolvidos por agregados recristalizados feldspáticos (2x, LN), B) sombra de pressão de titanita e minerais opacos desenvolvida ao redor de porfiroclasto de hornblenda (2x, LN), C) granada idioblástica precoce envolvida por recristalizado quartzo-feldspático (4x, LN), D) mesmo campo anterior sob nicóis cruzados, E) agregados estirados de ilmenita e titanita fina lenticulares dobrados (2x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP.

A biotita ocorre em lamelas lepidoblásticas acastanhadas finas, produto da alteração da granada, e subordinadamente, do anfibólio. Ocorre predominantemente em zonas granatíferas, preferencialmente posicionada em regiões de fratura e sombra de pressão. Epidoto e apatita constituem fases acessórias, com o primeiro exibindo um caráter secundário, como produto da saussuritização do feldspato.

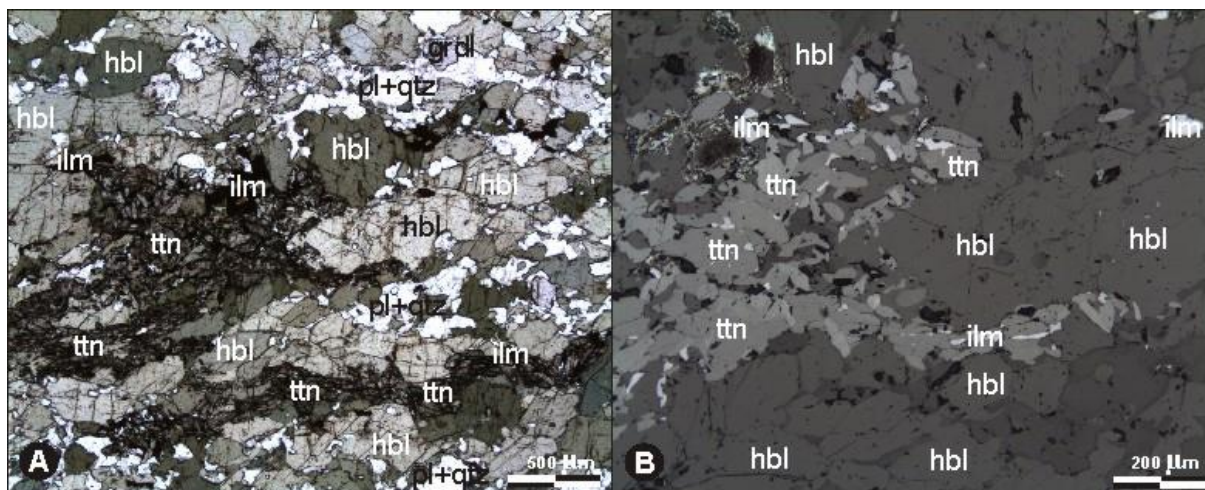


Figura 3.20: A) Agregado e nível lenticular constituído por titanita e ilmenita ao redor de hornblenda (4x, LN), e, B) mesmo campo anterior em aumento de 10x e LR.

3.3- REGIÃO DE ANDRELÂNDIA

3.3.1- Nappe Andrelândia

3.3.1.1- Anfibolitos (metabasaltos)

Dentre os anfibolitos posicionados em meio às unidades da NA (Cap. 2, *subitem* 2.2.4.2.1) ocorrem variedades de epidoto anfibolito (Pontos 264 e 266) e granada anfibolito (And-005). Coletivamente caracterizados como metabasaltos, ao microscópio, exibem uma foliação contínua granonematoblástica, inequigranular fina, de caráter milonítica, com estruturas geradas e obliteradas em reflexo do progressivo avanço da deformação. Dobras assimétricas intrafoliais fechadas e a formação de uma clivagem de crenulação discreta a zonal, plano axial, ocorrem impressas em domínios com intenso encurtamento, progressivamente, com os flancos adelgaçados e as charneiras espessadas, acarretando no rompimento das dobras e a sobreposição plano-paralela dessas estruturas e superfícies. (Fig. 3.21).

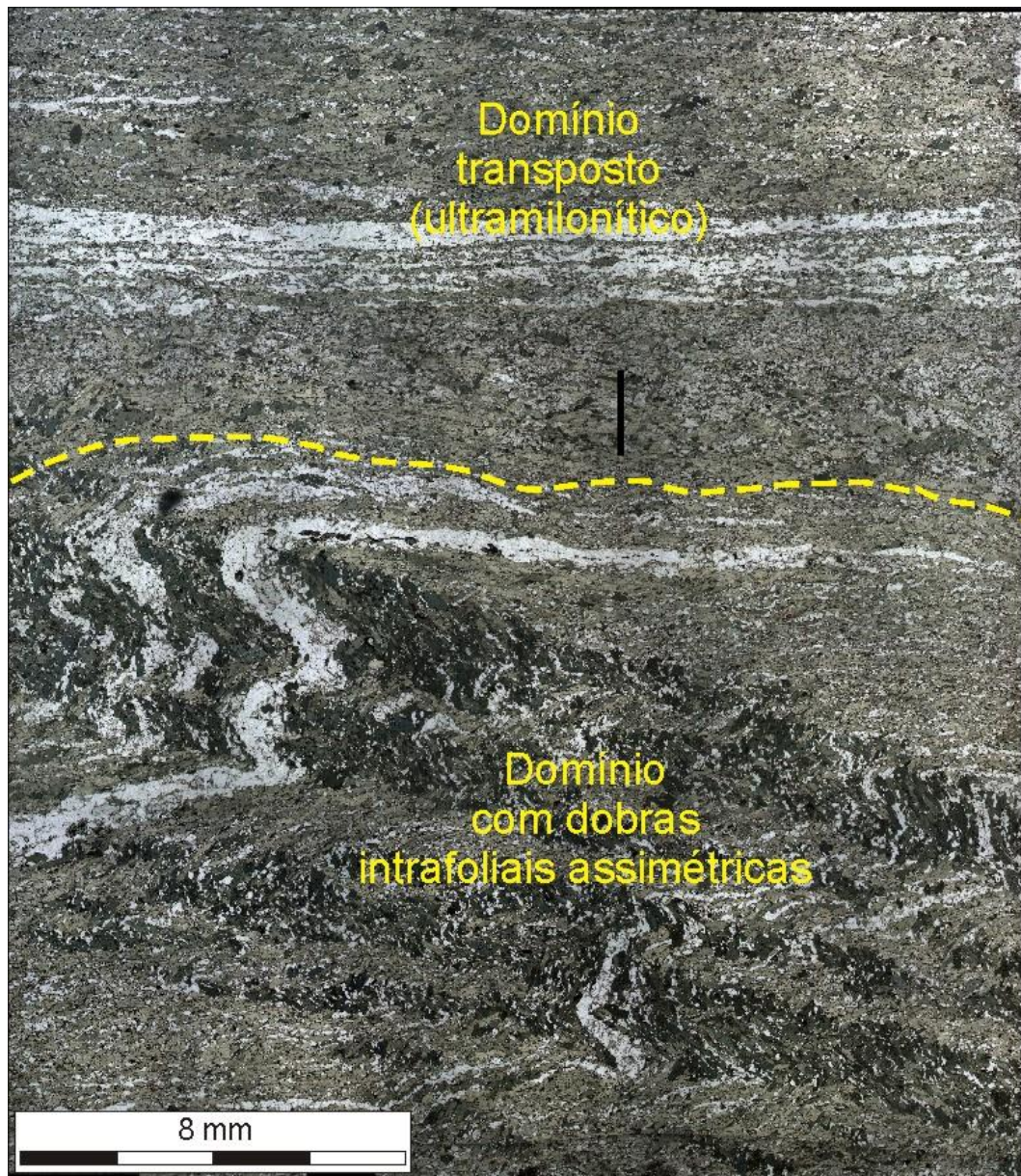


Figura 3.21:Foto-mosaico que exhibe trama milonítica, com domínio de maior *strain*, com dobras assimétricas fechadas, clivagem de crenulação plano axial e transposição. Amostra 264. (2x, LN).

A variedade epidoto-anfibolito é constituída por anfibólio monoclinico (50-75%), plagioclásio (15-35%), epidoto (2-12%), quartzo (5-13%), titanita (2-3%) e minerais opacos (1-3%), magnetita e ilmenita. Biotita, apatita e rutilo constituem as fases acessórias. A variedade granada anfibolito exhibe uma composição em torno de 78% de hornblenda, 12% de plagioclásio, 4% de quartzo, 3-4% de granada, 3% de minerais opacos e com biotita/clorita em torno de 2%. Epidoto, rutilo e titanita constituem acessórios.

O anfibólio monoclinico (hornblenda), mineral predominante, exibe um forte pleocroísmo em matizes de verde oliva– verde azulado– castanho amarelado, com moderada birrefringência e cores de interferências vivas (atingindo o laranja-amarelado de 1° ordem). Porfiroclastos ocorrem com textura inequigranular média, atingem até 2mm, variam de xeno- a idioblásticos, com grãos maclados e zonados, com sub-grãos, novos grãos e contatos interlobados a curvilíneos. Essa forma ocorre intensamente recristalizada com grãos equigranulares nematoblásticos finos, fortemente alongados e constituem a foliação da rocha (Figs 3.21 e 3.22A-D). Essa fase envolve grãos finos de quartzo, a partir de recristalização por migração de bordas, (*pinning* e *left over grain*), exibe um aspecto mosqueado (poiquiloblástico) devido ao significativo conteúdo de inclusões (Figs 3.22A-D).

O plagioclásio ocorre em grãos inequigranulares finos, xenoblásticos. Apresenta-se maclado (maclas Carlsbad e polissintética), com maclas de deformação descontínuas e em cunha, extinção ondulante e bordas interlobadas. Constitui, com quartzo e epidoto subordinado, microlaminações definidas pela intercalação de níveis anastomosados, descontínuos, lenticulares e sigmoidais, dobrados com simetria monoclinica em estilo apertado, de agregados granoblásticos estirados, transpostos com o avanço da deformação (Figs 3.21 e 3.22A-C). Altera-se para uma massa isótropa (allofana?)

O epidoto, expressivo na variedade epidoto-anfibolito, ocorre em xenoblastos finos, levemente esverdeados, de alta birrefringência e cores de interferência vivas (que atingem o verde de 3° ordem). Constitui arranjos estirados, em trama interna poligonalizada, com quartzo e, subordinadamente titanita e opacos, cuja relevância modal está diretamente associada à abundância de quartzo e hornblenda mosqueada, em regiões internas e marginais de domínios com expressivo *strain* associado (Fig. 3.22).

O quartzo apresenta-se em grãos xenoblásticos inequigranulares finos que compõe as supra-citadas microlaminações (Figs 3.21 e 3.22). Exibe extinção ondulante, subgrãos, novos grãos e contatos interlobados a retilíneos (poligonalizados) que evidenciam uma recristalização por rotação de sub-grãos e migração de borda. De modo abundante, ocorre quartzo incluso, total a parcialmente, em clinofibólio de aspecto mosqueado, em tipologia plana arredondada (Figs 3.22A-B).

A granada, exclusiva na variedade granada anfibolito, exibe-se em idioblastos finos reliquiares, de dimensões submilimétricas (Fig. 3.22C). Apresenta-se arranjada em mosaicos com anfibólio e envolvidas e bordejadas por anfibólio nematoblástico e agregados quartzo-feldspáticos em estruturas de sombras de pressão. Inclusões em padrões helicíticos inconspícuos, preferencialmente em posições nucleares, com as bordas livres de inclusão, sugerem uma fase de rotação na blastese da granada (Fig. 3.22C).

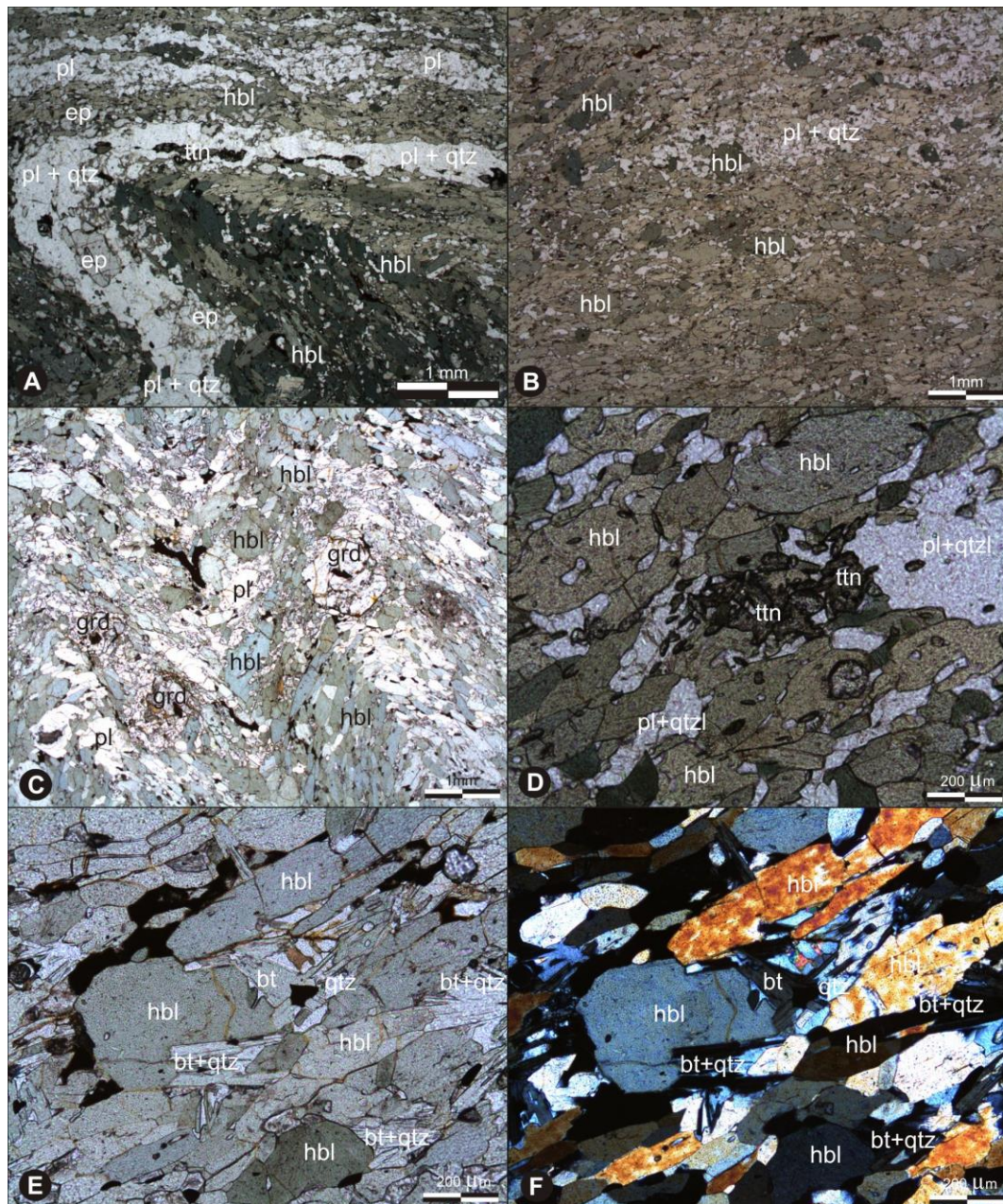


Figura 3.22: A) Epidoto e titanita em nível quartzo-feldspático estirado e dobrado (2x, LN), B) Agregado lenticular quartzo-feldspático estirado, com hornblenda nematoblástica mosqueada (2x, LP), C) granada idioblástica envolvida por foliação dobrada e padrão de inclusão helicítico inconspícuo (2x, LN), D) *Cluster* de titanita fina ao longo da foliação (10x, LN), E) biotita com quartzo interdigitado à custa de hornblenda (10x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP.

A titanita na variedade epidoto anfibolito, ocorre em grãos inequigranulares finos, xeno- a subidiblasticos, estirados ao longo da foliação e associada às microlaminações e agregados quartzo-feldspáticos, assim como, em espaços intergranulares, intersticiais e interiores de clinofibólio, não

raro agrupados em *clusters* (Fig. 3.22D). Caracteristicamente, magnetita ocorre no núcleo de seus grãos, e configura textura em corona (*moat*) com titanita ao redor desse óxido.

A biotita, intimamente associada à clorita por alteração, ocorre em lamelas alaranjadas inequigranulares finas. Advém de bordas e interstícios de anfibólio e granada, com um caráter subpoiquiloblástico e comumente com quartzo interdigitado, como possível produto de reações retrometamórficas, com minerais opacos finos coalescidos e concentrados a partir de superfícies de fraturas, bordas e clivagens (Figs 3.22E-F).

Rutilo constitui fase acessória e apresenta-se em grãos estirados em posições intergranulares, intersticiais e/ ou interiores no clinofibólio e em agregados quartzo-feldspáticos.

3.3.2- *Nappe Liberdade*

3.3.2.1- *Epidoto anfibolito (metagabro)*

O epidoto anfibolito (Ponto 271, Cap. 2, *subitem* 2.2.4.2.2) foi considerado como um metagabro. Exibe textura granomatoblástica inequigranular fina a média, compõe uma foliação contínua plano-paralela a níveis composicionalmente distintos, sugestivos de provável bandamento composicional primário (Cap. 2, *subitem* 2.2.4.2.2). Exibe um arranjo intensamente estirado com grãos em contatos interlobados a amebóides, porém, não raro, os agregados tendem a arranjos poligonalizados. Esta variedade, de modo geral, é constituída majoritariamente por clinofibólio hornblenda, (76%), epidoto (10%) e plagioclásio (8%) como fases representativas e titanita (3%), quartzo (2%), minerais opacos, magnetita e ilmenita, (1%) e apatita como fases acessórias (<5%), com sericita e clorita como produto de alteração.

O clinofibólio exibe forte pleocroísmo em matizes de creme acastanhado– verde musgo e verde azulado em cristais inequigranulares nematoblásticos finos, em detrimento da recristalização de porfiroclastos granulares/tabulares, médios, que atingem até 3 mm, com contatos interlobados a vermiformes, não raro interdigitado com quartzo, o que reflete um crescimento de borda, em muitas seções com aspecto subpoiquiloblástico pelas muitas inclusões de quartzo, epidoto e plagioclásio (Fig. 3.23).

O plagioclásio ocorre em cristais inequigranulares finos, com maclas (polissintética), deformadas e descontínuas, com contatos interlobados a vermiformes, não raro serrilhados, que tendem a agregados poligonalizados (granoblásticos) estirados. Exibe extinção ondulante, subgrãos, novos grãos e migração de borda, com significativo conteúdo de epidoto incluso (Figs 3.23A-C).

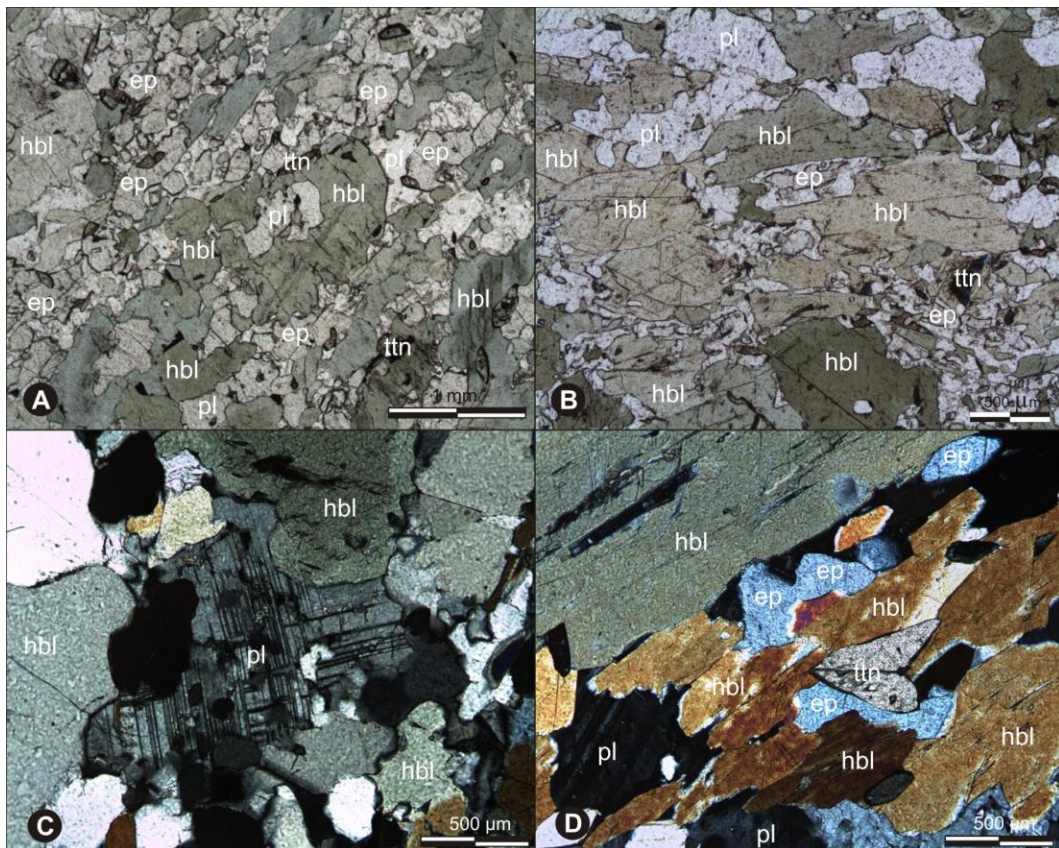


Figura 3.23: A) Hornblenda com textura nematoblástica inequigranular com contatos interlobados que envolvem plagioclásio (2,5x, LN), B) trama granonematoblástica com hornblenda com bordas interlobadas a vermiformes (4x, LN), C) plagioclásio com maclas deformadas e bordas interlobadas (4x, LP), e, D) epidoto que envolve hornblenda e titanita em um caráter poiquiloblástico (4x, LP).

O epidoto ocorre em grãos esverdeados pálidos em arranjo granoblástico inequigranular fino, estirado ao longo da foliação principal. Uma característica variação em suas cores de interferência, com as bordas em cores vivas (verde amarelado de 2º ordem) e o núcleo em matizes de azul anômalo (zoisita ou clinzoisita), reflete um possível zoneamento composicional. Ocorre à expensa de plagioclásio (saussuritização) progressivamente coalescidos e constituindo agregados granoblásticos (Figs 3.23A, B e D).

A titanita ocorre em granoblastos geminados (Fig. 3.23D) inequigranulares finos, xeno- a subidioblástica, posicionada em regiões interiores e zonas de contato com anfibólio. Os minerais opacos, predominantemente magnetita com subordinada ilmenita, ocorrem em granoblastos inequigranulares finos, xeno a subidioblásticos, posicionados em espaços intergranulares envolvidos pela foliação. Minerais opacos finos exsolvidos de anfibólio ocorrem coalescidos e concentrados em espaços intersticiais e superfícies de fratura, clivagens dessa fase (Fig. 3.23A).

O quartzo apresenta-se em xenoblastos inequigranulares finos estirados e, preferencialmente, está posicionado em espaços intergranulares. Exibe migração de borda, com contatos interlobados a amebóides, com subgrão (horizontal) e novos grãos. Constitui vênulas e lentes intrafoliais plano-paralelas a foliação, envolvendo e individualizando frações da rocha.

3.3.2.2- *Anfibolitos (metabasaltos)*

Dentre os anfibolitos posicionados nas unidades da *Nappe* Liberdade (Cap. 2, subitem 2.2.4.2.2) distinguiram-se variedades tanto pela presença de epidoto, granada e biotita, como pela ausência dessas fases, sendo individualizadas três classes distintas, denominados de epidoto anfibolito (286, And-007, Alagoa A e B), granada anfibolito (288) e anfibolito (And-008A, And-004), respectivamente.

A variedade de epidoto anfibolito (286, And-007, Alagoa A e Alagoa B) é constituída por hornblenda (65-75%), plagioclásio (12-28%), epidoto (2-20%), titanita (1-4%) e com quartzo constituindo até 2% da moda. Minerais opacos, rutilo e apatita compõem as fases acessórias e biotita a de alteração. Essa variedade apresenta uma foliação contínua definida pelo estiramento de hornblenda e agregados granoblásticos estirados de plagioclásio e epidoto. Localmente, (Alagoa A) exibe uma alternância de faixas sub-centimétricas, anastomosadas, irregulares e, por vezes descontínuas, que definem um bandamento mineralógico composicional a partir de níveis de plagioclásio e epidoto granoblástico, hornblenda e plagioclásio granonematoblástico e, domínios granoblásticos de hornblenda e epidoto com quartzo simplectítico (Figs 3.24A-B).

O clinofibólito, mineral predominante, ocorre em cristais inequigranulares finos a médios ($\pm 2,5$ mm), fortemente pleocróicos em matizes de verde oliva, verde azulado e castanho amarelado, com cores de interferência que atingem o vermelho alaranjado de 2º ordem. Variam de xeno a subidioblásticos, predominantemente nematoblásticos, com contatos interlobados a amebóides, subordinadamente serrilhado (Figs 3.25C-D), que pode evidenciar um ajuste de borda, quando adquire um aspecto subpoiquiloblástico diante da incorporação de quartzo, plagioclásio e epidoto. Em domínios com predominância de agregados poligonalizados, granoblásticos (Alagoa A), o anfibólito exibe simplectitas de exsolução, caracterizadas pelo intercrescimento vermiforme de quartzo globular/lamelar a partir de suas bordas, as quais, caracteristicamente, adquirem tonalidades mais pálidas (Figs 3.25A-B).

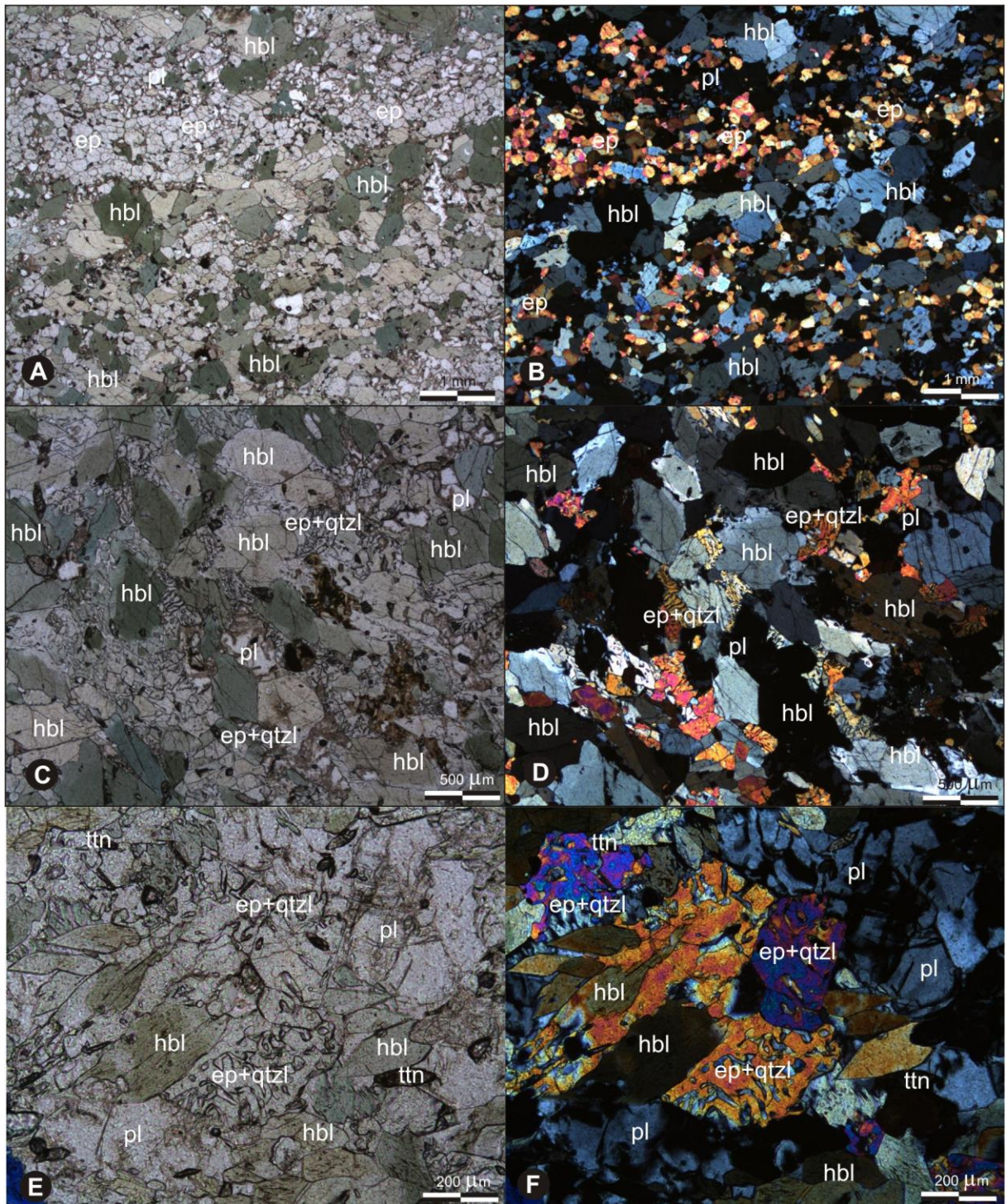


Figura 3.24: A) Bandamento definido por faixas dominadas por epidoto e hornblenda (2x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) simplectita de quartzo e epidoto ao redor de anfibólio e plagioclásio (4x, LN), D) mesmo campo anterior sob LP, E) hornblenda com tonalidades díspares nos núcleos e bordas em contato com epidoto simplectítico (10x, LN), e, F) mesmo campo anterior sob LP.

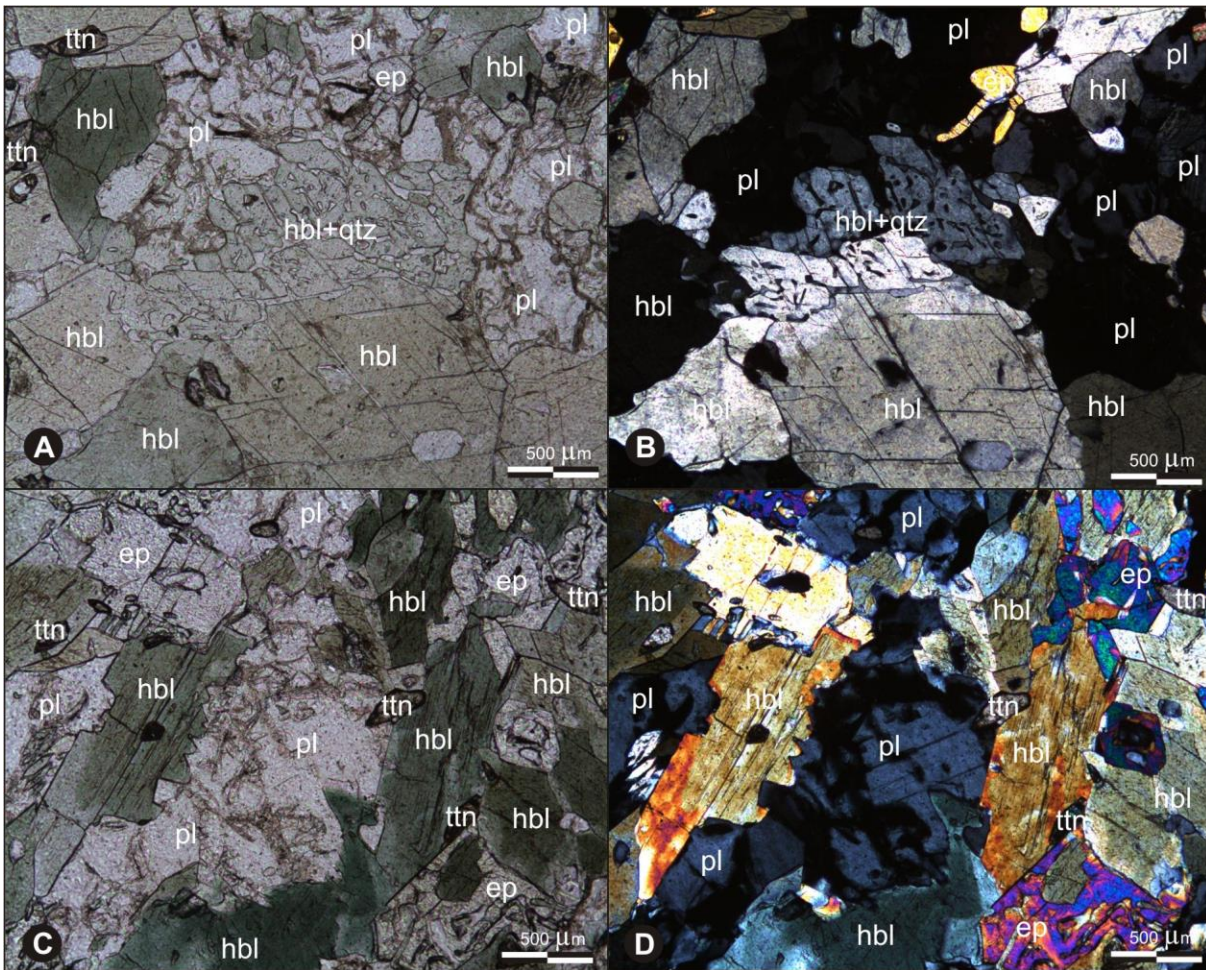


Figura 3.25: A) Hornblenda com borda em tonalidades mais pálidas e com intercrescimento de quartzo vermiforme em contato com plagioclásio e simplectitas de exsolução (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) contato serrilhado entre hornblenda e plagioclásio (4x, LN), e, D) mesmo campo anterior sob LP.

O plagioclásio ocorre em grãos essencialmente xenoblásticos finos com extinção ondulante, contatos irregulares, amebóides a serrilhados (Figs 3.25C-D), e maclas polissintéticas deformadas, descontínuas e em cunha. Constitui arranjo em mosaico em agregados estirados, com inclusão de quartzo e epidoto (Figs 3.25C-D).

O epidoto constitui granoblastos incolores a levemente esverdeados, equigranulares finos ($\pm 0,5\text{mm}$) xeno- a subidioblásticos. Caracteristicamente, ocorre com exsoluções simplectíticas de quartzo vermiforme, lamelar a globular (Figs 3.24 e 3.25). Constitui textura do tipo *moat* em titanita sub a idioblástica, em muitas seções com seu núcleo completamente ausente (Fig. 3.26).

A titanita ocorre em grãos xeno- a idioblásticos finos (< 0,3mm) estirados e posicionados em espaços intergranulares e intersticiais de, preferencialmente, anfibólio (Figs 3.24E-F). Exibe uma reação incompleta definida por textura *moat* caracterizada por uma corona de epidoto a partir de regiões marginais. Em espécimes com coronas significativamente desenvolvidas, seu núcleo tipicamente não é preservado (Fig. 3.26).

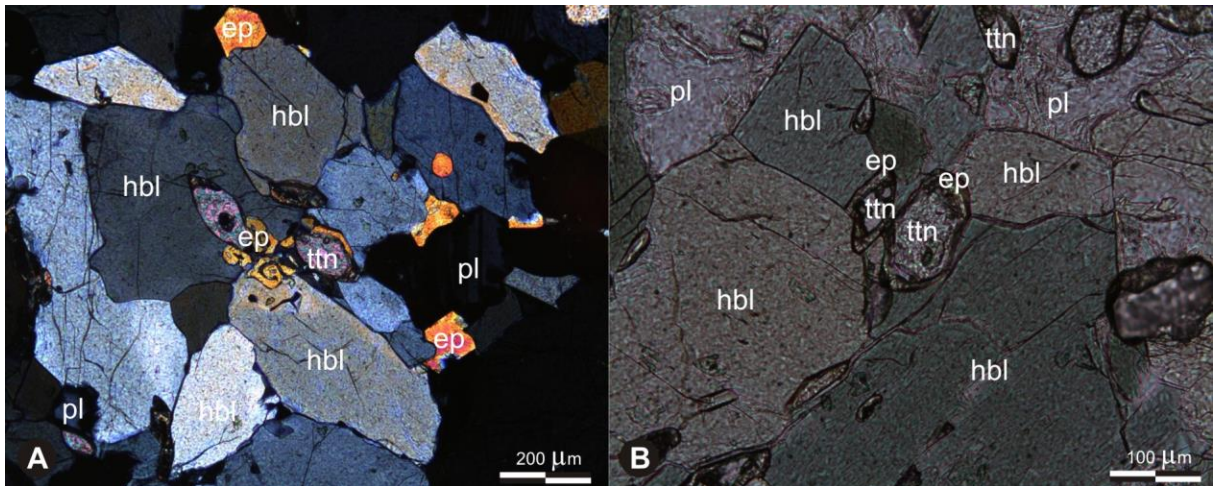


Figura 3.26:A) Epidoto vermiforme com intercrescimento de quartzo (simplectítico) às custas de hornblenda, no centro observa-se corona de epidoto em titanita (10x, LP), e, B) detalhe de corona de epidoto em titanita (20x, LN).

O quartzo ocorre em xenoblastos inequigranulares finos, compõe agregados granoblásticos, estirados ao longo da foliação, com extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Tipicamente, ocorre intercrescido com epidoto, e menos frequentemente com hornblenda, constitui simplectitas de exsolução. Minerais opacos ocorrem em granoblastos inequigranulares xenoblásticos finos, pulverizados em espaços intergranulares e intersticiais, em exsoluções.

O granada anfibólito (*e.g.*, 288) exibe uma constituição modal em torno de 55% de anfibólio, 35% de plagioclásio, 4% de granada, 3% de biotita e 2% de quartzo, com minerais opacos, epidoto e titanita como fases acessórias. Apresenta uma trama granonematoblástica, essencialmente, equigranular fina, com grãos xeno- a subidioblásticos (Fig. 3.27), o que define uma foliação contínua, a partir de nematoblastos de clinofanfólio (hornblenda) e agregados granoblásticos alongados de plagioclásio, lenticulares e descontínuos.

O clinoanfíbólio ocorre em cristais nematoblásticos inequigranulares finos a médios (\pm 1,5mm), fortemente pleocróicos em matizes de creme acastanhado e verde musgo, com cores de interferência que atingem o vermelho azulado de 2º ordem, com grãos maclados e zonados. Interage em contatos retilíneos a interlobados, com estruturas de migração e ajuste de borda, quando adquire caráter subpoiquiloblástico, com inclusões de granada, plagioclásio, titanita, opacos e quartzo. Biotita castanha-alaranjada lepidoblástica, tardia, envolve hornblenda em relação de substituição (Figs 3.27E-F).

O plagioclásio ocorre em grãos equigranulares finos, xenoblásticos. Comumente constitui agregados estirados, com trama interna poligonalizada, com maclas de crescimento polissintética, Constitui horizontes e lentes que definem a foliação principal, junto com a hornblenda (Fig. 3.27). Apresentam estruturas de deformação intracristalina com maclas de deformação e extinção ondulante.

A granada ocorre em granoblastos equigranulares finos, sub a idioblásticos (Figs 3.27E-F), livres de inclusões e constitui agregados em mosaico com plagioclásio. A biotita exibe-se em lamelas lepidoblásticas inequigranulares finas, pleocróicas em matizes de creme acastanhado – castanho alaranjado. Invariavelmente, ocorre às custas de anfíbólio, associada a esta fase e minerais opacos, posicionada, preferencialmente, a partir de zonas de fratura, clivagem e bordas, não raro com aspecto subpoiquiloblástico (Figs 3.27C-F). Exibe uma concentração de minerais opacos finos pulverizados em zonas de fratura e clivagem.

O quartzo ocorre em xenoblastos inequigranulares finos, estirados ao longo da foliação. Exibe extinção ondulante, subgrãos, novos grãos e contatos interlobados. Minerais opacos ocorrem em granoblastos inequigranulares xenoblásticos finos, posicionados e coalescidos em espaços intergranulares e em exsoluções.

A variedade anfibolítica (And-004) é definida por arranjo ganonematoblástico de hornblenda e plagioclásio, que define uma foliação contínua e constitui-se de aproximadamente 70-75% de anfíbólio, 18-22% de plagioclásio, 4-8% de quartzo, com minerais opacos e titanita formando, cada um, cerca de 2% da moda cada.

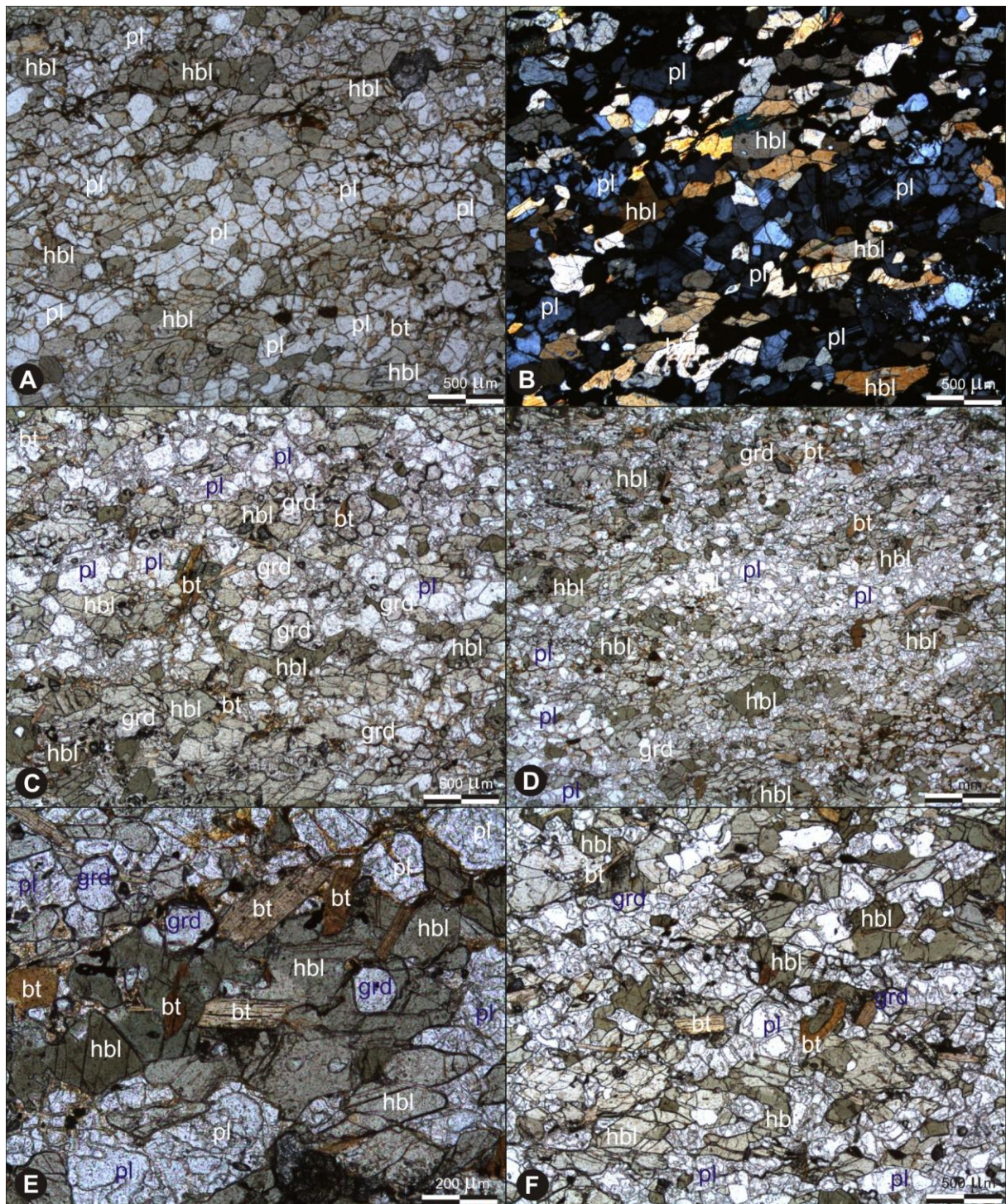


Figura 3.27: A) Textura granonematoblástica equigranular fina, com arranjo poligonal de plagioclásio e hornblenda (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) granada idioblástica fina envolvida por hornblenda recrystalizada e consumida por biotita (4x, LN), D) agregado granoblástico alongado lenticular de plagioclásio (2x, LN), E) biotita sobrecrecida em hornblenda e granada, a partir de superfícies de fratura e clivagens (10x, LN), e, F) biotita tardia que envolve hornblenda recrystalizada sobre trama granonematoblástica fina (4x, LN).

3.3.2.3- Granada anfibolito (retroeclogito)

Essa variedade (273) apresenta uma trama precoce granoblástica inequigranular média a grossa, constituída por mosaico de granada e clinopiroxênio (totalmente substituído por hornblenda) obliterada por texturas de reações incompletas com o desenvolvimento de coroas de reação, simplectíticas, de exsolução e *moat*.

A hornblenda, fase predominante com até 60% da moda, apresenta-se em grãos inequigranulares finos a médios fortemente pleocróicos em tonalidades de verde musgo-oliva-pálido. Constitui agregados granoblásticos reliquiais (poligonais) com granada sendo intensamente obliterada por simplectitas de reação, a partir de suas bordas, as quais, caracteristicamente, se tornam empalidecidas, com intercrescimento de plagioclásio vermiforme, lobular e granular, que tende a arranjos poligonalizados (Fig. 3.28). Exibe contatos interlobados, amebóides e serrilhados, com epidoto, quartzo e plagioclásio.

Com cerca de 20% do conteúdo modal, a granada ocorre em grãos sub- a idioblásticos, inequigranulares médios a grossos. Apresenta um caráter precoce, caracteristicamente com uma corona de reação constituída por agregados granoblásticos de plagioclásio (*moat*), circundada por coroas irregulares de minerais opacos (ilmenita). Exibe muitas inclusões de anfibólio, quartzo, plagioclásio e minerais opacos, “dissociados” a partir de fase pré-existente (clinopiroxênio?), quando não, nucleadas a partir de fraturas (Fig. 3.28).

O plagioclásio forma até 15% da rocha e ocorre em grãos xenoblásticos nucleados a partir de granada e hornblenda, com feições lamelares e globulares, interdigitado com hornblenda, a partir de bordas e núcleos de simplectitas de exsoluções e constitui textura *moat* (Fig. 3.28), com trama interna granoblástica, ao redor de granada, com hornblenda, epidoto e coroas irregulares de ilmenita. Exibe maclas de crescimento, extinção ondulante, subgrãos e novos grãos, não raro, em agregados poligonalizados.

O quartzo (5%) ocorre em xenoblastos finos a médios, com contatos interlobados e amebóides. Os grãos precoces exibem subgrãos e novos grãos e tendem a arranjo interno poligonalizado. Apresenta-se coalescido em posições intersticiais com hornblenda e granada, exibe aspecto sub-poiquiloblástico quando envolve agregados e grãos de anfibólio e minerais opacos (Fig. 3.28).

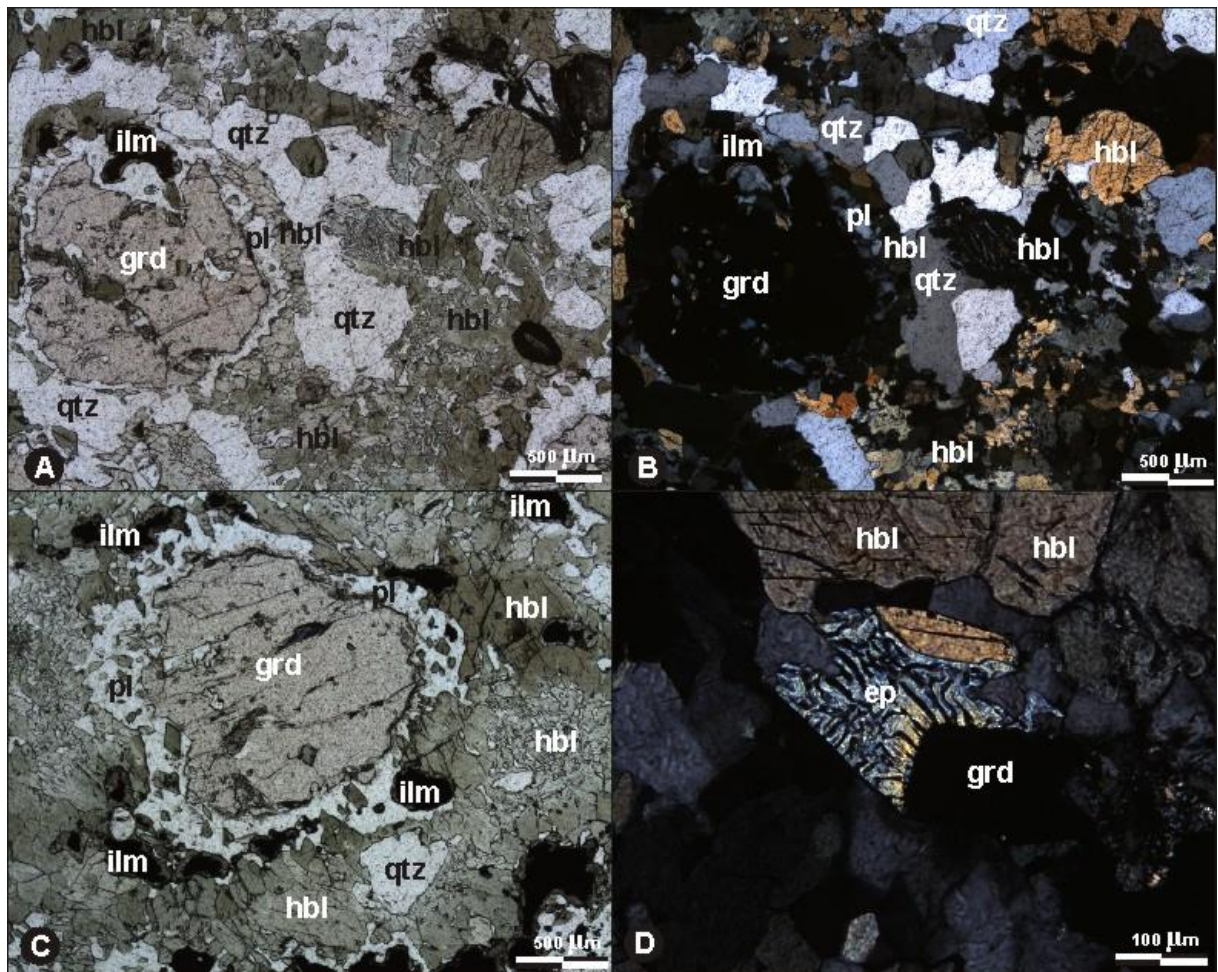


Figura 3.28: A) Porfiroclasto de granada com corona de agregados granoblásticos de plagioclásio fino com hornblenda intercrescida com plagioclásio vermiforme (simplectítico) com ilmenita e titanita que exibem corona de epidoto (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) no centro, grão xenoblástico médio de granada com textura *moat* de plagioclásio com coroa de ilmenita e à direita, hornblenda simplectítica com plagioclásio (4x, LN), e, D) epidoto com intercrescimento de quartzo vermiforme, simplectita de exsolução, ao redor de granada (20x, LP).

A ilmenita constitui até 3% do conteúdo modal, em grãos xenoblásticos, finos a médios, precoces, caracteristicamente exhibe corona de epidoto (*moat*) e está associada, por sobrecrescimento, com titanita (Figs 3.28 e 3.29). O epidoto ocorre em xenoblastos esverdeados, inequigranulares finos, exhibe simplectitas de exsolução de quartzo vermiforme e compõe coronas ao redor de ilmenita e titanita (Figs 3.28 e 3.29) e alcança cerca de 2% da constituição modal.

Como minerais acessórios ocorrem pirrotita, pirita e calcopirita (1%), em grãos xenoblásticos, inequigranulares finos, comumente associados entre si. A pirrotita ocorre em núcleos, intensamente alterados e, frequentemente, não preservados, com substituição pela pirita, a partir de suas bordas quando desenvolve coronas (Fig. 3.29). A calcopirita ocorre associada à pirita e à pirrotita, sobrecrescida a partir de suas bordas e fraturas (exsolução). Apatita, titanita e rutilo também constituem fases acessórias e limonita e goethita como minerais de alteração.

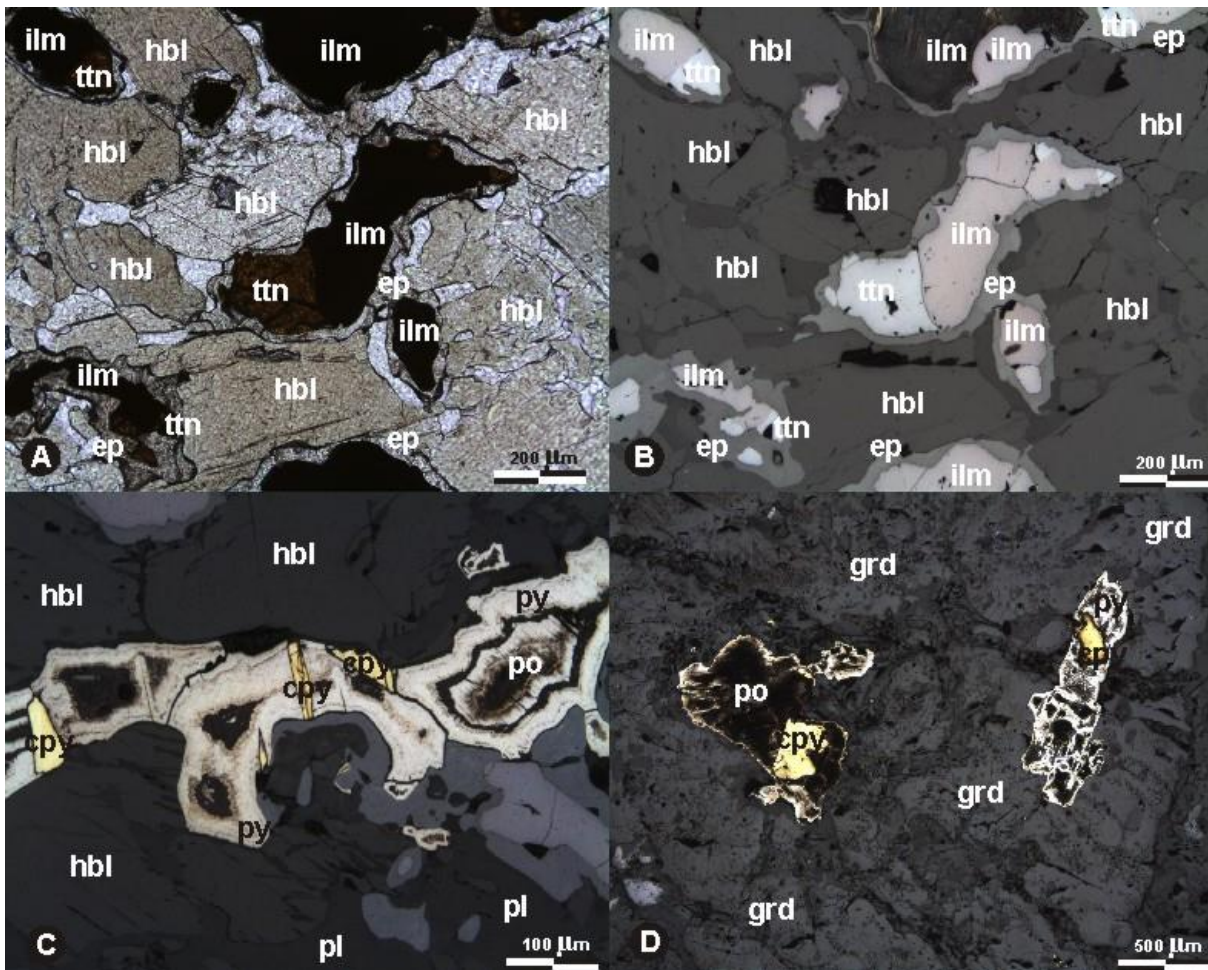


Figura 3.29: A) Titanita intercrescida com ilmenita que exibe corona de epidoto (10x, LN), B) mesmo campo anterior sob LR, C) pirrotita com núcleos não preservados e bordas substituídas por pirita, com calcopirita sobrecrescida em zonas marginais (20x, LR), e, D) calcopirita inclusa em pirrotita, parcialmente preservada, com borda de pirita (10x, LR).

3.3.3- *Nappe Lima Duarte*

3.3.3.1- *Anfibolito (metabasalto)*

O granada anfibolito da *Nappe Lima Duarte* (Ibit-01, Cap. 2, *subitem 2.2.4.2.3*) ao microscópio exibe uma foliação contínua anastomosada e bem desenvolvida, com textura granonematoblástica equigranular. Sua constituição modal orbita os 55-60% de anfibólio, 15-22% de plagioclásio, 10-12% de granada, 5-7% de quartzo e 3-5% de minerais opacos, essencialmente ilmenita, com pirita e calcopirita subordinadas. Epidoto e apatita constituem fases acessórias.

O anfibólio ocorre em arranjo nematoblástico, com grãos fortemente estirados, xenoblásticos finos, de até 1mm, pleocróicos em matizes de verde musgo pálido-acastanhado, com cores de interferência que não ultrapassam o amarelo avermelhado de 2º ordem. Envolve granada, plagioclásio e quartzo, possível reflexo de recristalização por *bulging*, rotação de subgrãos e migração de borda (*dragging* e *pinning*), mais evidentes em suas faces longitudinais, quando adquire aspecto sub-poiquiloblástico (Fig. 3.30). Apresenta em algumas seções, maclas, sub-grãos e extinção ondulante, com algumas espécimes do tipo *strain free*.

O plagioclásio ocorre em grãos xenoblásticos, equigranulares finos a médios, com maclas de crescimento polissintética deformadas, extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Não raro, ocorrem espécimes livres dessas microestruturas, em arranjos granoblásticos com interfaces interlobadas (Fig. 3.30). Porta inclusões de quartzo arredondado.

A granada ocorre em granoblastos equigranulares finos, sub- a idioblásticos, em contatos retilíneos a curvilíneos, com trama em mosaico. Está envolvida por nematoblastos de hornblenda e agregados granoblásticos de quartzo e plagioclásio (Fig. 3.30). Porta inclusões de quartzo arredondado e minerais opacos.

O quartzo ocorre em xenoblastos finos exibindo extinção ondulante, subgrãos e novos grãos e contatos interlobados. Constitui arranjos em mosaico e estirados, associado a plagioclásio, com anfibólio e granada. O ocorre incluso em anfibólio, plagioclásio e granada com tipologia arredondada.

A ilmenita ocorre, essencialmente, em grãos xenoblásticos finos (± 1 mm), fortemente estirados ao longo da foliação, com contatos irregulares (Figs 3.30E-F). A pirita ocorre em xenoblastos inequigranulares finos, posicionadas em espaços intergranulares, frequentemente associada a ilmenita com calcopirita subordinada, sobrecrescida a partir de regiões de bordas e superfícies de fratura (Figs 3.30E-F).

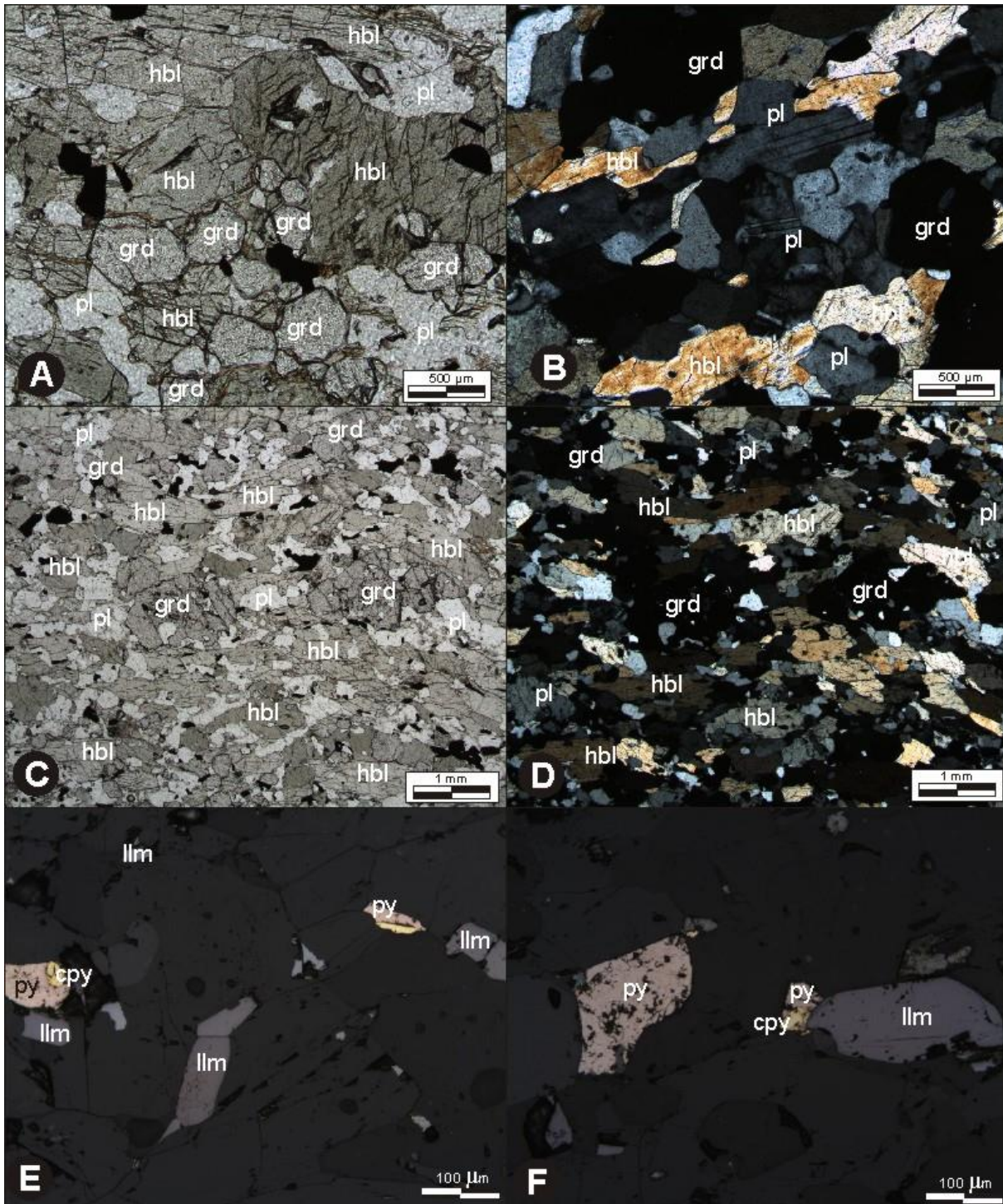


Figura 3.30: A) Granada idioblástica fina que constitui arranjo poligonalizado com hornblenda e plagioclásio (4x, LN), B) mesmo campo anterior sob LP, C) trama granonematoblástica fina com espécimes de granada porfiroclástica esquelética (2x, LN), eD) mesmo campo anterior sob LP, E e F) ilmenita com associação de pirita e calcopirita (20x, LR).

CAPÍTULO 4

LITOGEOQUÍMICA

4.1- INTRODUÇÃO

As análises de litogeoquímica foram executadas em 37 amostras, consideradas como as mais significativas e representativas das diversas ocorrências existentes, distribuídas em 26 corpos, dentre plutonitos e vulcanitos, metamáficas e metaultramáficas, posicionadas em diferentes unidades das seqüências metassedimentares neoproterozóicas do Terreno Andrelândia (Campos Neto 2000) e do Complexo Petúnia (Roig 1993) do domínio Campos Gerais (Kaefer *et al.* 1975) conforme indicado pela Tabela 4.1 e apresentado no Capítulo 2.

As informações litogeoquímicas das variedades abordadas por este trabalho encontram-se no ANEXO II, e as referentes às rochas metaultramáficas da região de Andrelândia foram extraídas de Pinheiro (2008), objeto de continuidade do presente trabalho, constituindo exceção as análises executadas no metarrodíngito (Pinheiro & Suita 2012, Pinheiro & Suita 2013, em preparação).

Tabela 4.1: Relação das amostras selecionadas para litogeoquímica e os corpos correspondentes.

	Estrutura	Litotipo	Análises	Amostras
Terreno Andrelândia	<i>Nappe</i> Liberdade (NL)	Metagabro	3	271A, 271B e 271C
		Retroeclogito	1	273-1
		Anfibolitos	4	288, And-008, Alagoa A, And-007
	<i>Nappe</i> Lima Duarte (NLD)	Anfibolito	1	Ibit-001
<i>Nappe</i> Andrelândia (NA)	Anfibolitos	6	264-1, 264-2, 266, And-005 e And-006	
<i>Klippe</i> Carvalhos (KC)	Metarrodíngito	4	153, 149, 149-4-1 e 149-4-2	
Domínio Campos Gerais	Complexo Petúnia (Nova Resende)	Anfibolitos	5	Pet-007, Pet-018A, Pet-019, Pet-033, Pet-041
		Metagabro coronítico	2	Pet-006C e Pet-006D
		Metagabro	1	Pet-004
		Metaultramáficas	6	NR-013, Pet-015A, Pet-015B, Pet-024, Pet-027, Pet-040
		Meta-hornblendito	1	Pet-035
		Cromitito	3	Pet-008, Pet-009A e Pet-009AA
		TOTAL		37

Foram selecionadas as amostras com menor influência de processos intempéricos e metamórfico-deformacionais buscando-se, assim, a obtenção de assinaturas químicas compatíveis com

a composição da possível rocha primária, assim como, a identificação e o caráter geoquímico do seu magma gerador.

Ressalta-se a grande dificuldade de coleta de amostras frescas das rochas, susceptíveis a análises com resultados fidedignos e representativos na área em estudo e salienta-se que a maioria das amostras obtidas não foram analisadas pelas insuficientes condições para análises químicas confiáveis. Tendo em vista uma melhor visualização e comparação dos resultados em litotipos de composições similares e/ou associações cogenéticas, as análises das rochas metamáficas, da região de Andrelândia e do Complexo Petúnia (CP), foram tratadas simultaneamente e representadas nos mesmos diagramas temáticos, salvo situações em que necessitaram de destaque ou tratamento separado para maior detalhamento e melhor visualização.

As análises de rochas metaultramáficas foram enfatizadas para o Complexo Petúnia (CP), visto que as da região de Andrelândia foram abordadas no trabalho de Pinheiro (2008).

Do universo das rochas analisadas, uma exceção constituem-se as rochas do ponto 149, o do metarrodningito (Pinheiro & Suita 2012, Pinheiro & Suita 2013, em preparação), que exibem composição ultrabásica ($\text{SiO}_2 < 45\%$), olivina normativa, caráter cálcio-silicático (ANEXO II), e que, devido a ocorrência peculiar, associada às rochas ultramáficas (serpentinitos, meta-harzburgitos e metawebsteritos) e seu conteúdo mineralógico atípico em arranjos texturais complexos, encontram-se em Pinheiro & Suita (2012), parte integrante deste trabalho (ANEXO I).

Para efeito de comparação e melhor visualização, todas as amostras, indiferente da sua natureza, conteúdo mineral, relação textural e grau metamórfico, foram tratadas e representadas em diagramas classificatórios para rochas vulcânicas recentes (basaltóides).

4.2- APRESENTAÇÃO DOS DADOS

4.2.1- Rochas metamáficas

Através das análises litogeoquímicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras, foi possível tecer considerações acerca do caráter geoquímico dos litotipos metamáficos analisados e suas implicações genético-evolutivas. Em primeira análise, observou-se ampla variação no conteúdo de volatéis, refletido nos valores de perda ao fogo (“loss on ignition”, “LOI”), posicionados entre 0,38 a 6,00%, com a grande maioria das amostras do CP no intervalo de 0,44 e 1,19%, com exceção do metagabro (Pet-004) e do anfibolito (PET-041) em torno de 1,72% e 3,78%, respectivamente. Esses valores são consonantes com o conteúdo/transformação mineral observado para essas amostras, exibindo escassez de fases hidratadas (p.ex, sericita, calcita, clorita e epidoto), com ressalvas para a amostra Pet-004 (metagabro cataclasado) cujo conteúdo de epidoto é modalmente significativo, o que justifica seu alto valor de *LOI*.

As amostras da região de Andrelândia exibem os maiores valores de *LOI*, entre 1,37 a 6,00%, a exceção das amostras AND-004 (anfibolito) e 273-1 (retroeclogito), cujos valores posicionam-se entre 0,38% e 0,90% respectivamente. Esses valores refletem o conteúdo de fases hidratadas (p.ex, sericita e epidoto) constituintes desses litotipos, evidenciam atividade de processos metassomáticos/hidrotermais, que modificaram a química da rocha. Portanto, é exigida cautela na aplicação destes dados em diagramas discriminantes para determinar parentalidade, co-geneticidade e ambiência desses litotipos.

A análise dos elementos maiores mostra que a maioria desses metamafitos são rochas básicas ($45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$). Alguns anfibolitos da região de Alagoa (Alagoa e And-007) apresentam valores menores, como o corpo gabróico do CP (Pet-004) e o anfibolito da *nappe* Lima Duarte (Ibit-01) que exibem valores maiores, em torno de 54% (Fig. 4.4). Essa variação química, no âmbito da classificação, quanto à saturação em sílica não descaracteriza a rocha em relação ao seu caráter básico original, reflete as intensas modificações químico-texturais as quais essas rochas foram submetidas e que se encontram registradas em seu arranjo mineralógico-textural (Capítulo 3).

As variedades metabásicas do CP apresentam-se no intervalo entre 46,60% e 54,20% de SiO_2 , exibindo os maiores valores desse óxido, com os anfibolitos posicionados entre 46,60 e 50,70%, com a maioria das amostras da região de Andrelândia entre os valores de 43,80% e 47,60% (Fig. 4.1,A e 4.4).

Esse conjunto litológico também exhibe maiores valores de Na_2O e K_2O em relação aos anfibolitos da região de Andrelândia, com valores entre 1,83% e 2,25% de Na_2O , 0,40 e 0,80% de K_2O , para os anfibolitos, com o olivina metagabro coronítico em torno de 0,20% (Fig. 4.1C), enquanto os anfibolitos da região de Andrelândia agruparam-se predominantemente no intervalo de 0,64% e 1,68% de Na_2O , e majoritariamente abaixo dos 0,40% de K_2O .

Os teores de MgO entre 5,92 e 6,31% limitam o campo para os anfibolitos do CP, com intervalo mais amplo para os anfibolitos do Andrelândia, entre 4,00 e 9,10%. Valores acima de 10% ocorrem exclusivamente para as variedades metagabróicas do CP (Fig. 4.1B).

Os teores de Al_2O_3 ficaram limitados entre 8,20 e 15,70% para as metamáficas do CP, com os anfibolitos do Andrelândia alcançando até 20,06% desse óxido, com os anfibolitos da *Nappe* Liberdade exibindo os mais altos valores (Fig. 4.1). O CaO ocorre restrito no intervalo 9,11 a 10,18% para os anfibolitos do CP, com o olivina metagabro exibindo conteúdos em torno de 11% e o metagabro cataclasado (Pet-004) alcançando os 12,64%. Os anfibolitos do Andrelândia exibem uma amplo espectro de ocorrência desse óxido, variando de 6,74 a 12,74%, com o menor valor apresentado pelo anfibolito da *nappe* Lima Duarte.

Os valores de TiO_2 ocupam o intervalo de 0,64 a 2,83%, em uma distribuição contínua, com quatro amostras com valores acima de 2%, sendo duas variedades anfibolíticas da região de Andrelândia e dois anfibolitos do CP. O mais alto valor é exibido pelo retroeclogito, 2,83% (Fig. 4.1F). Os valores de FeO^t , P_2O_5 e MnO também exibem distribuição contínua, sem agrupamentos detectáveis, que variam de 9,07 a 18,15% para o FeO^t , 0,06 a 0,29 para o P_2O_5 e de 0,16% a 0,26% para o MnO .

Comparados os valores desses óxidos com Al_2O_3 (Fig. 4.1), formaram-se grupos distintos, o que pode evidenciar uma identidade química para os litotipos. Os metagabros do CP, o anfibolito da NLD e o retroeclogito da NL, diante do pequeno número de amostras analisadas, não definem campos específicos, mas exibem identidade química discernível dos demais litotipos. Nesses diagramas, identificou-se o posicionamento predominante dos vários litotipos em campos determinados. Isto objetivou uma aproximação inicial com as suas características químicas, que serão tratadas com maior detalhe ao longo deste capítulo.

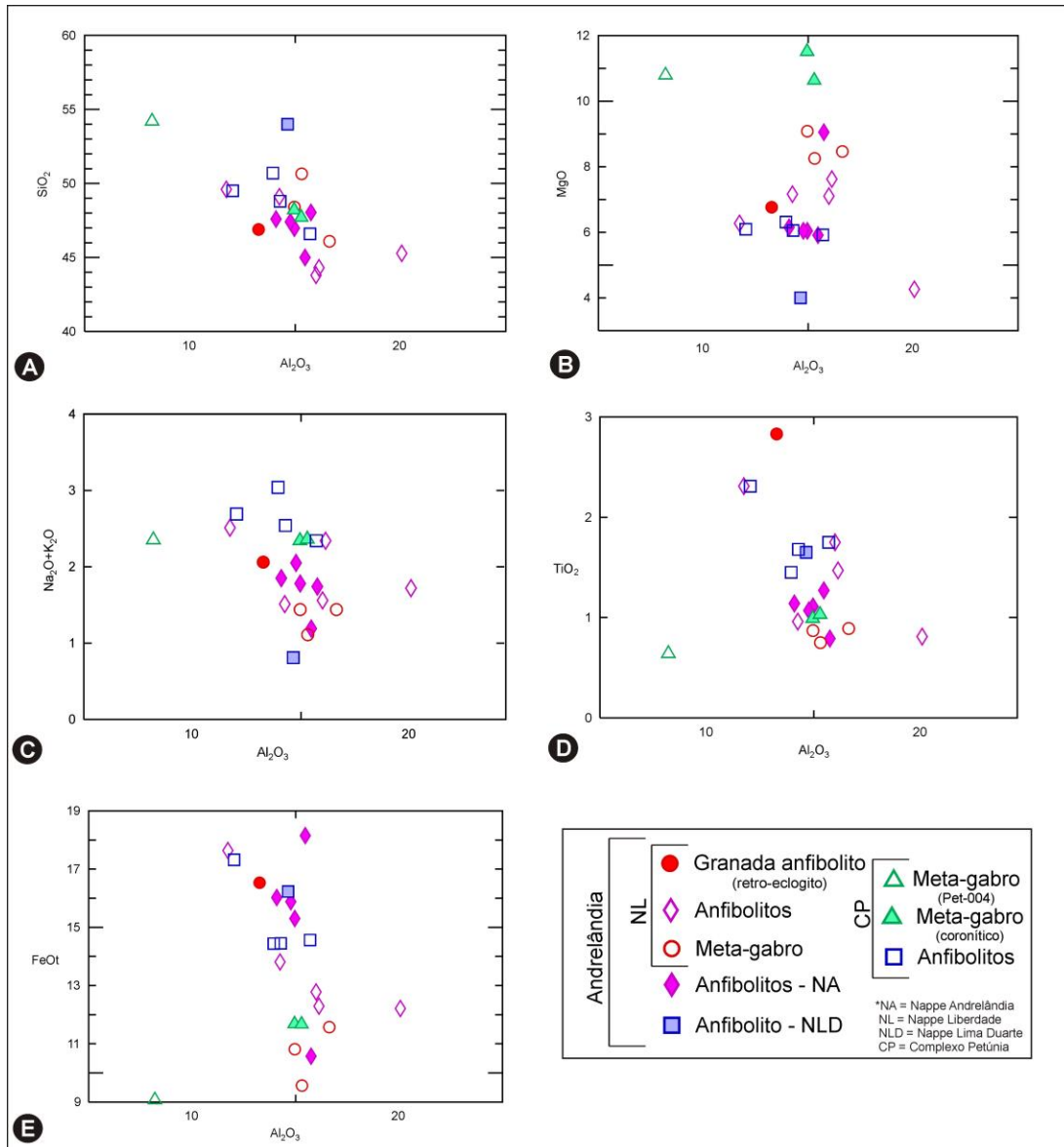


Figura 4.1: Diagramas de Al_2O_3 versus: A) SiO_2 , B) MgO , C) $Na_2O + K_2O$, D) TiO_2 , e, E) FeO^t .

Diante dos processos hidrotermais-metamórfico-deformacionais impostos aos litotipos, e considerando-se que a aplicação de diagramas discriminantes, a partir de razões e/ou concentrações de elementos, traços e menores, os quais são susceptíveis, em menor ou maior grau a processos de mobilidade diante da composição de fluidos interagidos ou a variações termo-barométricas, buscou-se aplicar métodos para visualizar quão modificados quimicamente esses litotipos estão. Isto conduziu a utilizar diagramas discriminante pertinentes, para minimizar efeitos da mobilidade química dos elementos em suas caracterizações.

Desta forma, utilizou-se o método de Cann (1970) para testar a mobilidade de elementos a partir do confronto binário de um elemento efetivamente imóvel com o elemento a ser testado. Partindo-se da prerrogativa de que dois elementos imóveis e incompatíveis, de amostras cogenéticas, exibirão agrupamentos em tendência linear, e, em caso contrário, os valores deverão espalhar-se e estarem dispersos.

Para o elemento comparador foi selecionado o Nb por ser considerado um dos elementos mais imóveis (Cann 1970, Hill *et al.* 2000) e que exibe coeficiente de partição similar ao do Th, reconhecidamente, também, um elemento incompatível e imóvel, e, muito utilizado por diagramas com campos discriminantes.

Em diagrama Nb *versus* Zr houve a formação de uma tendência linear positiva, indicando que ambos os elementos são efetivamente imóveis (Fig. 4.2A), com os anfíbolitos do CP exibindo altas razões Zr/Nb, em relação aos da região de Andrelândia. O mesmo comportamento foi verificado do confronto do Nb com o Th (Fig. 4.2B), com os anfíbolitos do CP com alto Th/Nb e os da *Nappe* Andrelândia com menores razões Th/Nb, sugerindo uma efetividade nessas razões para a discriminação dessas variedades.

No confronto Nb *versus* Y (Fig. 4.2C) delineou-se padrão linear entre os anfíbolitos do CP, com as maiores razões Y/Nb, e os da NA, com uma duplicação da tendência, em menor razão Y/Nb, para os anfíbolitos da *nappe* Liberdade (NL), indicando uma efetiva imobilidade de Y, com a razão Y/Nb eficiente na discriminação entre as variedades anfíbolíticas.

Padrão semelhante foi observado no diagrama Nb/Yb, no entanto, houve uma dispersão vertical nos valores dos anfíbolitos da *nappe* Andrelândia, indicando que a imobilidade do Yb não permaneceu inalterada diante dos processos atuantes para essas variedades (Fig. 4.2D).

Em contraste, diagramas de Nb *versus* Sm e Nb *versus* La (Figs 4.2E-F) apresentam uma dispersão nos valores desses elementos, indicando que os processos atuantes foram suficientes para a mobilização desses elementos.

Em diagrama de Nb *versus* Co, um elemento cuja imobilidade não é evidente, diante de seus estados de oxidação Co^{2+} e Co^{3+} , tendo o primeiro um comportamento móvel, e o segundo imóvel, no entanto efetivo na classificação de rochas basálticas metamorfisadas e alteradas (Hastie *et al.* 2007), exibiu um padrão convexo (Fig. 4.2G) diante do agrupamento formado pelas razões Co/Nb dos metamafitos, evidenciando um comportamento seletivo e com de uso restrito para as variedades em questão.

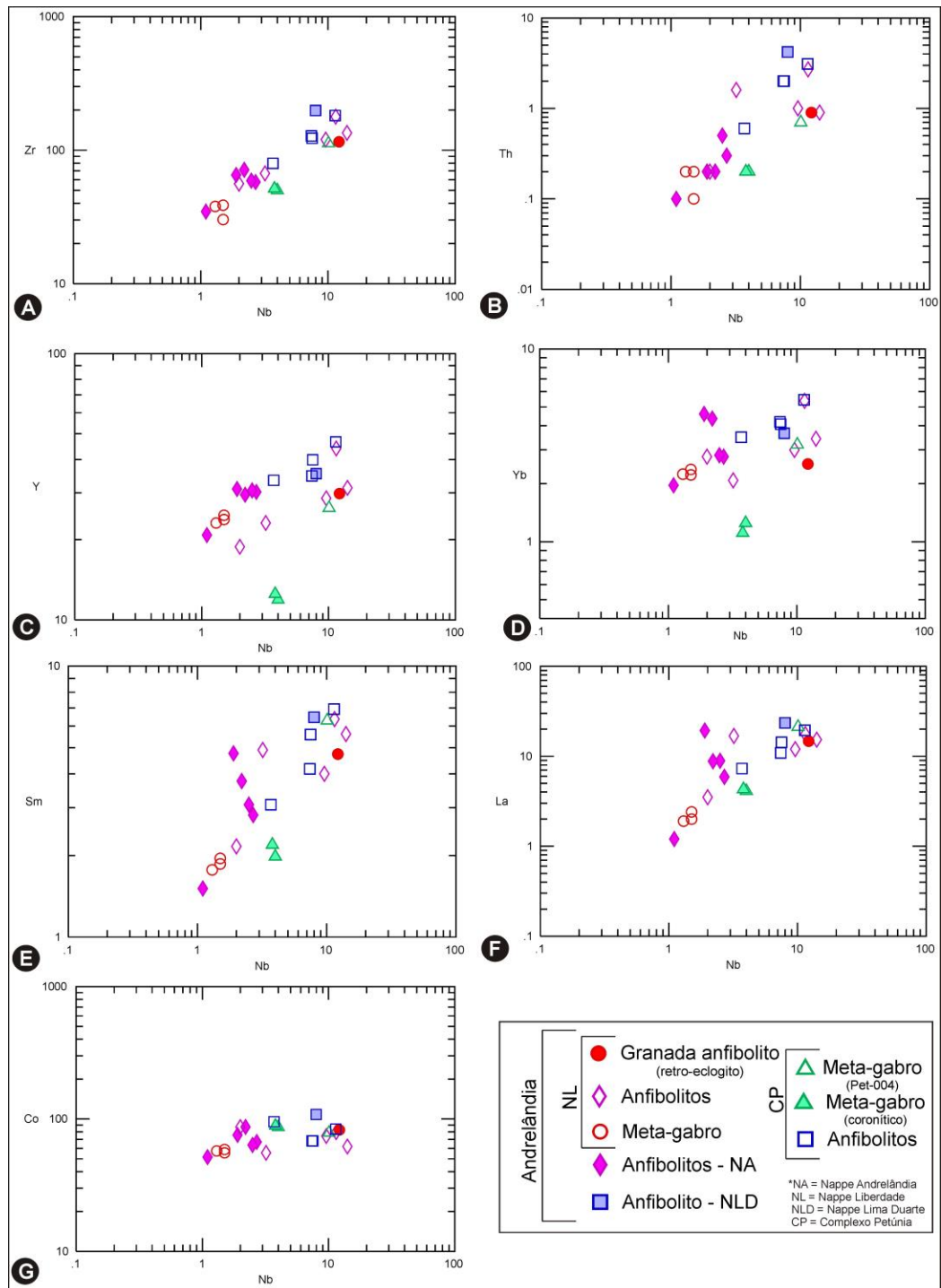


Figura 4.2: Diagramas binários de elementos traços incompatíveis *versus* Nb (método de Cann (1970), para as variedades metamáficas deste trabalho. A) Zr, B) Th, C) Y, D) Yb, E) Sm, F) La, e, G) Co.

Nos diagramas de Nb *versus* Ti₂O, MnO e P₂O₅ (Fig. 4.3,A-C), óxidos de elementos frequentemente utilizado em diagramas classificatórios, foram exibidos padrões semelhantes entre si, com a formação de tendências lineares, de modo geral, com os anfibolitos do CP exibindo as maiores razões de TiO₂/Nb, MnO/Nb e P₂O₅, com os da NA e o metagabro da NL na continuidade da tendência, com os menores valores dessas razões. Os anfibolitos da NL apresentaram distribuídos ao longo do eixo da tendência, da mesma forma que os metagabros da CP. Esse comportamento indica que tanto o Ti, como o Mn e o P não apresentam mobilidade relevante para essas variedades, podendo ser aplicados de modo satisfatórios em diagramas classificatórios.

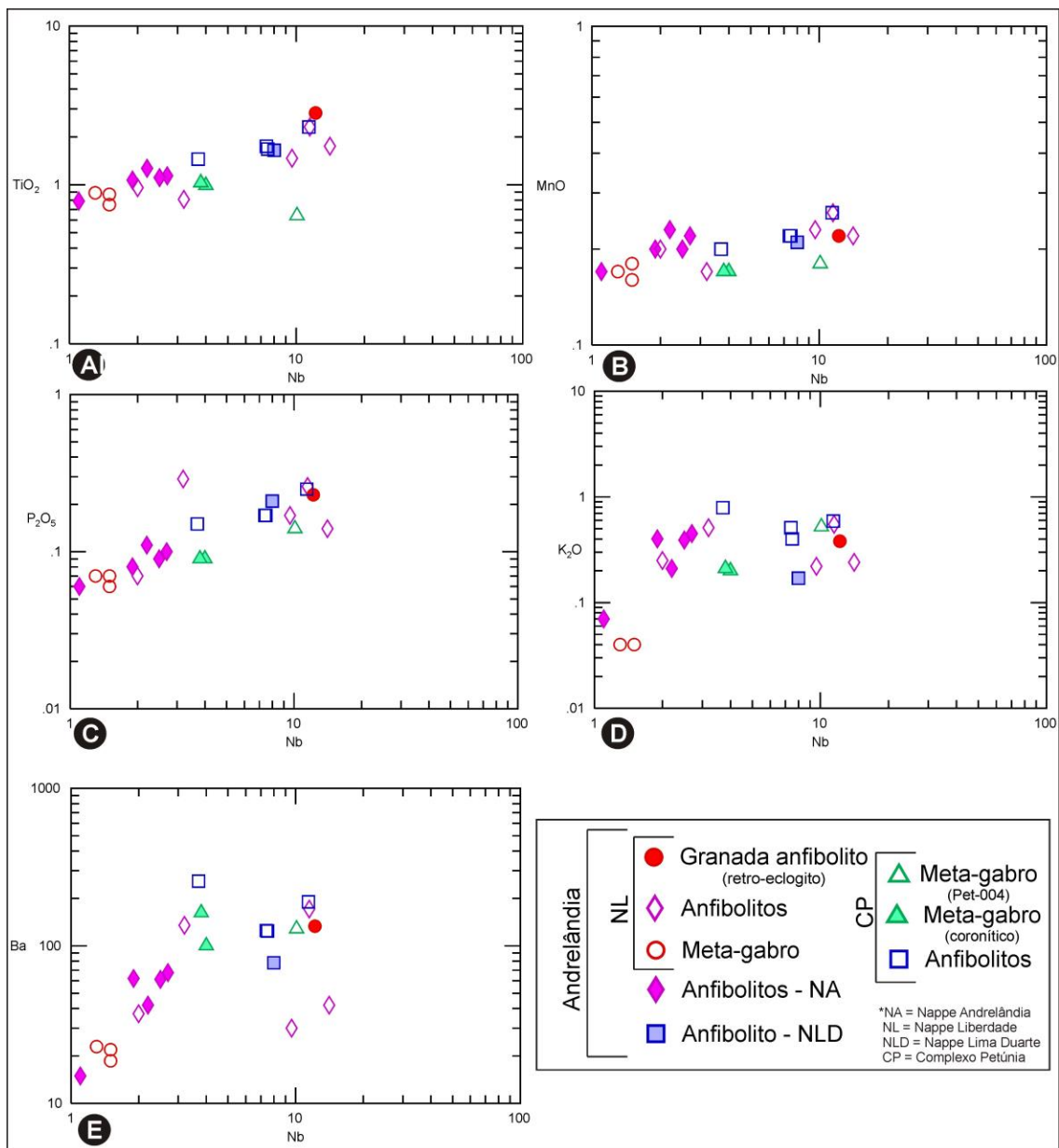


Figura 4.3: Diagramas binários de óxidos de elementos maiores e menores *versus* Nb, das variedades metamáficas deste trabalho. A) Ti₂O, B) MnO, C) P₂O₅, e, D) K₂O.

Por outro lado, elementos de baixo potencial iônico como o Ba e o K_2O , frequentemente utilizados em diagramas classificatórios, exibiram padrões dispersos (Fig. 4.3E-F), refletindo sua inerente mobilidade, e, portanto, de utilização desaconselhável para as variedades em questão. No entanto, os anfibólitos da NA, juntamente com o metagabro da NL, exibiram tendências lineares no confronto entre Nb *versus* Ba, sugerindo para essas variedades um comportamento relativamente imóvel para esse elemento (Fig. 4.3E).

Alguns critérios puderam ser estabelecidos para a identificação de corpos e separação do seu provável ambiente, uma vez que as razões desses elementos imóveis definem valores específicos para determinados litotipos como, por exemplo, razões Zr/Nb, Th/Nb e Y/Nb os quais agrupam os anfibólitos em campos específicos, porém nem sempre exclusivos.

Tendo-se levantado considerações quanto ao comportamento de alguns elementos, definidos a partir dos diagramas acima, empregaram-se diagramas discriminantes de classificação de rocha para a averiguação da composição química *versus* sua transformação quimio-textural e sua categorização quanto a nomenclatura em vigência (Fig. 4.4). Todos os litotipos foram utilizados nesse tratamento, para fins de comparação, apesar de que os diagramas utilizados, e sua respectiva classificação, são exclusivos para rochas efusivas.

Observou-se a maciça incidência desses litotipos em campos estritamente de basaltos e basaltos/andesitos, certificando o caráter básico das rochas analisadas, com a amostra de metagabro do CP (Pet-004) posicionando-se em campos andesíticos (Fig. 4.4).

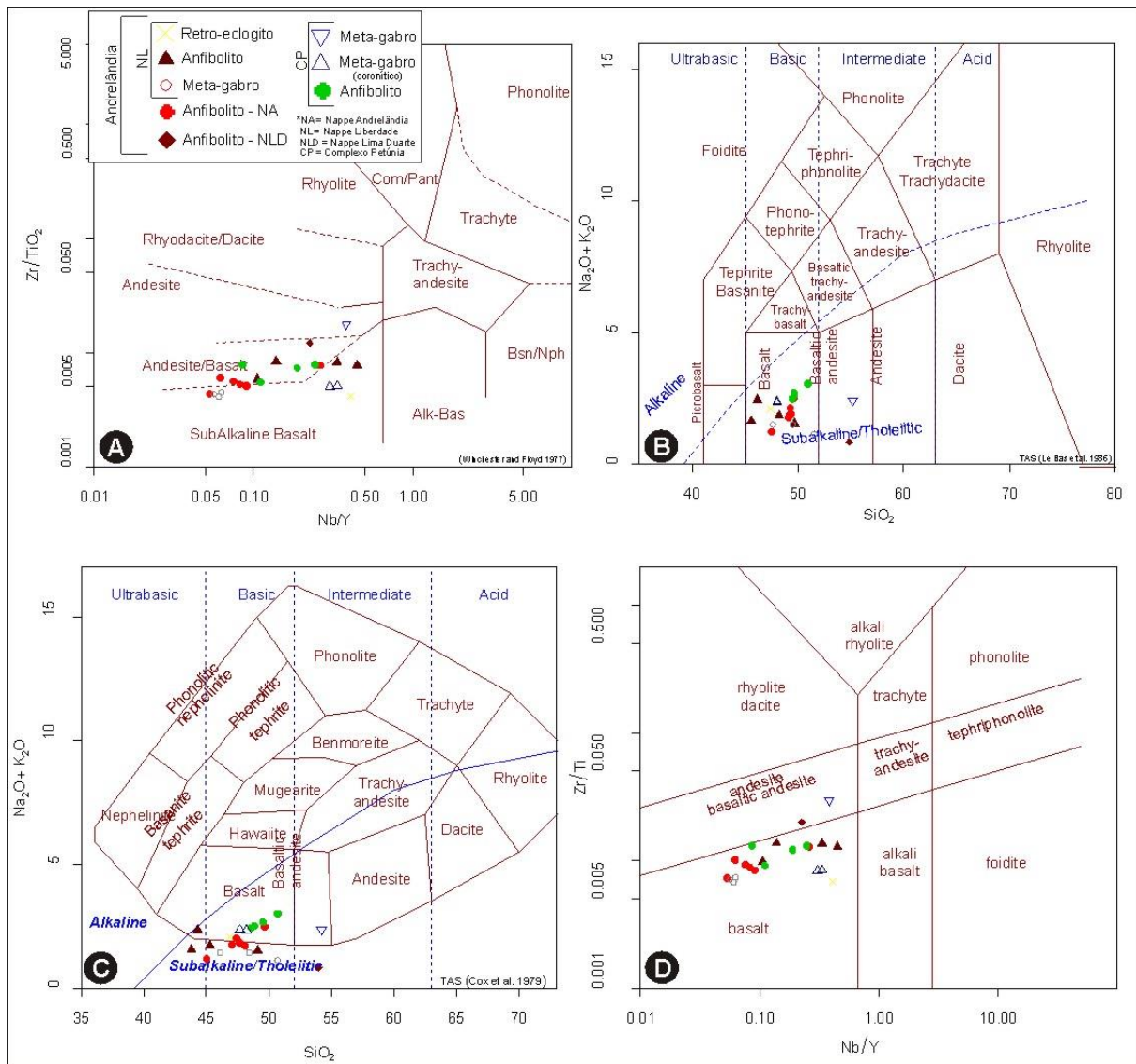


Figura 4.4: Diagramas discriminantes para tipos de rocha. A) Zr/TiO₂ – Nb/Y (Winchester & Floyd 1977), B) TAS, álcalis totais (Na₂O+K₂O) versus SiO₂ (Le Bas *et. a.*, 1986), C) TAS (Cox *et. a.*, 1979), e, D) Zr/Ti – Nb/Y (Pearce 1996).

Para a determinação do protólito dos anfibolitos foram utilizados diagramas discriminantes (Peloggia & Figueiredo 1992, Leake 1964, Fig. 4.5,A e B) os quais posicionaram os anfibolitos em campos típicos de metabásicas de natureza ortoderivada. Para a determinação do caráter do magma gerador foram utilizadas as classificações para vulcanitos básicos (Irvine & Baragar 1971), baseados em parâmetros composicionais normativos. Observou-se que os metagabros e anfibolitos exibem composições de basaltos subalcalinos de séries toleíticas (Figs 4.5C-G) de ambos os domínios.

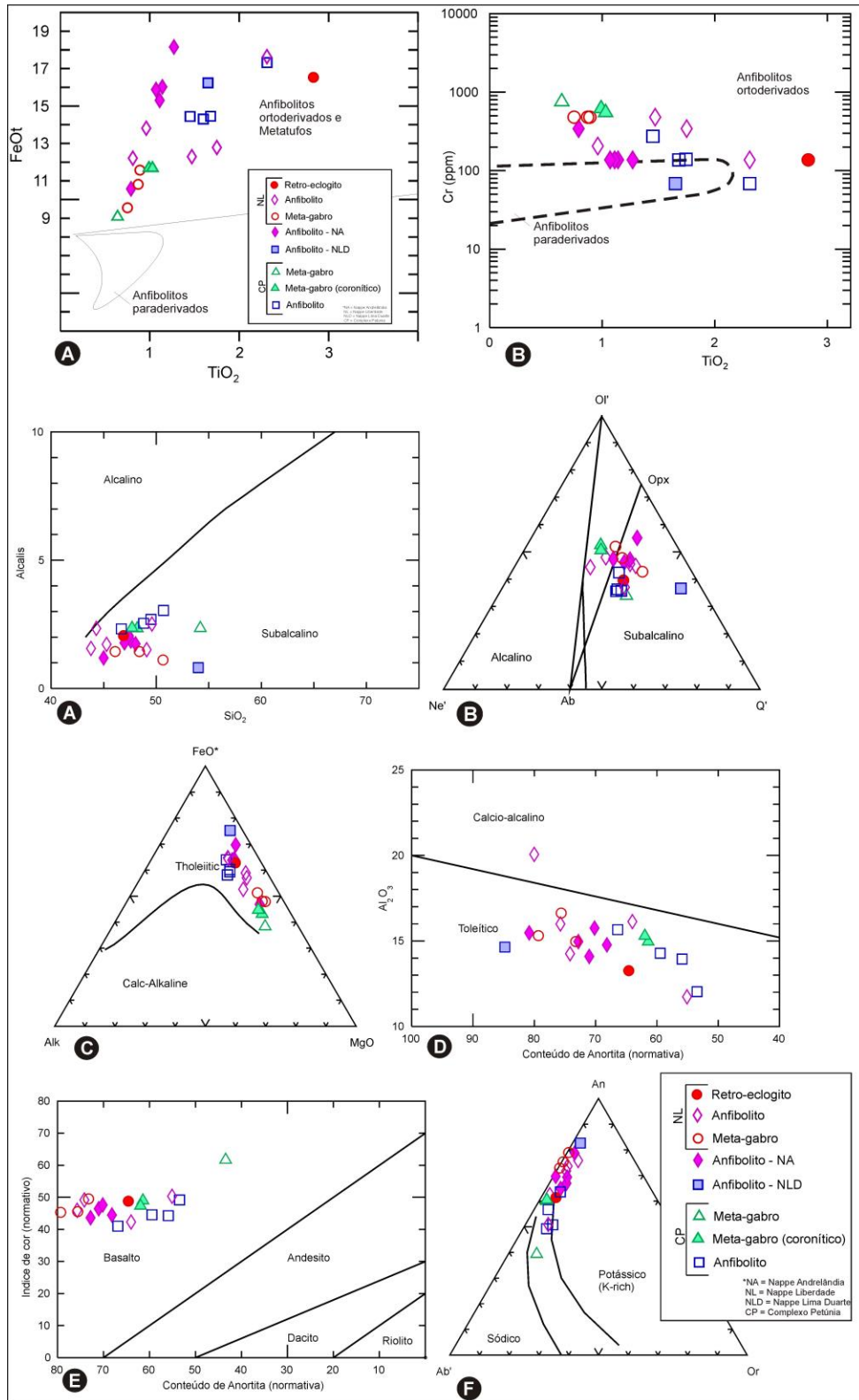


Figura 4.5: Diagramas discriminantes para determinação do protólitos de anfíbolitos. A) FeO_t - TiO_2 (Pellogia & Figueiredo, 1992), e, B) $Cr - TiO_2$ (Leake 1964). Diagramas normativos de Irvine & Baragar (1971). A) Álcalis x SiO_2 , B) Ol-Ne-Q, C) AFM, D) Al_2O_3 x An, E) IC x An, e, F) An-Ab-Or.

Diante das possíveis influências das modificações químicas (metamorfismo, hidratação, carbonatação, oxidação, dentre outros processos) a que essas rochas foram submetidas, confrontou-se a classificação baseada em parâmetros normativos de Irvine & Baragar (1971) com diagramas de campos discriminantes, baseados estritamente em dados químicos analíticos, expressos por razões de elementos maiores, menores e traços (Fig. 4.6)

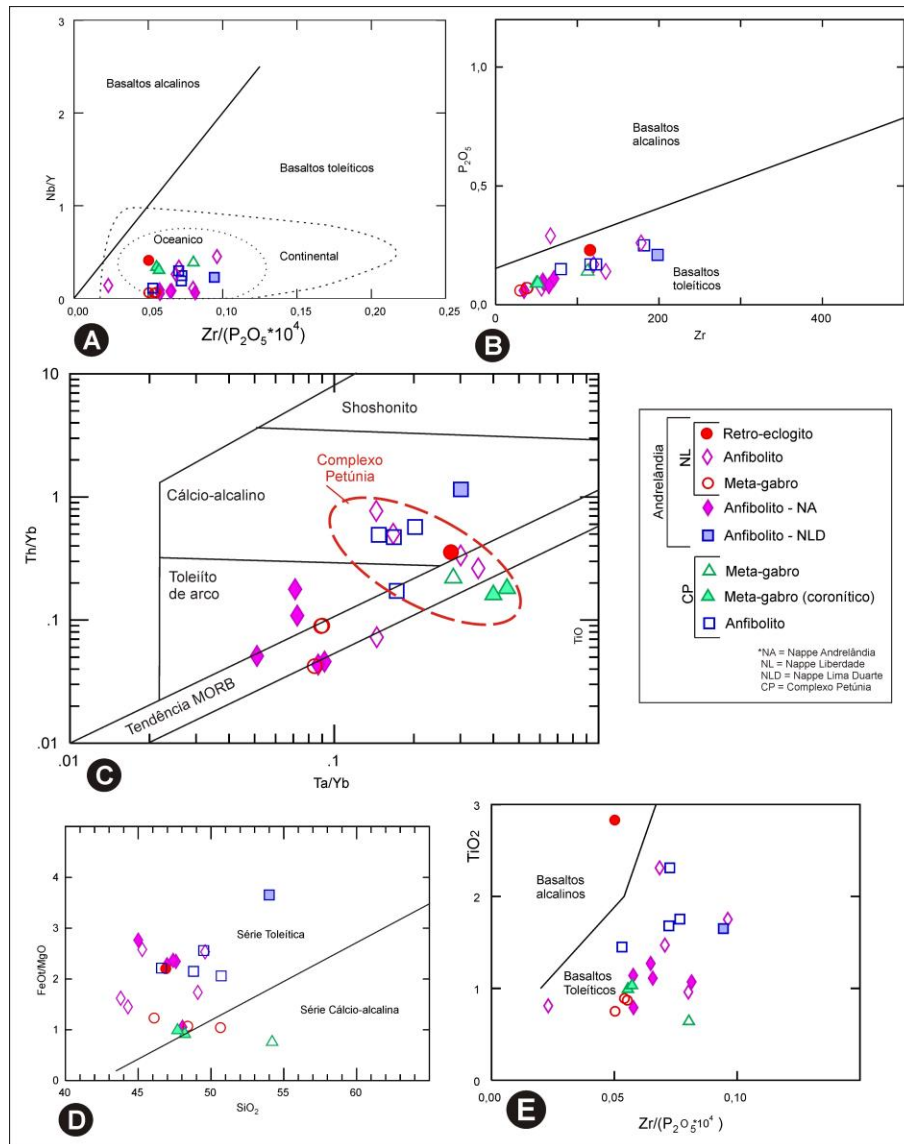


Figura -4.6: Diagramas discriminantes para determinação do caráter do magma. A) Nb/Y – Zr/P₂O₅ (Floyd & Winchester 1975), B) P₂O₅ – Zr (Floyd & Winchester 1975), C) Th/Yb – Ta/Yb (Pearce 1982), D) FeO/MgO-SiO₂ (Miyashiro 1974), e E) TiO₂ – Zr/P₂O₅ (Floyd & Winchester 1975).

Observou-se nesses diagramas uma corroboração do observado nos diagramas normativos, que exibem assinaturas químicas típicas de basaltos subalcalinos de séries toleíticas. Isto leva a crer que as modificações químicas pós-magmáticas não foram suficientes para a obliteração do caráter químico primário destas rochas. Com base nessa assertiva, utilizaram-se diagramas tectônicos para a especulação do ambiente de geração e associações co-genéticas desses metabasitos e suas implicações petrotectônicas.

Os diagramas de Pearce & Cann (1973, Fig. 4.7), foram utilizados para a caracterização das assinaturas químicas desses metabasitos. Esses diagramas são aplicados a basaltos toleíticos com variação composicional de $20\% > \text{MgO} + \text{CaO} > 12\%$ e utilizados sucessivamente para a determinação da assinatura do magma basáltico.

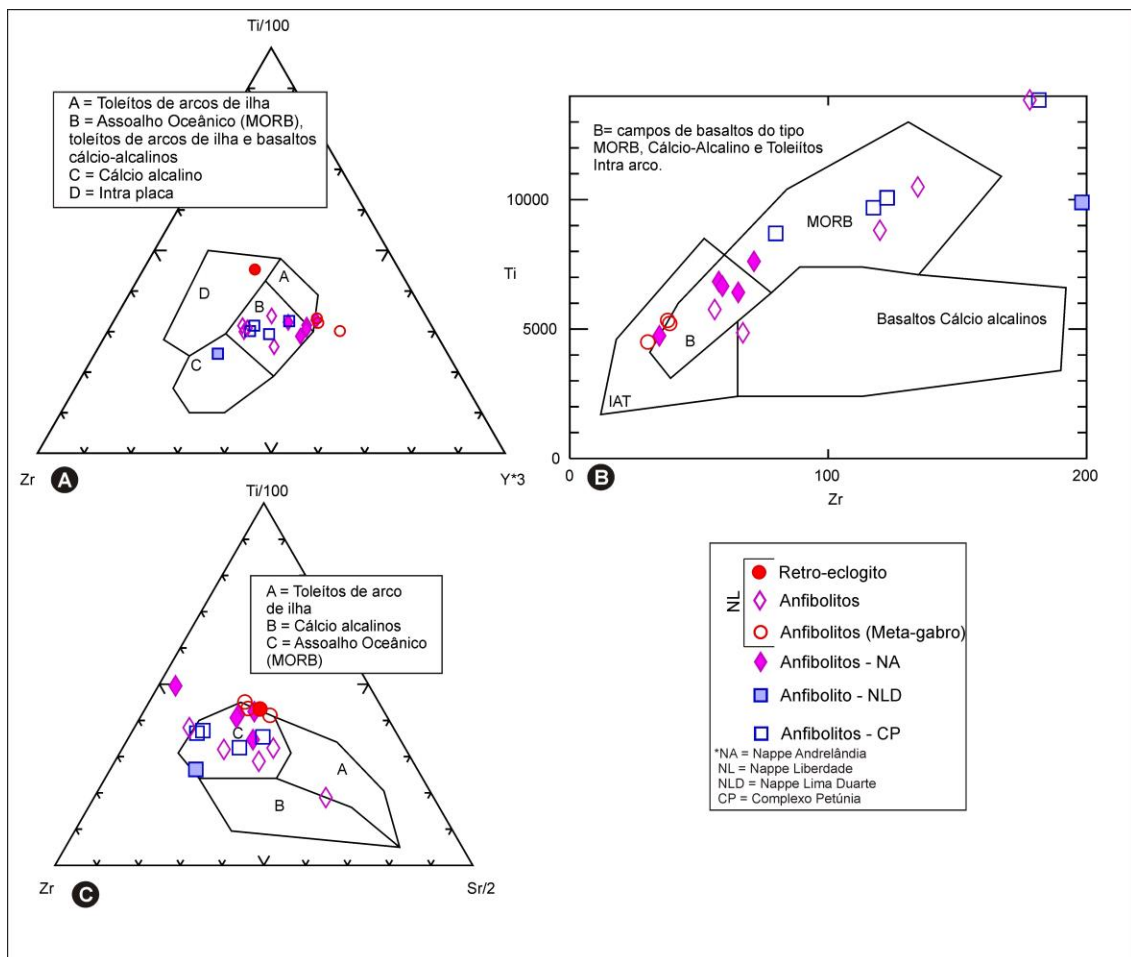


Figura 4.7: Diagramas de Pearce & Cann (1973) que mostram a dispersão das rochas metabásicas analisadas nos campos de basaltos de fundo oceânico até toleítos de arco e basaltos cálcio-alcálinos. A) Ti-Zr-Y, B) Ti-Zr, e, C) Ti-Zr-Sr.

O diagrama Ti-Zr-Y (Fig. 4.7A), efetivo na discriminação de basaltos intraplacas (ilhas oceânicas e derrames continentais) de outros tipos de basaltos, posiciona os anfibólitos da NA, NL e CP em composições de basaltos oceânicos, toleítos de arcos e basaltos cálcio alcalinos. O granada anfibólito (retroeclogítico) posiciona-se em campos de basaltos intraplaca, com o anfibólito da NLD em campo de basaltos cálcio-alcalinos. No entanto, a incidência dos anfibólitos no campo B do diagrama, MORB, toleítos de arco e basaltos cálcioalcalinos, é insatisfatória, diante da variedade de ambiente associada a esse campo. Dessa forma, complementarmente, utilizaram-se os diagramas Ti-Zr e Ti-Zr-Sr (Figs 4.7B e C) para o refinamento desses dados.

O diagrama Ti-Zr (Fig. 4.7B) posiciona os anfibólitos do CP em campos especificamente de basaltos do tipo MORB, com os anfibólitos da NA em campos de basaltos oceânicos, toleítos de arcos de ilha e basaltos cálcio-alcalinos (campo B). No entanto, a incidência nesse campo não satisfaz diante da miscelânea de ambiente associada a esse campo. Em decorrência, foi utilizado o diagrama Ti-Zr-Sr (Fig. 4.7C) para melhor discriminação. Este diagrama posiciona maciçamente os anfibólitos em campo específicos de basaltos oceânicos (*MORB*).

Pearce & Gale (1977), a partir de diagramas baseados em razões Zr/Y e Ti/Y discriminaram efetivamente basaltos intraplacas de outras variedades basálticas, coletivamente denominadas de basaltos de margem de placa (Fig. 4.8D). Nesse diagrama o granada-anfibólito (retroeclogítico) da NL incidiu em campos de basaltos intraplaca, diferindo do posicionamento geral dos demais anfibólitos.

Pearce & Norry (1979) e, posteriormente Pearce (1983), apresentaram um diagrama em base a razão Zr/Y *versus* o índice de fracionamento do Zr (Figs 4.8A e B) que provém uma efetiva discriminação entre basaltos de arcos de ilhas oceânicos, de assoalhos oceânicos (*MORB*) e intraplacas. Esse diagrama é efetivo na distinção entre basaltos de arcos oceânicos e arcos continentais, ou seja, aqueles que exibem exclusivamente contribuição de crosta oceânica e os desenvolvidos em ambientes de margem continental ativa, respectivamente.

Pela utilização desses diagramas, os anfibólitos da NA, com alguns espécimes anfibolíticos da NL, incidem em campos associados a ambientes oceânicos, em campos de arcos vulcânicos e *MORB* (Fig. 4.8A), com a incidência de anfibólitos da NL e NLD no campo de basaltos do tipo *MORB* e intraplaca continentais. Os anfibólitos do CP incidem em campos específicos de basaltos do tipo *MORB* (Fig. 4.8A).

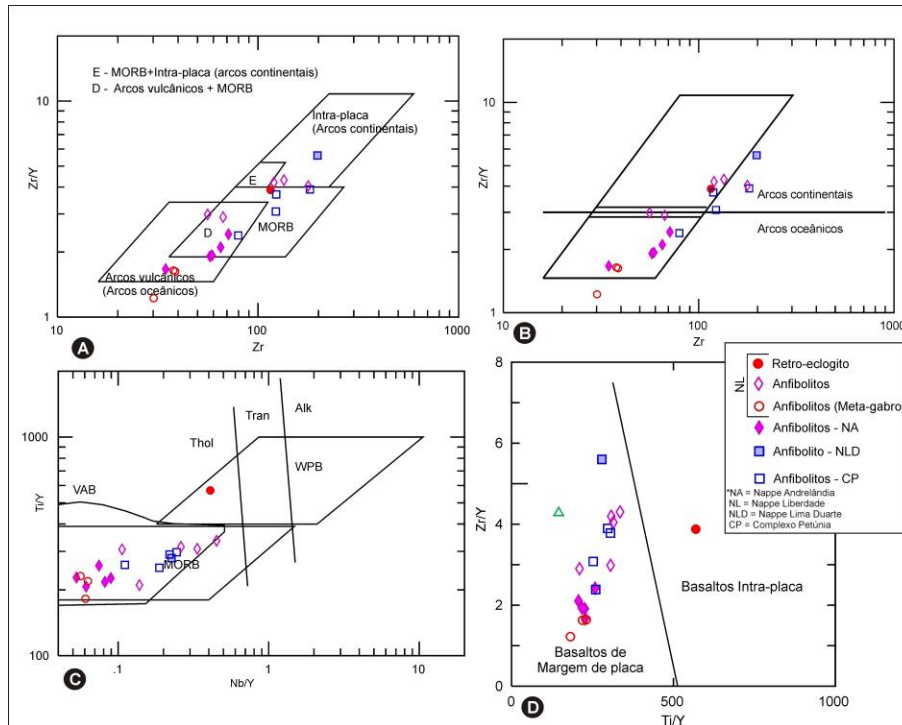


Figura 4.8: Diagramas discriminante para basaltos aplicados as rochas metabásicas deste trabalho. A e B) Zr/Y-Zr (Pearce & Norry 1979), C) Ti/Y-Nb/Y (Pearce 1982), e, D) Zr/Y-Ti/Y (Pearce & Gale 1977).

Pearce (1982) a partir do diagrama Ti/Y-Nb/Y (Fig. 4.8C), separa de modo satisfatório composições de basaltos intraplaca, *MORB* e basaltos de arcos vulcânicos, fundamentado na alta razão Ti/Y e Nb/Y de basaltos intra placas em relação as demais composições, reflexo do manto enriquecido gerador desses magmas em contraste com as fontes de basaltos do tipo *MORB* e de arcos vulcânicos.

Neste diagrama (Fig. 4.8C) observou-se uma concentração dos anfibolitos da NA, o da NLD e os anfibolitos da NL, em campos de basalto de arcos vulcânicos e *MORB*. Por outro lado, o granada anfibolito retroeclogítico posicionou-se em campos de basaltos continentais toleíticos.

Uma ressalva quanto a utilização desses gráficos decorre da delimitação do campo dos toleitos continentais no diagrama Ti-Zr-Y (Pearce & Cann 1973) o qual foi confeccionado utilizando poucas amostras (Holm 1982, Duncan 1987). Efeitos da modilidade do Sr, durante o metamorfismo de fácies zeolita e prehnita-pumpeliíta, foram demonstrados por Morrison (1978), o que sugere cautela na utilização do diagrama T-Zr-Sr para rochas metamorfasadas.

Wood (1980) levantou a questão da desconsideração por parte de Pearce & Cann (1973) quanto aos efeitos de contaminação crustal na delimitação dos campos de seus diagramas, com reflexo principalmente na química de basaltos continentais, o que contribui como um fator de imprecisão na caracterização desses magmas. Butler & Woronow (1986) assinalaram a problemática existente no agrupamento executado pela recálculo em 100% dos componentes nos diagramas ternários, acarretando possíveis associações irreais, o que sugere o uso de componentes principais em diagramas binários. Prestvick (1982) apontou o acúmulo e o avanço no conhecimento sobre a composição e os vários tipos de basalto do tipo *MORB* (assoalho oceânico) desde a publicação dos diagramas de Pearce & Cann (1973) e sugeriu a utilização de diagramas complementares mais específicos e modernos, para a caracterização mais precisa das diversas tipologias de basaltos do tipo *MORB*.

Diante do exposto acima, buscou-se contornar essas questões utilizando-se diagramas alternativos aos propostos por Pearce e seus colaboradores.

Wood (1980), baseado na imobilidade do Th-Ta-Hf, elaborou diagramas discriminantes para as variedades *N-* e *E-MORB* e demais variedades basálticas, com a vantagem de serem aplicados a lavas de composições intermediárias a basálticas, com satisfatória distinção de basaltos de arcos vulcânicos (Figs 4.9A, B e C). Da mesma forma, Meschede (1986), provido do conhecimento dos últimos 20 anos sobre a química de basaltos oceânicos, elaborou um diagrama Zr-Ti-Nb baseado na imobilidade do Nb como determinante na química dos basaltos dos tipos *N-* e *E-MORB*, com este último designado de “pluma-influenciado” e, caracteristicamente, rico em elementos incompatíveis (Fig. 4.9D).

Na utilização dos diagramas de Wood (1980, Figs 4.9A, B e C) observou-se que os anfíbolitos da *nappe* Andrelândia, assim como o metagabro da *nappe* Liberdade, especialmente associados, incidem em campos de basaltos do tipo *N-* a *E-MORB*/intra-palca, porém, segundo a discriminação dos diagramas da Figura 4.9, o caráter químico intraplaca ocorre descartado para estes litotipos pois o caráter *N-MORB* é fortalecido pelo diagrama Nb-Zr-Y (Meschede 1986, Fig. 4.9D).

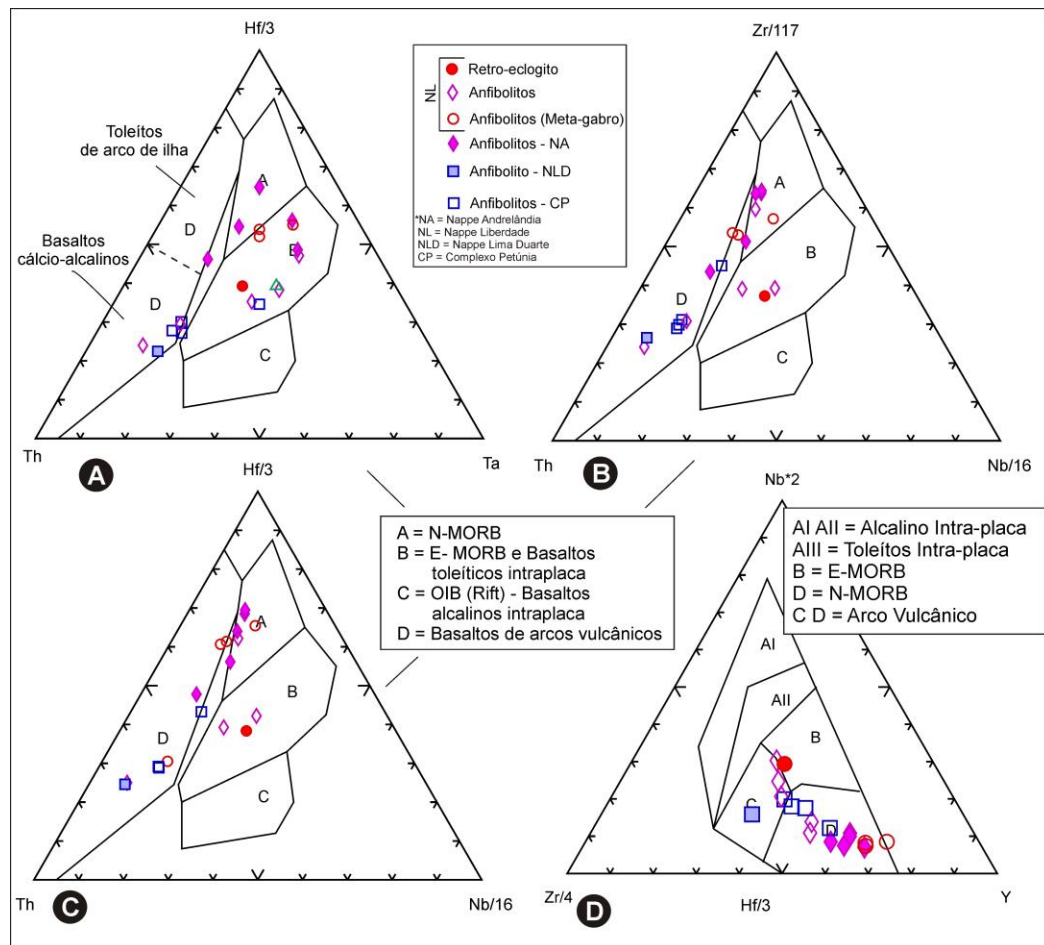


Figura 4.9: Diagramas discriminantes para basaltos (Wood 1980, Meschede 1986) usados para classificar as rochas metabásicas deste trabalho. A)Th-Hf-Ta, B)Th-Nb-Zr, e C) Hf-Th-Nb. D) Nb-Zr-Y.

Os anfibolitos da *Nappe Liberdade*, nos diagramas de Wood (1980) (Figs 4.9A, B e C) incidiram em campos de *E-MORB*/intraplaca. Da mesma maneira que para os anfibolitos da *Nappe Andrelandia*, a possibilidade do caráter intraplaca foi eliminado diante da classificação mais satisfatória exibida pelos diagramas da Fig. 4.8. No diagrama de Meschede (1986, Fig. 4.9D) estes anfibolitos se posicionam em campos de basaltos *N-* e *E-MORB* e arcos vulcânicos, com os anfibolitos do CP em campos exclusivos de basaltos de cordilheiras oceânicas (*MORB*)e o da *Nappe Lima Duarte* em posições de basaltos de arcos vulcânicos (Wood 1980 e Meschede 1986, Fig. 4.9). O granada anfibolito retroeclogítico incide em composições de *E-MORB*/intraplaca, fortalecendo a assinatura intraplaca desse anfibolito já detectada nos diagramas das figuras 4.7 e 4.8.

Diagramas discriminantes baseados estritamente em elementos maiores e de transição foram confeccionados levando em conta a vantagem da precisão e acuracidade dos métodos analíticos para esses elementos, diante da sua mais fácil detecção em relação a elementos traços.

Utilizando os elementos de transição Ti e V e baseado em suas semelhanças periódicas e comportamentos distintos em líquidos silicáticos, Shervais (1982) construiu um diagrama discriminante utilizado para a determinação de basaltos toleíticos de arcos vulcânicos, *MORB* e alcalinos (Figura 4.10A). Pela utilização desse diagrama observa-se um agrupamento dos anfibólitos da NA em campos de toleitos de arco e basaltos *MORB*/retroarco, juntamente com o anfibólito (metagabro) da NL. Os anfibólitos do CP, os da NL e o da NLD incidiram em campos de basaltos do tipo *MORB*/retroarco e de derrames continentais. Porém, de acordo com a efetiva discriminação desse tipo basáltico (Fig. 4.7, 4.8 e 4.9) essa última assinatura química foi desconsiderada para essas rochas. O retroeclogito, por outro lado, incidiu em campo de basalto de derrames continentais, corroborando essa afinidade diagnosticada nos diagramas das figuras 4.7, 4.8 e 4.9.

Pearce *et al.* (1977) elaboraram um diagrama baseado em $\text{FeO}^{\text{t}}\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ a partir de 1.800 amostras de rochas basálticas de diversos ambientes tectônicos. Esse diagrama difere dos demais utilizados pela aplicabilidade de análises com SiO_2 que variam entre 51-56% (p. ex, basaltos alcalinos e andesitos basálticos). Pearce (*op. cit.*) determinaram a possibilidade desses óxidos em discriminar os ambientes tectônicos a partir de seus conteúdos (Fig. 4.10B).

Nesse diagrama, constatou-se o agrupamento dos anfibólitos da NA, NL e os do CP em porções limítrofes aos campos de basaltos de derrames continentais, ilhas oceânicas e fundo oceânico (*MORB*), com o anfibólito da NLD em campos de derrames continentais, e por efeito de comparação, os anfibólitos (metagabros) da NL, em campos de basaltos *MORB* (Fig. 4.10,B). Mullen (1983) utilizando dados de basaltos e andesitos basálticos discriminou composições de diversos basaltos a partir da utilização do conteúdo de $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ em diagrama ternário (Fig. 4.10C).

Mullen (*op. cit.*) fundamentou-se no critério de incorporação do Mn e Ti nas fases fracionadas dos basaltos, Mn em olivina, piroxênio e titano-magnetita e Ti em titano-magnetita e piroxênio, assim como a abundância de P_2O_5 relacionada tanto as fontes magmáticas quanto ao grau de fusão parcial atingida na geração desses basaltos. Determinou, a partir dos diferentes padrões exibidos pela cristalização fracionada, a diferença entre magmas de arcos vulcânicos e basaltos oceânicos, com a vantagem da insensibilidade a processos hidrotermais e metamórficos atuantes em fácies xisto verde, diante do comportamento relativamente imóvel, do Ti, Mn e P, com esses elementos previamente verificados pelo teste de Cann (1970), representados na figura 4.4, A, B e C, respectivamente, e que validam a utilização desses óxidos.

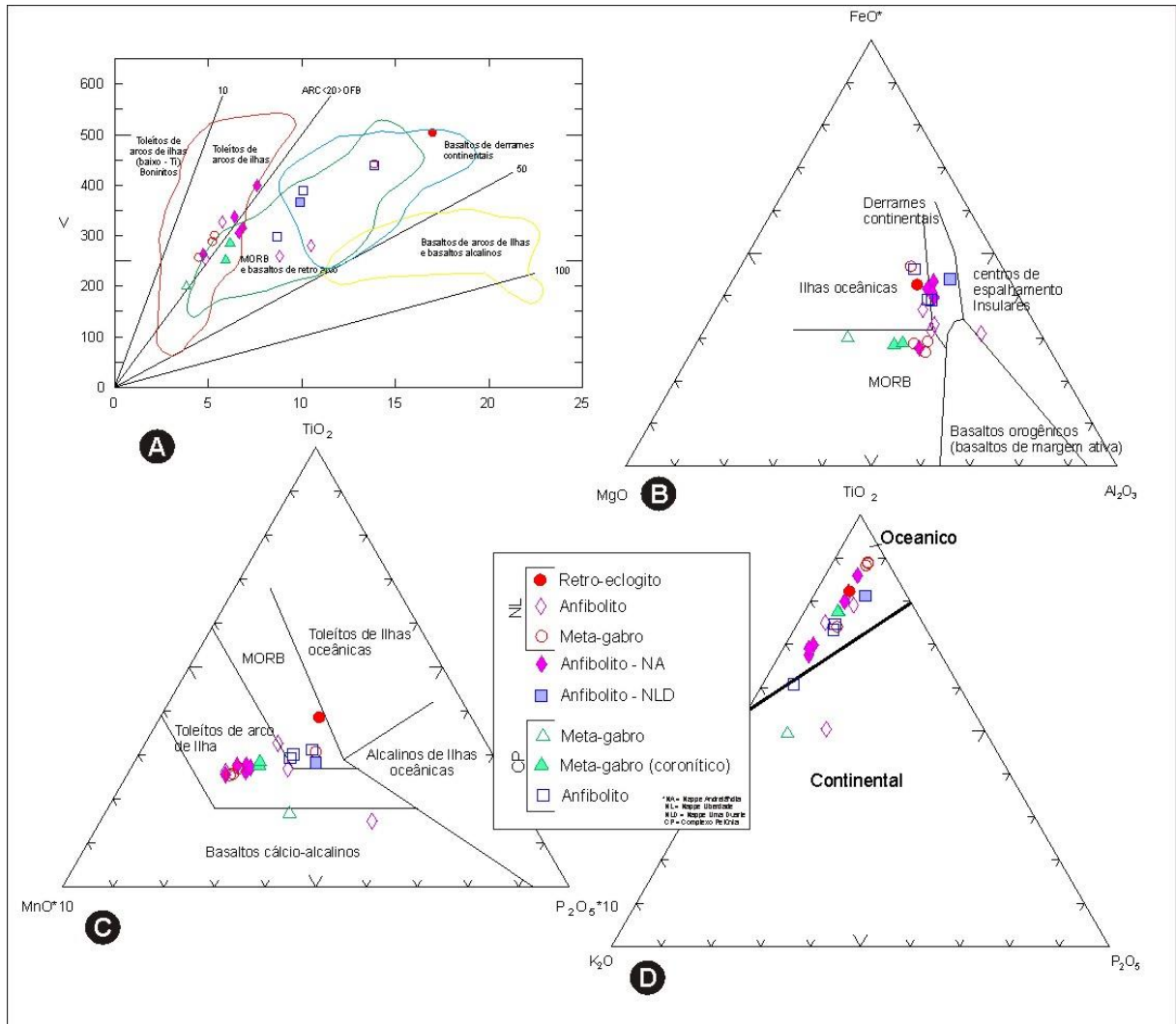


Figura 4.10: Diagramas discriminantes para basaltos usados para comparação com rochas metabásicas deste trabalho. A) V-Ti (Shervais 1982), B) FeO-MgO-Al₂O₃ (Pearce *et al.* 1977), C) TiO₂-MnO-P₂O₅ (Mullen 1983), e, D) TiO₂-K₂O-P₂O₅ (Pearce *et al.* 1975).

Pearce *et al.* (1975) ao utilizarem o diagrama TiO₂-K₂O-P₂O₅, obtiveram resultados satisfatórios na distinção entre basaltos oceânicos (*MORB* e ilhas oceânicas) e continentais, o que adicionou uma alternativa na distinção dessas duas variedades, em um diagrama ternário simplificado (Fig. 4.10D).

Restrições quanto ao uso desse diagrama foram levantadas por Morrison (1978), que atribuiu que o diagrama não é utilizável para basaltos alcalinos, assim como destacou o problema da mobilidade do K₂O em rochas alteradas e metamorfisadas. Morrison (*op. cit.*) aborda a questão do efeito da variação do teor de K₂O por processos metassomáticos-hidrotermais, o que pode levar os dados a percorrerem a linha desse óxido em direção ao campo dos basaltos continentais.

Diante do supracitado, esses diagramas foram utilizados para averiguação dos efeitos de alteração/metamorfismo na modificação de suas classificações químicas. Observou-se, no diagrama de Mullen (1983), a incidência dos anfibolitos da *nappe* Andrelândia, juntamente com o anfibolito (metagabro) da *nappe* Liberdade, em campos de toleítos de arcos, com os anfibolitos da *nappe* Liberdade em campos de basaltos toleíticos, *MORB* e cálcio-alcálicos. Os anfibolitos do CP, juntamente com o anfibolito da NLD e o granada anfibolito retroeclogítico da NL, posicionam-se em campos exclusivos de basaltos do tipo *MORB*.

Quando aplicado o diagrama de Pearce *et al.* (1975) verificou que a maioria das amostras aloca-se em campos de basaltos oceânicos (*MORB* e ilhas oceânicas) entrando em consonância com a maioria dos diagramas vistos até o momento.

Por análise conjunta dos elementos traços (em diagramas do tipo “aranha”), normalizados para valores de basaltos do tipo *N-MORB*, e ordenados segundo os critérios de Pearce (1983) e Sun & McDonough (1981) observam-se, para as rochas metabásicas do CP, padrões similares exibidos pelos diversos litotipos (Fig. 4.11, A e B). De modo geral, esse conjunto exibe um enriquecimento em elementos de raio atômico grande (*LILE – large ion lithophile elements*), como por exemplo, K, Rb, Cs, Sr e Ba, envelopados por padrões côncavos, com horizontalização relativa rumo aos elementos incompatíveis de carga atômica elevada (*HFSE – high field strength elements*), como, por exemplo, Zr, Nb, Hf, Ta e Y.

Essas variedades, conjuntamente, exibem anomalia negativa de Nb (Figs 4.11A e B), uma característica peculiar de magmas gerados a partir de zonas de subducção (Pearce, 1982), com anomalias negativas de Th, e menos evidente de Zr, exibidas pelo metagabro coronítico e alguns espécimes de anfibolitos.

Em análise aos elementos terras raras (ETR) normalizados para o condrito (Nakamura, 1974) observou-se de modo geral, que os valores ocorrem em padrões decrescentes, a partir dos elementos terras raras leves (ETRL), a partir de um enriquecimento na ordem de 10 a 100 vezes os valores do condrito, subhorizontalizando-se rumo aos terras raras médios (ETRM) a pesados (ETRP, Fig. 4.11D). Uma inflexão a partir do Eu ocorre nos valores dos anfibolitos tornando-os com as maiores concentrações de ETRM e ETRP. Esse comportamento, provavelmente se deve a existência de granada nessas variedades, as quais incorporam, preferencialmente, os ETR com massas superiores ao do Eu, elevando dessa forma o conteúdo de ETR médios a pesados (Philpots & Ague 2009), justificando essa inflexão nos valores, em relação aos metagabros.

As rochas metagabróicas exibem as menores concentrações de ETR's aos dos anfibolitos, o que é esperado para membros fracionados a partir de uma fonte magmática comum, com o metagabro coronítico exibindo uma ligeira anomalia positiva de Eu, decorrente da incorporação do Eu^{2+} no plagioclásio (Philpotts & Ague 2009).

Uma anomalia negativa de Ce conjunta pode decorrer da oxidação do Ce^{3+} para Ce^{4+} e estar relacionada a dois processos: intemperismo e/ou alteração por águas marinhas. O primeiro é típico de regiões tropicais, onde o Ce é oxidado pela interação com fluidos superficiais e é precipitado em fraturas, sob a forma de cerianita (Braun *et al.* 1990). Por outro lado, a oxidação em ambiente marinho está relacionada a interação de fluidos oceânicos com rochas vulcânicas, processo que é acompanhado por uma depleção conjunta dos ETRL em relação aos ETRP (Humphries 1984), o que, também, pode justificar e\ou potencializar a inflexão exibida pelos anfibolitos a partir do Eu.

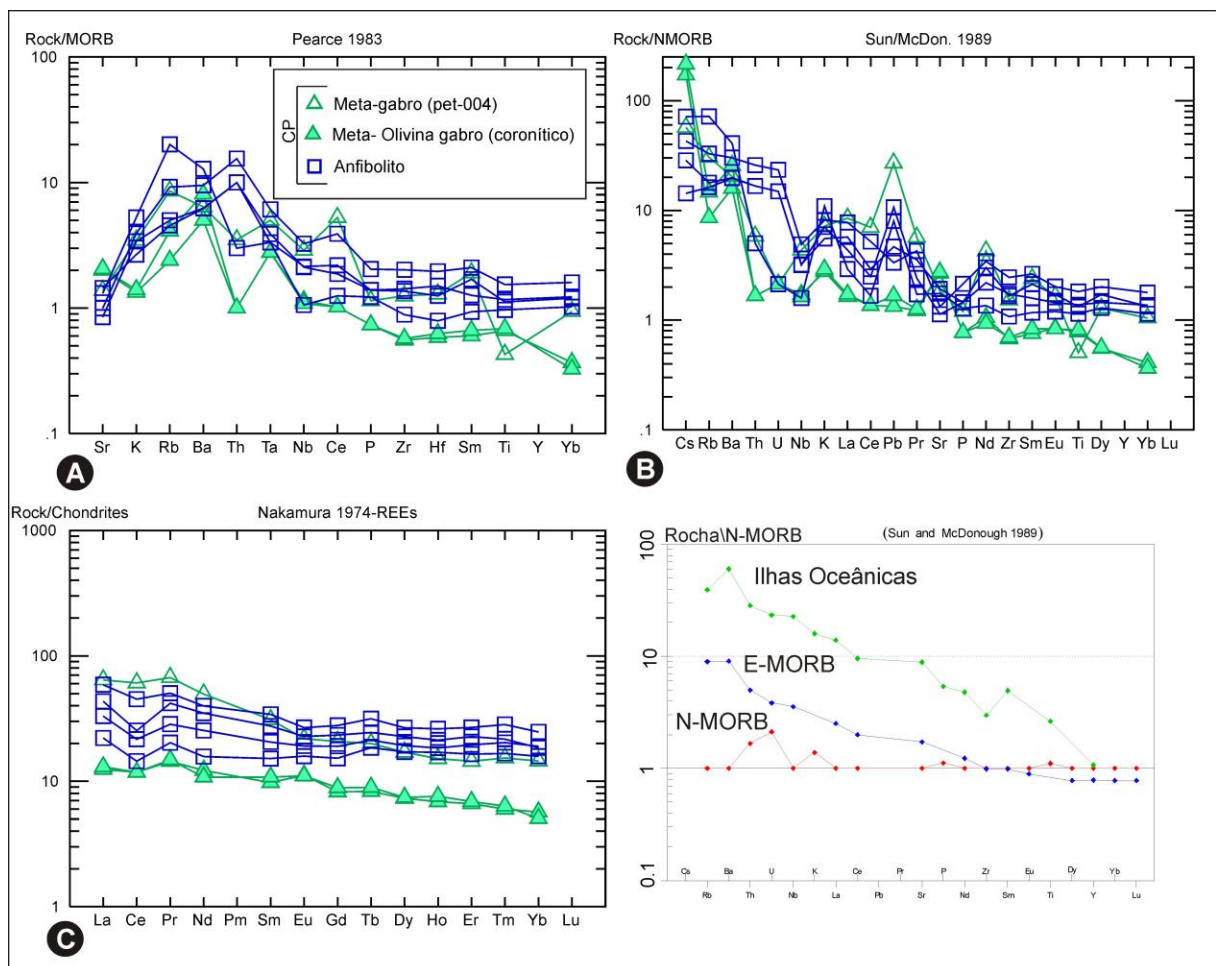


Figura 4.11: Variedades de rochas metabásicas do Complexo Petúnia (CP) normalizados para valores de *N-MORB*. A) Segundo Pearce (1983), e B) segundo Sun & McDonough (1989). C) Valores de Elementos Terras Raras normalizados segundo Nakamura (1974). Detalhe dos padrões exibidos por basaltos do tipo *E-MORB*, *N-MORB* e de ilhas oceânicas normalizados segundo basaltos do tipo *N-MORB*.

As variedades metabásicas da região de Andrelândia, normalizadas a valores de basaltos *N-MORB* (Pearce 1983 e Sun & McDonough 1989) exibiram padrões similares entre os anfibolitos, NA, NLD e NL, e o metagabro da NL, com comportamentos ligeiramente semelhantes aos exibidos pelas variedades anfibolíticas do CP. Apresentam padrões côncavos, em relação aos elementos móveis incompatíveis, com terminações horizontalizadas a levemente crescentes (Figs 4.12A e B), em relação aos elementos imóveis incompatíveis, *HFSE*, com a formação de anomalias negativas conjuntas de Nb e Zr, e adicionalmente os anfibolitos exibindo anomalias negativas de Ce (Figs 4.13C e D).

O granada anfibolito retroeclogítico da NL exhibe valores posicionados internamente ao envelope formado pelos demais anfibolitos e o metagabro. Essa variedade difere na ausência da anomalia negativa de Nb e mostra uma anomalia positiva de Ti. Isto está em consonância com os experimentos de Brenam *et al.* (1994), que caracterizam o rutilo como promissor reservatório de Nb, diante do baixo coeficiente de partição desse elemento ($K_{\text{fluido/rocha}} < 0,01$). Levando-se em conta que o rutilo é o principal mineral acessório de eclogitos, é presumível assumir que líquidos gerados a partir da subdução de placas reterão o Nb, o que implicará na geração de anomalias negativas nos magmas sucessores, acompanhados pela depleção relativa dos elementos *HFSE* (Figs 4.12C e D).

O anfibolito da NLD apresenta um comportamento semelhante em relação aos demais, destoando com uma inflexão a partir do Th, passando a exibir os maiores valores dos elementos *HFES*, ante os menores conteúdos dos elementos LILE, Ba, K, Rb e Sr, com uma forte anomalia negativa de Rb, o que pode configurar um membro menos evoluído diante da alta partição de Ba e Sr na relação fluido/rocha.

Os anfibolitos da *nappe* Andrelândia e o metagabro da *nappe* Liberdade apresentam padrões similares entre si (Figs 4.12A e B), mostrando padrões em “zig-zag”, envelopados por padrões côncavos, em relação aos LILE, e lineares crescentes (Fig. 4.12A e B) em relação aos *HFSE*, com as variedades anfibolíticas exibindo os maiores valores. Apresentam forte anomalia negativa de Nb e Ce em relação a normalização para *N-MORB* (Figs 4.12C e D)

Diante dos padrões de ETR normalizados para valores do condrito (Nakamura, 1974) os metabasitos exibem comportamentos similares entre si (Figs 4.12E e F), com padrões sub-horizontalizados e com ligeiro enriquecimento em ETRL, em relação aos ETRP, sendo acompanhados de forte anomalia negativa de Ce, nas variedades anfibolíticas e metagabroica da NL, feição esta ausente no granada anfibolito retroeclogítico da NL e no anfibolito da NLD.

O metagabro da NL e alguns anfibolitos exibem uma depleção de ETRL em relação aos ETRP (Fig. 4.12E), o que pode ser explicado da mesma forma que a depleção de ETRL dos anfibolitos do CP, tendo em vista o conteúdo de granada nessas variedades e o processo gerador da anomalia de Ce, que resulta em menor escala, em uma depleção geral dos ETRL.

O retroeclogito e o anfibolito da NLD exibem padrões lineares decrescentes uniformes, com uma suave anomalia negativa de Eu (Fig. 4.12F), possível reflexo de membros diferenciados a partir de líquidos residuais precursores de rochas ricas em plagioclásio.

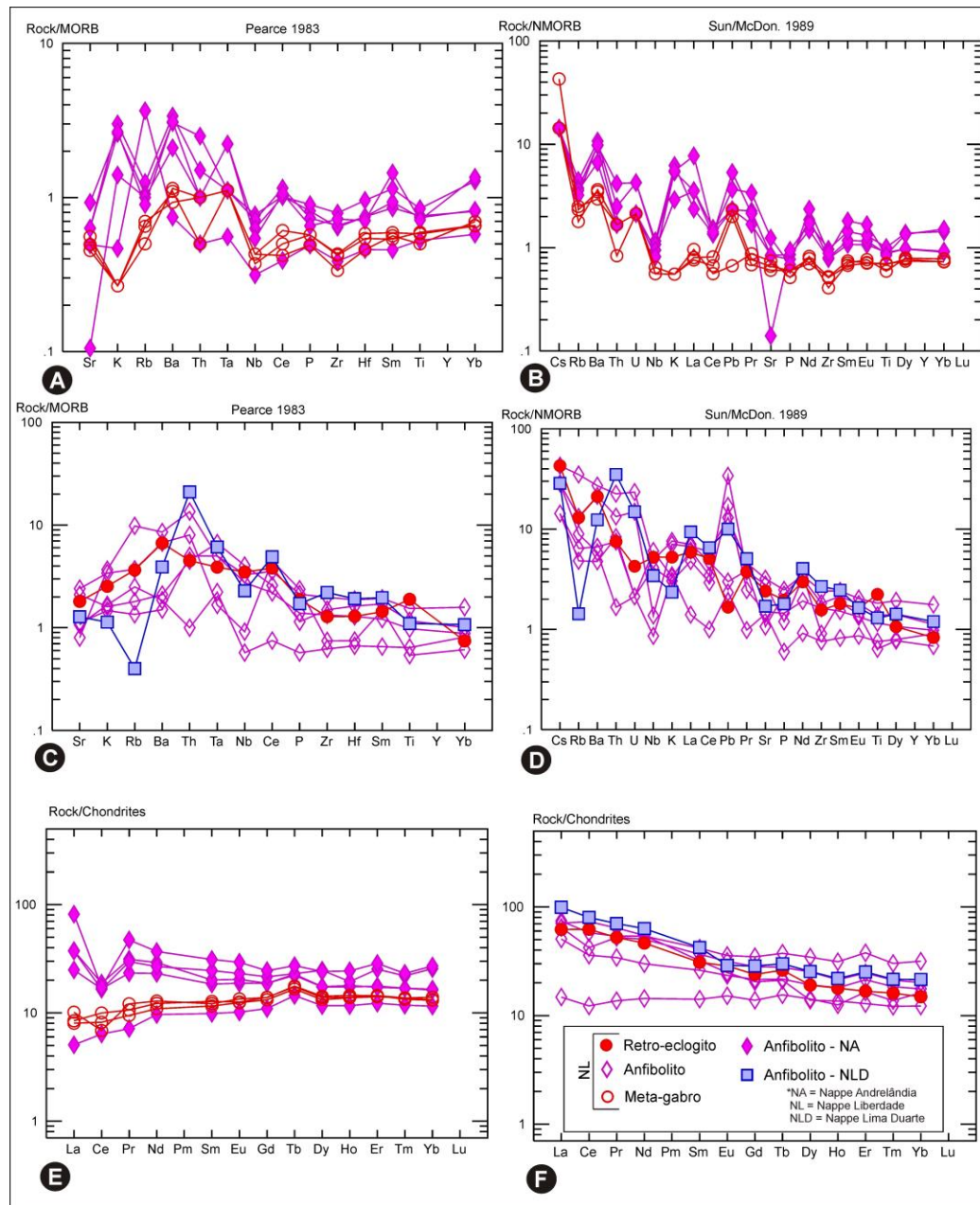


Figura 4.12: Variedades de metabásicas da área de Andrelândia normalizados para valores de *N-MORB*. A e C) Segundo Pearce (1983), B e D) segundo Sun & McDonough (1989), com detalhe dos padrões exibidos por basaltos do tipo *E-MORB*, *N-MORB* e de ilhas oceânicas, E e F) valores de ETR normalizados para o condrito (Nakamura 1974).

4.2.2- Associação de Rochas Máfico-Ultramáficas

Na abordagem e tratamento das rochas ultramáficas, foi executada uma maior ênfase nas variedades do CP, visto que os metaultramáficos da região de Andrelândia foram já abordados por Pinheiro (2008). Desse modo, essas rochas serão apresentadas de forma sumarizada, constituindo o objeto complementar e, essencial, para a investigação da parentalidade e co-geneticidade das metabásicas desse domínio.

4.2.2.1- Complexo Petúnia

Os litotipos ultramáficos do CP, dentre os estudados, exibem os maiores valores de *LOI* (perda ao fogo, *loss on ignition*), que variam de 4,63 a 15,64%, o que reflete intensos processos de cloritização e carbonatação, conforme visto no Capítulo 3, com exceção dos cromititos e do hornblendito que exibem valores em média em torno de 2,45% e 2,71% respectivamente. Dessa forma, a identificação de uma assinatura magmática fidedigna foi comprometida, o que exigiu procedimentos cuidadosos para determinar a parentalidade e co-geneticidade de suas variedades com as rochas metabásicas espacialmente associadas.

O teor de SiO_2 , posicionado entre 36,40 a 52,80%, tem os mais altos valores pertencentes a variedades intensamente metassomatizadas, por exemplo, carbonatação e cloritização (Pet-027 e NR-013). Os valores de MgO ficam entre 17,10 a 34,12%, com a amostra do meta-hornblendito com 17,10%. A amostra PET-027 (antofilita talco metaolivina ortopiroxenito) dentre os metapiroxenitos possui o menor valor, 28,91%, associado ao maior valor de SiO_2 , 52,80%. Isto sugere o incremento desse óxido em detrimento de MgO , como resultado das intensas transformações metamórfico/metassomática, o que justifica o seu caráter químico discrepante do esperado para rochas ultramáficas. O cromitito exibe uma média em torno de 2,00% desse óxido.

Os valores de CaO e Al_2O_3 apresentam-se, respectivamente, na faixa de 0,14 a 5,65% e de 1,37 a 7,44%, com o maior valor de Al_2O_3 sendo apresentado pelo hornblendito, e com a amostra PET-027 com 6,04%. O Cr_2O_3 situa-se na faixa de 0,30 a 0,72%, com exceção dos cromititos que exibem uma média em torno de 42,60% desse óxido. Sódio, potássio e fósforo exibem concentrações inexpressivas, perto do limite de detecção analítico, com valores detectados apenas para o hornblendito de 0,83%, 0,09% e 0,49%, respectivamente.

Diante do reequilíbrio químico-textural em condições de fácies xisto-verde a anfíbolito, e de processos de perda ou ganho de massa, como indicam os processos de talcificação, cloritização e carbonatação, a geração de Ca-anfíbólios, a partir de clinopiroxênio, ou o sobrecrecimento em cristais de espinélio, reflete na variação dos valores de K, Na, Si, Ca e Mg, (Condie 1982). A gênese de

minerais hidratados ao longo do metamorfismo/metassomatismo pode estar associada também a processos de incorporação de elementos ocorrida a partir da interação com rochas encaixantes ou associada a um enriquecimento originado pela percolação de fluidos saturados durante os processos metamórficos que envolveram fase fluida. Desta forma, com a intenção de qualificar-se o efeito dos processos pós-magmáticos impostos a essas rochas, aplicou-se o método de Cann (1970), conforme os critérios apontados no item 4.2.1. Diante dos valores abaixo do limite de detecção para os elementos Nb e Th, o Zr foi selecionado como elemento imóvel índice.

O padrão gerado na comparação dos valores de Zr *versus* TiO₂ (Fig. 4.13A) mostrou-se retilíneo, com uma ligeira dispersão nos valores das metaultramáficas. No entanto, isto não invalida o comportamento imóvel do par. Comportamento similar foi observado quando se confrontaram os valores de Zr *versus* Fe₂O₃ + MgO (Fig. 4.13B), o que produziu uma feição retilínea de distribuição, com alguns valores dispersos nos anfibolitos e metaultramafitos, o que indica uma ligeira mobilidade desses elementos dentro de um comportamento predominantemente imóvel.

Por outro lado, os valores de Co *versus* Zr (Fig. 4.13C), um elemento compatível e que, gradualmente, tem sua concentração diminuída do líquido devido ao fracionamento, exibe um padrão horizontalizado. Este comportamento é inusitado diante deste elemento se comportar de modo inverso ao da sílica, ser fortemente incorporado em olivina e óxidos de Fe-Ti, com ligeira compatibilidade nos piroxênio e anfibólio e fortemente incompatível com o plagioclásio (Pearce & Parkinson, 1993).

Comportamentos dissimilares foram observados pelos padrões exibidos através da comparação dos valores de La *versus* Zr, Ga *versus* Zr, Sm *versus* Zr, Ce *versus* Zr e Y *versus* Zr (Fig. 4.13D-H), os quais exibiram ampla dispersão apenas nas variedades metaultramáficas, reflexo dos intensos processos metamórficos-metassomáticos submetidos por essas rochas.

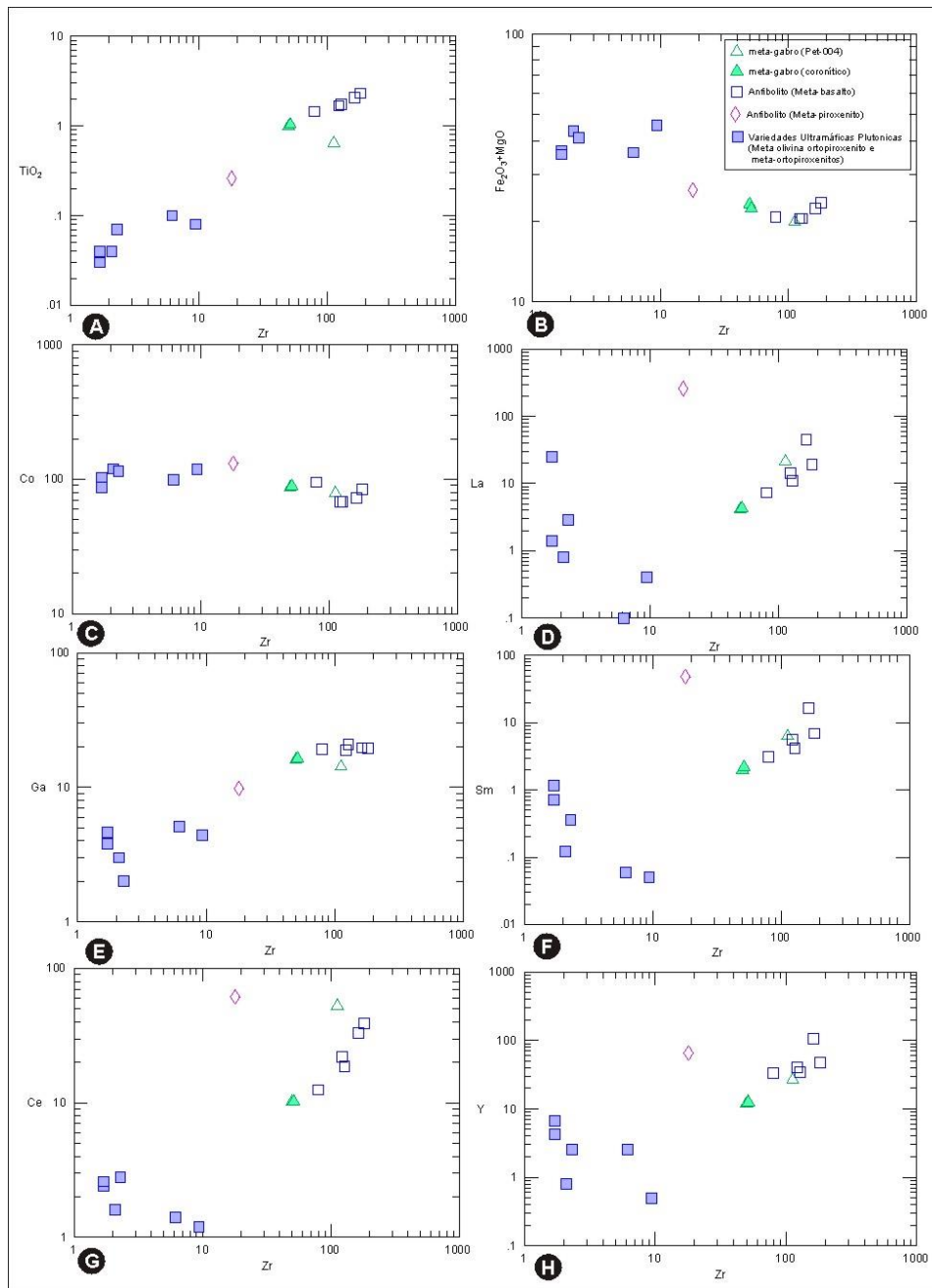


Figura 4.13: Método de Cann (1970) aplicado as variedades metamáficas e metaultramáficas do CP, com Zr como comparador. A) TiO_2 , B) $MgO + FeO^t$, C) Co, D) La, E) Ga, F) Sm, G) Ce, e, H) Y.

Nas variedades metamáficas, metagabros e anfibolitos, feições lineares de distribuição mostram-se progressivamente delineadas, a partir dos elementos terras raras (ETR), partindo do La e Ce (ETR leves), passando pelo Sm (ETR médio), até o Y, com comportamento similar aos dos elementos ETR pesados (Figs 4.13D-H). Em vista do exibido pela aplicação do método de Cann (1970), foi possível determinar elementos que exibiram comportamentos imóveis em face aos intensos

processos metamórfico/deformacionais, preservando sua relação e, possivelmente, sua identidade genética.

Diante disso, diagramas do tipo MPR (*molecular porportion ratio*) foram utilizados como alternativa na determinação do grau de modificação química imposta as rochas por processos metamórfico/intempéricos (Pearce 1968 e 1987). Esses diagramas baseiam-se no comportamento gráfico, binário, de proporções moleculares de óxidos normalizados por um elemento cujo teor permaneceu constante ao longo do processo de cristalização da rocha (óxido incompatível). Ou seja, este elemento não foi envolvido no processo de fracionamento por nenhuma fase participante no processo de diferenciação magmática.

É possível determinar tendências verdadeiras, no reflexo das razões absolutas, que representam processos magmáticos perceptíveis a partir de linhas de tendência retilíneas, com modificações posteriores, assinaladas por espalhamento dos dados, em leque, a partir do ponto de origem. Foram confeccionados diagramas para buscar uma correlação entre óxidos de elementos relativamente imóveis com os de elementos móveis. Uma ressalva emana do fato de que os dois melhores óxidos para esse tipo de análise, especificamente para rochas máfico-ultramáficas, seriam K_2O e Na_2O . No entanto, os baixos valores, muitos dos quais inferiores aos limites de detecção analítico inviabilizaram o uso desses óxidos forçando o teste com vários elementos a fim de se observar as variações e se estabelecerem possíveis tendências e assinaturas magmáticas.

Das informações obtidas a partir do teste de Cann (1970, Fig. 4.14) inicialmente foram utilizados como óxidos imóveis o TiO_2 e a somatória de $FeO^t + MgO$, diante da sua soma permanecer constante ao longo dos processos de diferenciação em virtude dos coeficientes de partição do Mg e Fe estarem relacionados a cristalização de olivina e ortopiroxênio, respectivamente.

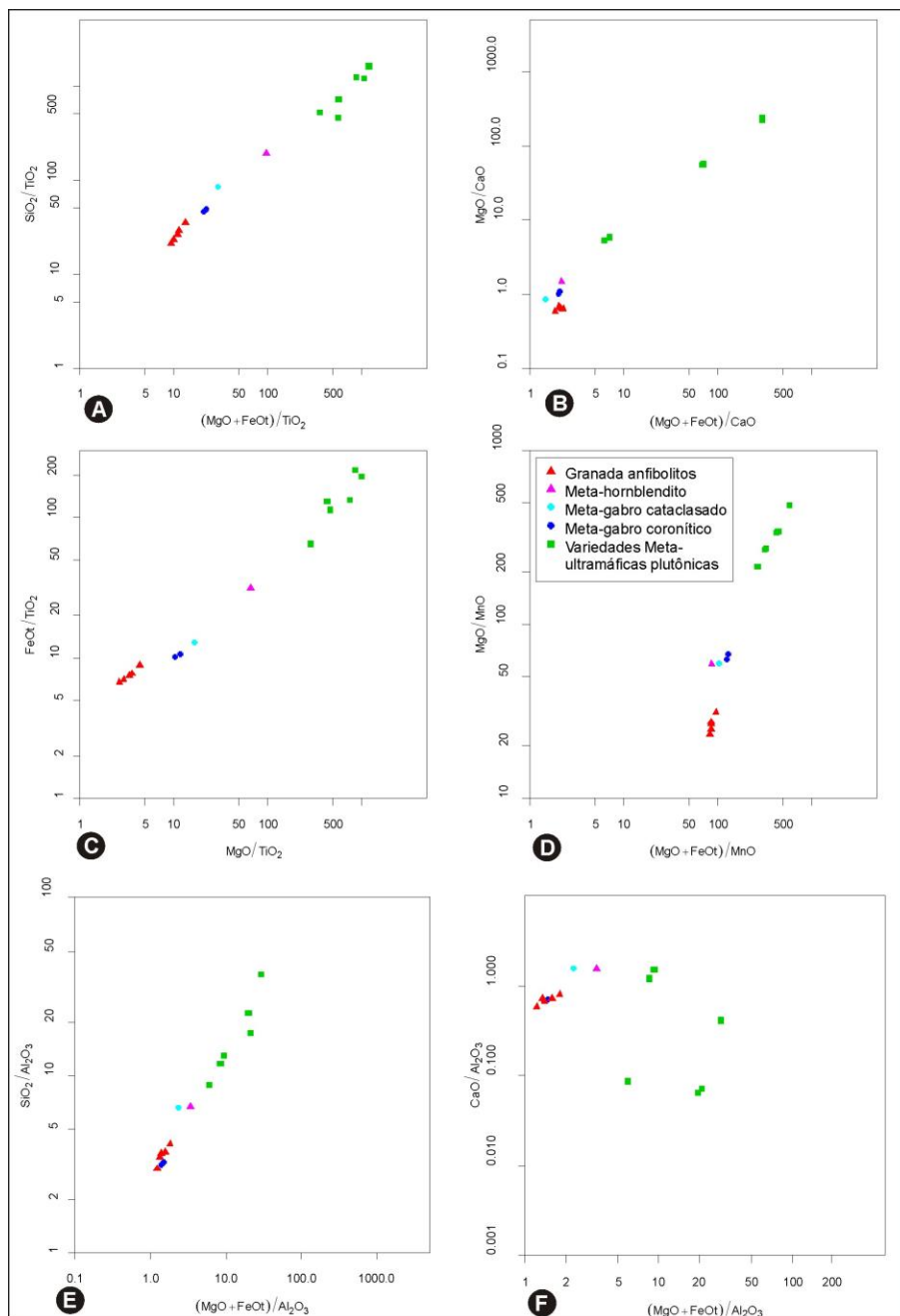


Figura 4.14: Diagramas do tipo MPR aplicados às variedades metamáficas e metaultramáficas do CP. A) $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2 \times (\text{MgO} + \text{FeO}^t)/\text{TiO}_2$, B) $\text{MgO}/\text{CaO} \times (\text{MgO} + \text{FeO}^t)/\text{CaO}$, C) $\text{FeO}^t/\text{TiO}_2 \times \text{MgO} - \text{MgO}/\text{TiO}_2$, D) $\text{MgO}/\text{MnO} \times (\text{MgO} + \text{FeO}^t)/\text{MnO}$, E) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \times (\text{MgO} + \text{FeO}^t)/\text{Al}_2\text{O}_3$, e F) $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{MgO} + \text{FeO}^t)/\text{Al}_2\text{O}_3$.

No diagrama de $(\text{MgO} + \text{FeOt})$ versus SiO_2 (Fig. 4.14A), normalizado para TiO_2 , observou-se uma tendência linear bem definida diante da baixa imobilidade do TiO_2 e do comportamento semelhante exibido pela soma $(\text{MgO} + \text{FeOt})$. Isto corrobora o observado pelo método de Cann (1970) para esses óxidos. Uma ligeira dispersão ocorreu nos valores das rochas metaultramáficas o que resulta na variação dos valores de SiO_2 dessas rochas. Uma suave inflexão, rumo a origem cartesiana, ocorreu no alinhamento das metamáficas, o que pode indicar uma diminuição nos valores da razão de

$\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ em virtude do incremento residual de TiO_2 , demonstrado pela abundância de titanita modal existente nessa classe de rocha.

Permutando-se o SiO_2 pelo MgO , como óxido normalizado, e inserindo-se o CaO como óxido normalizador (Fig. 4.14B), observou-se um espalhamento dos dados nas análises dos anfibolitos e uma deflexão quanto aos valores da razão MgO/CaO para as rochas metaultramáficas, causada predominantemente por um aporte de CaO , comprovado pela intensa carbonatação imposta a essa variedade como descrito no Capítulo 3.

Um padrão linear bem delineado é exibido no diagrama MgO versus FeO^t com TiO_2 como normalizador (Fig. 4.14C), corroborando o comportamento exibido para o somatório $\text{MgO} + \text{FeO}^t$. No diagrama $(\text{MgO} + \text{FeO}^t)$ versus MgO com MnO como normalizador (Fig. 4.14D), foi observado uma tendência linear de alto ângulo infletida, a partir das metamáficas, verticalmente, rumo ao eixo das abcissas, refletindo uma descompensação molecular em termos de incremento na concentração do MnO , provavelmente de caráter residual, uma vez que sua mobilidade foi testada para as rochas metamáficas (Fig. 4.3B).

Em diagramas binários $(\text{MgO} + \text{FeO}^t)$ versus SiO_2 com Al_2O_3 como normalizador (Fig. 4.13E) verificou-se uma tendência linear em alto ângulo, com leve inflexão, a partir dos metaultramafitos, em resposta ao incremento de SiO_2 e conseqüente aumento na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, reflexo de incremento no Al a partir de processos provavelmente residuais.

No diagrama $(\text{MgO} + \text{FeO}^t)$ versus Al_2O_3 com CaO como normalizador (Fig. 4.14F) fica evidente o comportamento móvel do CaO nos metaultramafitos, representado pela expressiva dispersão de seus valores, reflexo dos intensos processos metamórficos-metassomáticos (Capítulo 4). Por outro lado, as metamáficas agrupam-se em arranjo linear, o que pode indicar que essa mobilidade não foi suficiente para obliterar as suas composições na magnitude das exibidas pelas rochas metaultramáficas.

A partir das interpretações obtidas pelo uso de diagramas de Cann (1970) e dos diagramas MPR, utilizou-se a razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^t)$ ($\text{MgO}\#$), classicamente utilizada em diagramas binários, como índice de diferenciação, para averiguação da possível co-geneticidade e parentalidade entre rochas metamáficas e metaultramáficas em sistemas cumuláticos. (Cox *et al.* 1978).

Foram observadas, nesses diagramas, variações químicas coerentes entre as variedades e compatíveis com processos de diferenciação contínua, com relações lineares inversas exibidas por Al_2O_3 , CaO , Na_2O , TiO_2 , FeO^t e SiO_2 (Fig.4.15).

No diagrama de Al_2O_3 (Fig. 4.15), observou-se um padrão geral decrescente, a partir dos valores dos metamafitos rumo ao dos metaultramafitos, reflexo do enriquecimento residual a partir de processos de diferenciação, como verificado no diagrama MPR (4.15E). Os valores de CaO (Fig. 4.16,B) exibem agrupamentos distintos entre as variedades metamáficas e as metaultramáficas, porém com coeficiente linear constante, exibindo uma relação inversa na incorporação de CaO e Al_2O_3 frente a processos de diferenciação, com os valores de CaO dispersos diante da intensa mobilização desse elemento nos processos metamórficos-metassomáticos, atestado pelo diagrama MPR (Fig. 4.15,B) e por evidências petrográficas de carbonatação tardia, exibida por essas variedades (Capítulo 3).

O diagrama de Na_2O exibe um padrão linear decrescente com o Al_2O_3 (Fig. 4.16C), resultando em padrões de incorporações inversos diante de processos de diferenciação, com o deslocamento horizontal, entre os anfibolitos e os metagabros reflexo da modificação química, evidenciada pelos plagioclásios, decorrente de processos metamórficos-deformacionais, que exibem composições bytoníticas nos metagabros com texturas ígneas preservadas, a composições progressivamente mais sódicas, de labradorita a albita, a medida que as impressões metamórficas-deformacionais tornam-se mais expressivas (Capítulo 5).

No diagrama de FeO^t observa-se um arranjo linear inverso com o exibido pelo Mg#, reflexo da forte partição do magnésio nos membros iniciais da cristalização e do ferro nas porções mais evoluídas, com um espalhamento dos valores das rochas metaultramáficas decorrente de processos de oxidação do Fe.

O padrão exibido entre Mg# *versus* TiO_2 apresenta uma tendência linear bem delineada (Fig. 4.15,E), em padrões inversos diante da incorporação em processos de cristalização, com a variação vertical de TiO_2 exibida pelos anfibolitos associada a concentrações residuais de titânio, evidenciado pelo expressivo conteúdo modal de titanita nessas variedades (Capítulo 3). Na comparação entre SiO_2 *versus* MgO# (Fig. 4.15D), o padrão inverso esperado entre esses óxidos fica totalmente obliterado diante da intensa transformação dos valores de SiO_2 provocada por processos secundários, evidenciados pelos altos valores exibidos por essas rochas.

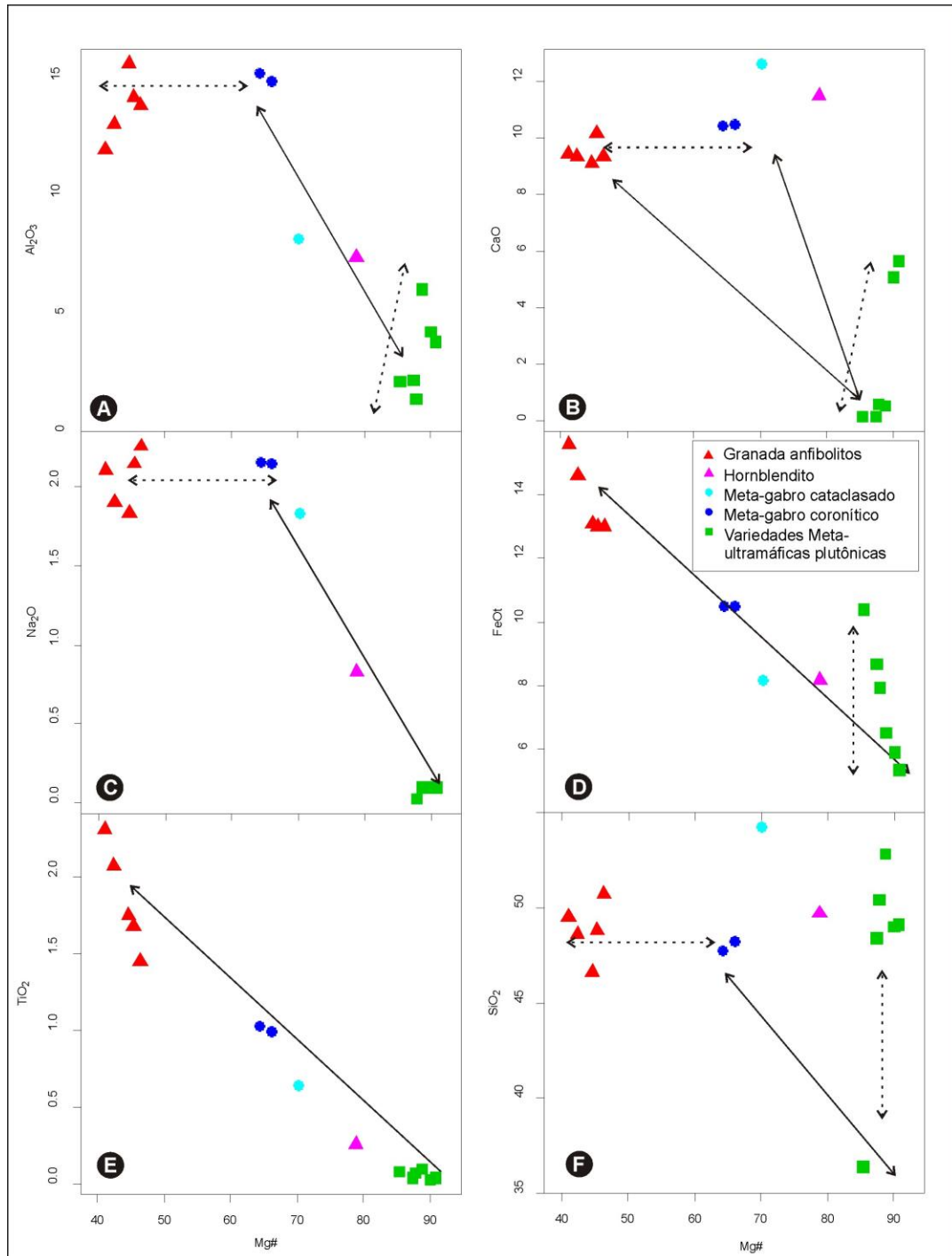


Figura 4.15: Diagramas binários para rochas do CP que utilizam o Mg# como índice de diferenciação versus: A) Al₂O₃, B) CaO, C) Na₂O, D) FeO^t, E) TiO₂, e, F) SiO₂.

Diagramas com campos discriminantes foram utilizados com o objetivo de uma melhor visualização quanto ao caráter químico dessas rochas. No diagrama de Jensen & Pyke (1982, Fig. 4.16A), utilizado para a classificação de rochas vulcânicas e com a distinta vantagem de aplicabilidade a rochas submetidas a baixo grau metamórfico, observou-se um agrupamento dos anfibolitos em

campos de basaltos toleíticos de alto Fe, enquanto, o diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971, Fig. 4.16C), indicado para a distinção entre séries cálcio-alcálicas e toleíticas, com campos discriminantes de Coleman (1977), definiu um delineamento satisfatório para a série toleítica, com os metaultramafitos posicionados em campos de peridotitos ofiolíticos metamorfisados e nos campos de ortopiroxenitos e harzburgitos da zona inferior de Bushveld. Consoantes com essas representações, foram os posicionamentos gerados a partir do diagrama ternário $\text{FeO}^{\text{t}}\text{-álcalis (Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O)-MgO}$, com o posicionamento das metaultramáficas em campos de ultramafitos ofiolíticos e da zona inferior do complexo acamadado de Bushveld.

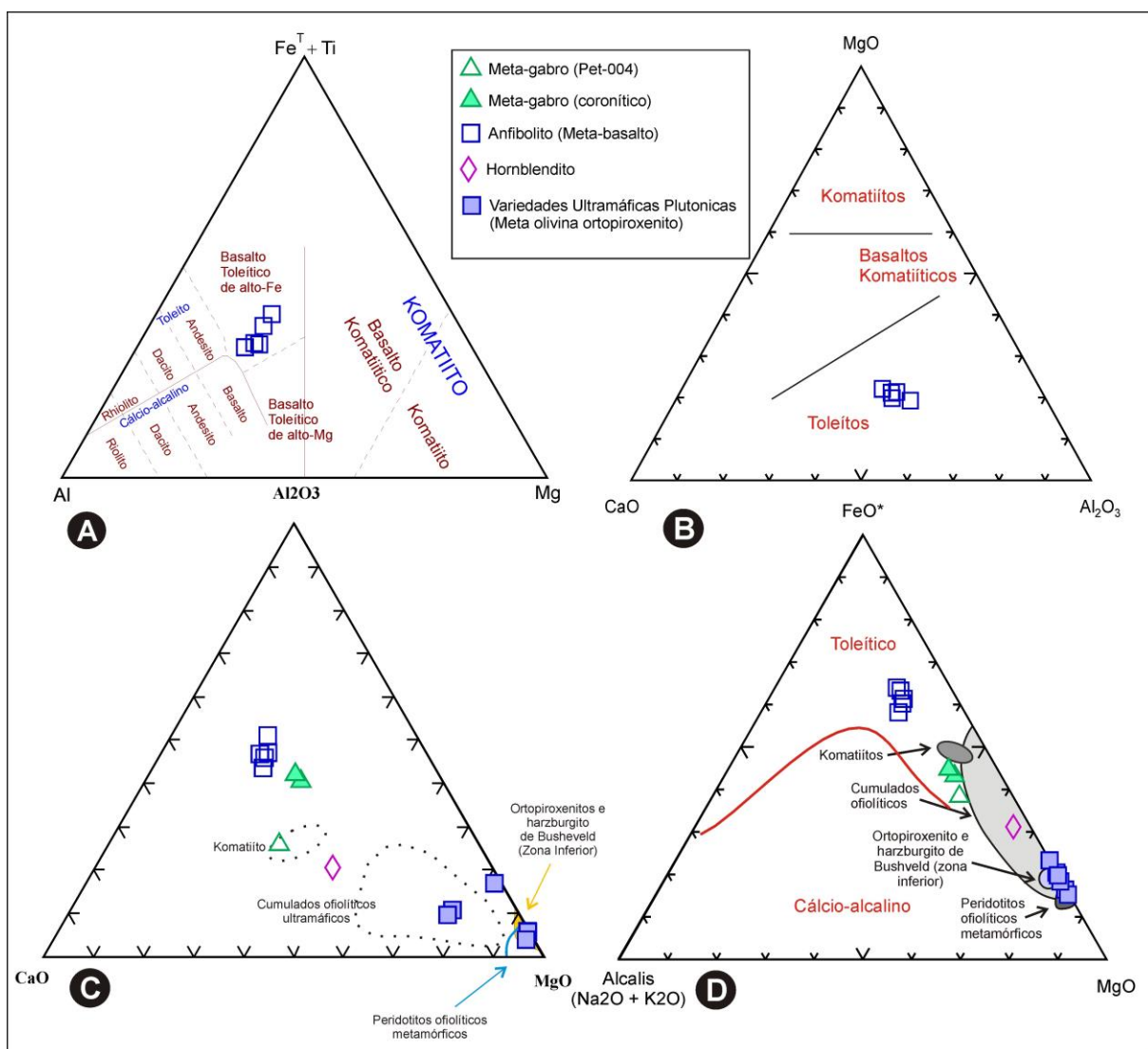


Figura 4.16: Diagramas que discriminam campos de rochas vulcânicas comparadas as rochas máfico-ultramáficas deste trabalho. A) Jensen (1976), B) Viljoen & Viljoen (1969), C) AFM com campos de Coleman (1977), D) AFM com campos de Coleman (1977).

Por análises da distribuição dos elementos menores e traços, ordenados de acordo com uma compatibilidade crescente em fracionados mantélicos, e normalizados segundo os valores do “Manto Primitivo” (MP) de Sun & McDonough (1989), observou-se um padrão de distribuição dos metaultramafitos, anfíbolitos e metagabros similar entre si (Figs 4.17A-C), que exibem um envelope, de arranjo interno em “zig-zag”, de 0,20 a 100 vezes os valores do MP, com um sutil decréscimo dos valores rumo aos elementos mais compatíveis. O meta-hornblendito expressa esse padrão de modo acentuado, indicando processos de interação com fluidos externos, os quais modificaram profundamente seu conteúdo químico.

Os metaolivina ortopiroxenitos, juntamente com os cromititos e o hornblendito exibem uma forte anomalia negativa de Sr, passando a exibir-se positiva a partir de alguns espécimes de anfíbolitos, a pronunciadamente positiva no metaolivina gabro. Esse comportamento do Sr entra em consonância com o esperado para uma série formada a partir de processos de fracionamento, diante do Sr exibir um comportamento incompatível até a cristalização do plagioclásio.

Quando comparados os teores dos elementos terras raras (ETR) normalizados para valores do condrito (Nakamura, 1974) observa-se um comportamento semelhante exibido pelos diversos litotipos, com padrões ligeiramente convexos, na série dos ETR leves (ETRL) a subhorizontalizados, ao fim dos ETR pesados (ETRP), com pronunciada anomalia negativa de Ce, a exceção do cromitito que exibe essa anomalia positiva associada a uma anomalia negativa de Eu (Figs 4.17D-F).

As variedades metaultramáficas exibem os menores valores desses elementos, compreendidos entre 0,08 e 100 vezes, no início da série dos ETRL. O La exibe valores próximos a 100 vezes os do condrito e não ultrapassa valores maiores que 30 vezes nos membros finais dos ETRP. Os metagabros exibem valores entre 10 e 80 vezes os do condrito, em relação aos ETRL, e 7 a 20 vezes na parte final da série dos ETRP.

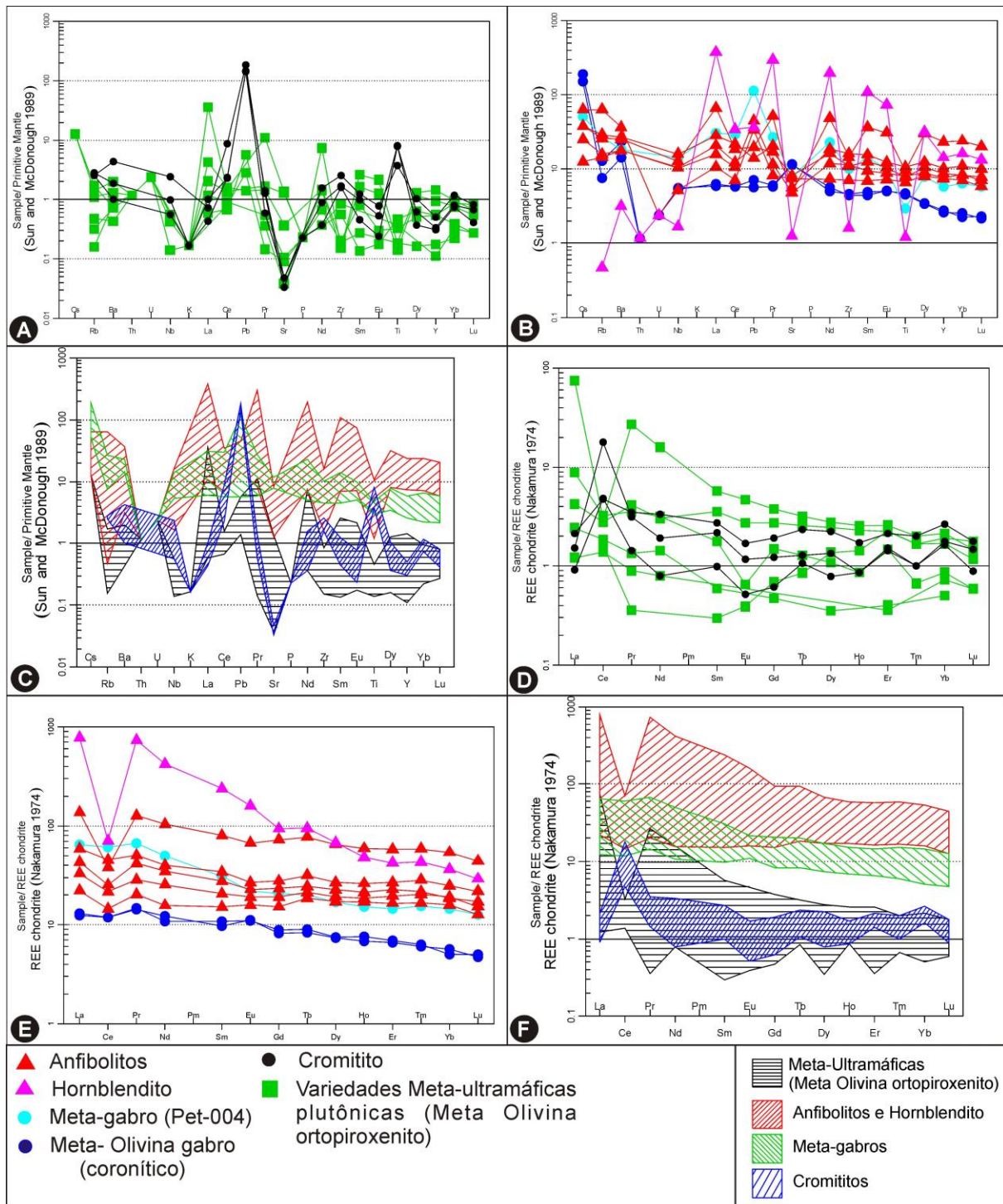


Figura 4.17: A) Comportamento de elementos traços das rochas metasultramáficas e cromititos, do Complexo Petúnia, normalizados para valores do “Manto Primitivo” (Sun & McDonough 1989), B) comportamento de elementos traços das rochas (metas) máficas e hornblendito, deste trabalho normalizados para valores do “Manto Primitivo” (Sun & McDonough 1989), C) valores do campo anterior em agrupamentos por campos segundo as diferentes variedades, D) Abundância dos ETR normalizados para valores do condrito (Nakamura, 1974) das rochas metaultramáficas e cromitito, E) Abundância dos ETR normalizados para valores do condrito (Nakamura 1974) das rochas metamáficas e o meta-hornblendito, e, F) valores do campo anterior em agrupamentos por campos segundo as diferentes variedades.

Com padrão similar ao exibido pelos metaultramafitos e metagabros, os anfibolitos diferem apenas nos valores absolutos, mantêm o mesmo comportamento, e estão compreendidos, nos ETRL, em uma faixa de 20 a 180 vezes os do condrito e culminam em intervalo de 20 a 70 vezes nos ETRP. Essas variedades exibem uma inflexão a partir do Eu, com um incremento na concentração de ETRM e ETRP, devido tanto ao seu conteúdo de granada, quanto ao acompanhamento de uma depleção geral nos ETRL associada à anomalia negativa de Ce, provavelmente em ambiente oceânico, conforme discutido para os anfibolitos do CP.

O meta-hornblendito exhibe as maiores concentrações dos ETR, atingindo desde 800 vezes o conteúdo de La do condrito, até 40 vezes o do Lu. Esses altos valores exibidos por uma variedade praticamente monominerálica, Mg-hornblenda, indica uma forte interação com fluidos externos, diante que os três primeiros ETRL (La, Ce e Nd) são os mais incompatíveis para esse mineral dentro da série dos ETR. Os elementos do Pm ao Lu são incorporados sem grandes distinções nesse mineral, com seus coeficientes de partição muito próximos ($K_D \sim 1,5$). Diante disso seria esperado nesse caso um padrão convexo a partir dos ETRL culminando em tendência horizontalizada nos ETRM e ETRP.

4.2.2.2- Região de Andrelândia

Aqui, salienta-se o caráter de continuidade do trabalho de Pinheiro (2008), que trabalhou nas rochas metaultramáficas da região de Andrelândia. Assim, neste ítem, será focada apenas a associação entre as metaultramáficas e as metamáficas da região, permanecendo-se com as informações litogeoquímicas anteriores. Dessa forma, considerando-se o caráter toleítico definido para as rochas metaultramáficas da região (Almeida, 1998, Pinheiro 2008), verificou-se, a partir da utilização do diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971, Fig. 4.18), o posicionamento das rochas metamáficas em congruência com as rochas metaultramáficas, o que pode delinear uma tendência toleítica para essas variedades.

Com a mesma intenção proposta para as rochas do CP foram confeccionados diagramas binários com diversos elementos, dentre eles maiores e menores, confrontados com o Mg# ($MgO/MgO + FeO^t$). No diagrama de Mg# versus SiO_2 (Fig. 4.19A) observou-se um padrão disperso dos metabasitos, decorrentes da mobilidade de SiO_2 , reflexo dos intensos processos metamórficos-metassomáticos impostos a essas variedades (Capítulo 3), com a formação de duas tendências lineares, a partir dos metaultramafitos, feições amplamente discutidas por Almeida (1998 e 2012) e Pinheiro (2008).

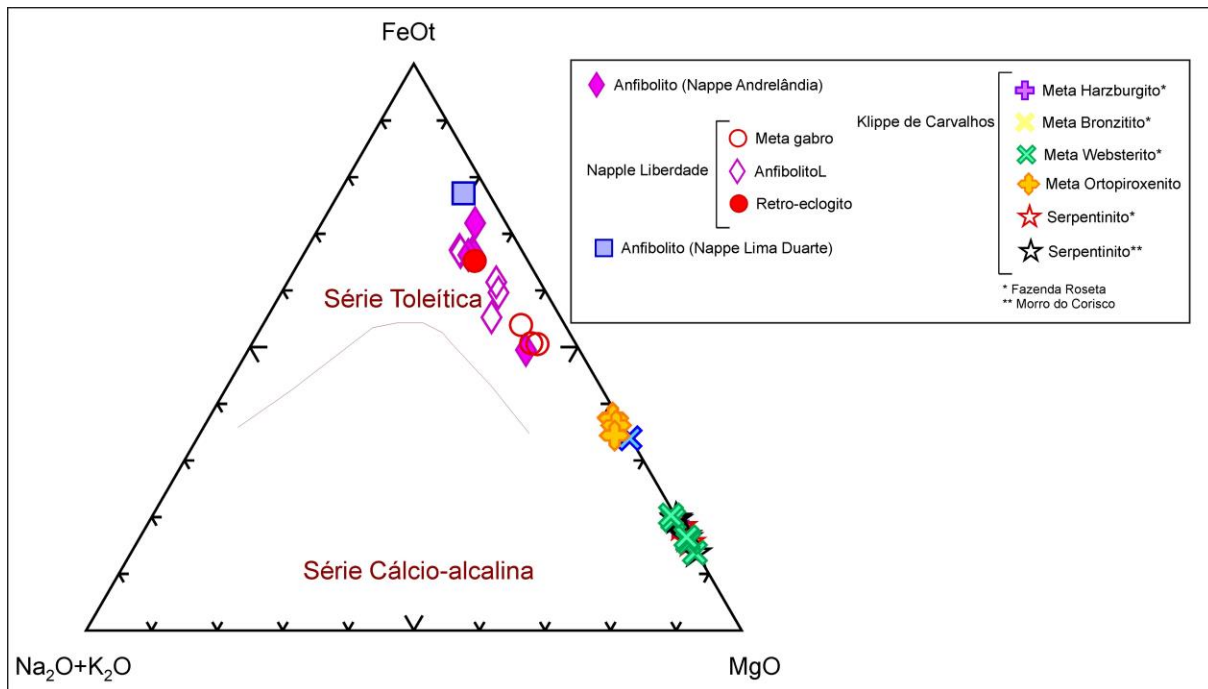


Figura 4.18: Diagrama AFM com as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Andrelândia (incluindo dados de Pinheiro 2008).

No diagrama com Al₂O₃ há uma tendência bem delineada, a partir das rochas metaultramáficas, com extensão ao agrupamento do metagabro e do anfibolito da NL (Fig.4.19B). Os anfibolitos da NA, de modo geral, tem comportamento distinto, deslocado à esquerda, e exibem valores menores de Mg# em relação aos anfibolitos da NL, provavelmente devido a concentrações primárias desse elemento.

No diagrama Mg# *versus* MgO, considerando-se que padrões lineares são esperados a partir de rochas diferenciadas a partir de uma fonte comum, tendências distintas foram delineadas entre agrupamentos de metamafitos e metaultramafitos (Fig. 4.19C), sugerindo uma possível não parentalidade entre essas variedades, com o metagabro da NL, os anfibolitos da NL, os anfibolitos da NA e o anfibolito da NLD ordenados segundo uma ordem decrescente na razão MgO/Mg# .

Da mesma forma, o diagrama de CaO x Mg# consitui tendências distintas entre os metamafitos e os metaultramafitos (4.19D), com um agrupamento linear, de coeficiente angular em torno de 5, entre os metamafitos da região de Andrelândia, com os metaultramafitos dispostos em arranjo vertical, com um decréscimo de CaO a partir dos metawebsteritos rumo as variedades antofílicas e serpentinitos.

No diagrama de álcalis *versus* Mg# os metamafitos apresentam-se dispersos, reflexo da intensa mobilidade desses elementos, em campos díspares a extensão do delineamento gerado pelos metaultramafitos, e, do mesmo modo que o diagrama do CaO, distingue, de grosso modo, as variedades anfibolíticas da NA dos da NL (Fig. 4.19E).

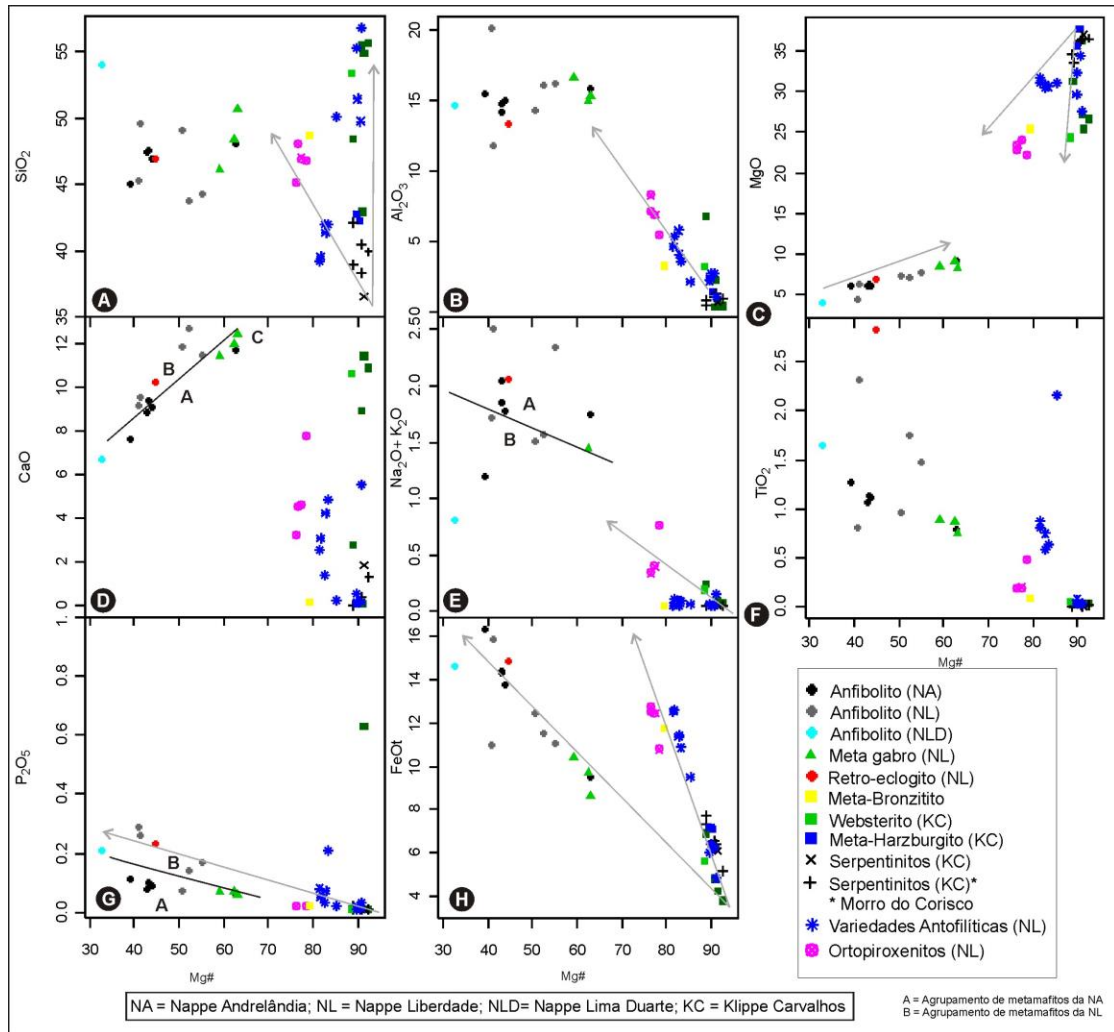


Figura 4.19: Diagramas binários para as rochas metamáfico-ultramáficas da região de Andrelândia que utilizam o Mg# como índice de diferenciação confrontados com: A) SiO₂, B) Al₂O₃, C) MgO, D) CaO, E) Na₂O+ K₂O, F) TiO₂, G) P₂O₅, e, H) FeO^t.

O diagrama de TiO₂ x Mg# e P₂O₅ x Mg# distingue os anfibolitos da NA, os da NL e os metaultamafitos em agrupamentos lineares distintos (Figs 4.19F e G), com os valores de P₂O₅ em relação inversa entre os metamafitos e os metaultamafitos. O diagrama de FeO^t versus Mg# evidencia uma nítida distinção entre os agrupamentos delineados entre os metamafitos e os metaultamafitos (Fig. 4.19H).

Na análise aos ETR (Fig. 4.20) observou-se comportamentos similares entre os dos metabasitos e os metaultamafitos, linear decrescente, subhorizontalizado, com ligeiro enriquecimento em ETR, associado a forte anomalia negativa de Ce e horizontalização dos ETRP (Fig. 4.20), com os anfibolitos exibindo padrões similares aos dos ortopiroxenitos e variedades de metaultamafitos da NL com padrões

distintos aos das variedades metamáficas da base da Klippe Carvalhos (Figs 4.20 e 4.12, Pinheiro 2008, Pinheiro & Suito 2012).

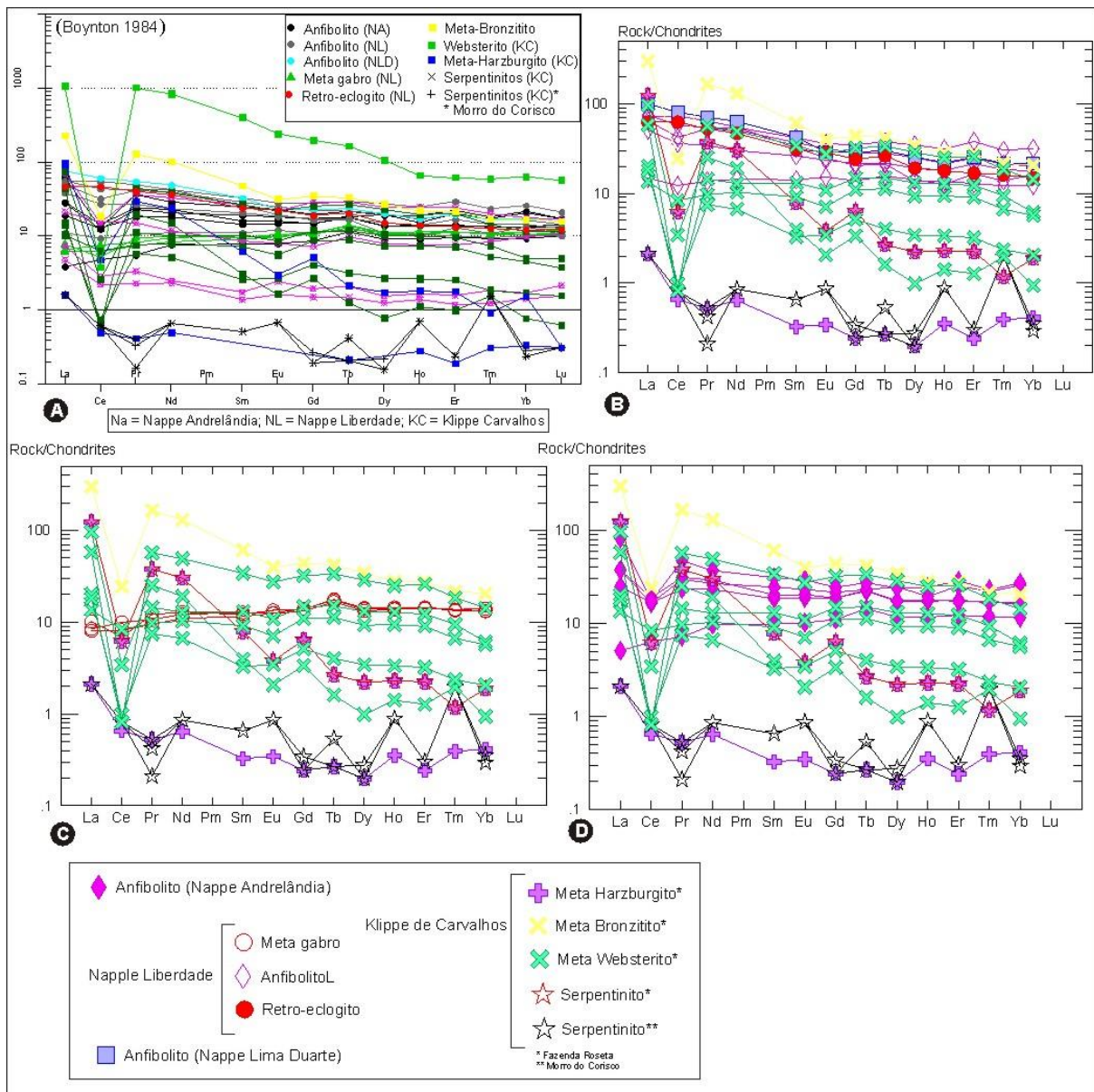


Figura 4.20: Padrões de ETR dos vários litotipos da região de Andrelandia normalizados para valores do condrito (Bynton 1984): A) variedades metamáficas e metaultramáficas, B) retroeclogito e anfibolitos da NL e anfibolito da NLD, C) metagabro da NL, e, D) anfibolitos da NA.

CAPITULO 5

QUÍMICA MINERAL

5.1- INTRODUÇÃO

As análises químicas minerais foram executadas, por microsonda eletrônica (MSE), em 24 amostras de 18 corpos máficos e ultramáficos selecionados como os mais representativos, de ambos os domínios estudados, sendo utilizadas 543 análises neste trabalho, em virtude de sua qualidade, precisão e acurácia, refletida no valor de fechamento e teste com duplicatas. A tabela 5.1 sumariza as fases analisadas, assim como a amostra e a variedade correspondente. A localização das amostras encontra-se no Capítulo 2 e os métodos utilizado no recálculo e na determinação dos membros finais e as tabelas analíticas no ANEXO II.

Tabela 5.1: Correspondência entre as fases analisadas, a quantidade de análises efetuadas e os respectivos corpos. Abreviações minerais por Kretz (1983).

		Amostra	Variedade	pl	grd	cpx	spl	bt	am	tit	ep	ol	ch	opx	po	cpy	pdt	il	mg	
Complexo Petúnia	Meta- máficas	Pet-018A	Anfibolito	6	6				8	1										
		Pet-019		7	8				10	3										
	Meta- ultramáficas	Pet-004B	Metagabro	2		10			14		1	5								
		Pet-006C		20		6			2											
	Meta- ultramáficas	Pet-024	Metaolivina ortopiroxênio										4		15			3		
		NR-02A											3		17					
		NR-02B-1								7					4					
		Pet-015					5		2						5					
		NR-013B					3		6				5							
		Pet-040					5		4				4			9	3	19		
NR-013A								4		4		6		27						
Pet-035-1		hornblendito							5											
Pet-008 e 009	Cromitito											16								
Domínio Andrelândia	Meta- máficas	And-006	Anfibolito	2					4	2										
		271-B		5					14	1	3									
		And-004		7					8	3										
		288		7	5			4	7											
		And-007		7					10	2	5									
	lbit-01	3	7				5										1			
UM	149-2, 149-4-1, 149-2A e 149-O-R	Meta- rodingito	14	13	45	13		31		16							6	3		
Soma			80	39	61	26	4	141	12	25	27	16	68	9	3	22	7	3		

5.2- COMPLEXO PETÚNIA

5.2.1- Rochas metaultramáficas

Para análise química das rochas metaultramáficas, foram selecionadas 10 (dez) amostras (Tab. 5.1, Cap. 2), sendo 7 (sete) de variedades metaortopiroxeníticas, com olivina e Crispinólio, assim como as fases secundárias, nas mais variadas proporções (Cap. 3). Foram, ainda, analisadas duas amostras de cromitito (Pet-008 e Pet-009, Cap. 2) e uma de hornblendito (Pet-035).

5.2.1.1- Ortopiroxênio e olivina

Análises químicas de ortopiroxênio e olivina foram executadas exclusivamente em variedades de metaolivina-ortopiroxenito, que posicionam, de modo geral, a olivina no campo da forsterita-crisolita (Fig. 5.1) e o ortopiroxênio no campo da enstatita-bronzita (Fig. 5.2A).

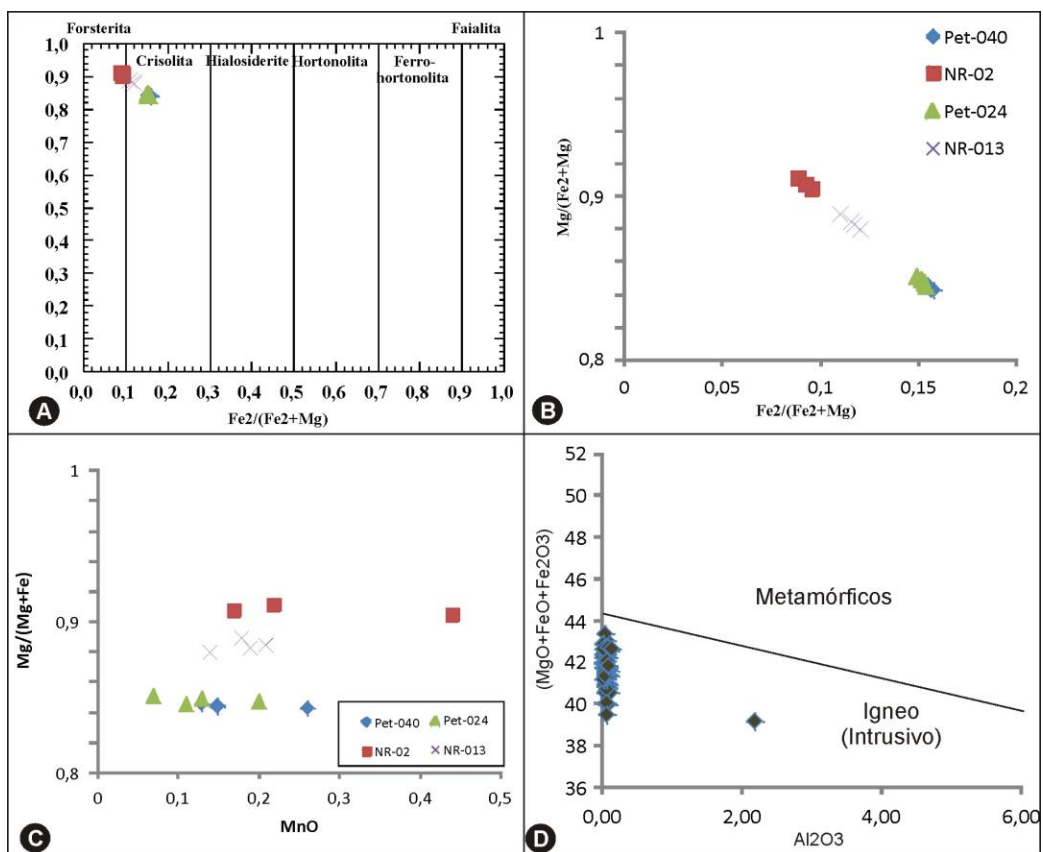


Figura 5.1: A) Diagrama de classificação da olivina dos metaultramafitos do CP (Derr *et al.* 1966), B) detalhe da área de incidência do diagrama anterior com o delineamento das análises agrupadas por amostra, C) diagrama binário entre Mg#-MnO das olivinas dos metaultramafitos do CP, e, D) Diagrama $(MgO+FeO+Fe_2O_3-Al_2O_3)$, com campos discriminantes entre ortopiroxênio ígneo e metamórfico (segundo Battacharyya 1971) com os valores do ortopiroxênio dos metaultramafitos do CP.

A olivina apresenta baixos teores de CaO (~0,01%) e MnO entre 0,07 a 0,44%, com os valores da razão Mg#/MnO crescentes das amostras Pet-040 e pet-024→NR-013→NR-02 (Fig. 5.1C). O ortopiroxênio exibe baixos conteúdos de CaO (0,05-0,11%) e Al₂O₃ (0,04-0,14%, Anexo II), incidindo em campos de ortopiroxênio ígneos intrusivos segundo critérios de Rietmeijer (1983) e Battacharyya (1971, Fig. 5.1D) .

Uma nítida variação no conteúdo de enstatita e forsterita, em arranjo linear e contínuo, delineou-se a partir dos diferentes espécimes analisados. Há um incremento no conteúdo de enstatita no ortopiroxênio intimamente acompanhado por aumento no teor de forsterita na olivina, nas amostras Pet040 (En_{87,75-88,43} e Fo_{0,84-0,85}), Pet-24 (En_{87,75-88,85} e Fo_{0,85}), NR-013B (En_{88,40-90,60} e Fo_{0,88-0,89}), Pet-015 (En₉₂₋₉₃) e NR-02A (En_{92,45-93,70} e Fo_{0,90-0,91}). A amostra Pet-015 não tem análise de olivina pois não a possui. Os teores de CaO e Al₂O₃, de modo geral, apresentam uma relação direta com o conteúdo de forsterita e enstatita (Fig. 5.2), o que caracteriza, dessa forma, um bandamento químico nessas variedades ortopiroxeníticas.

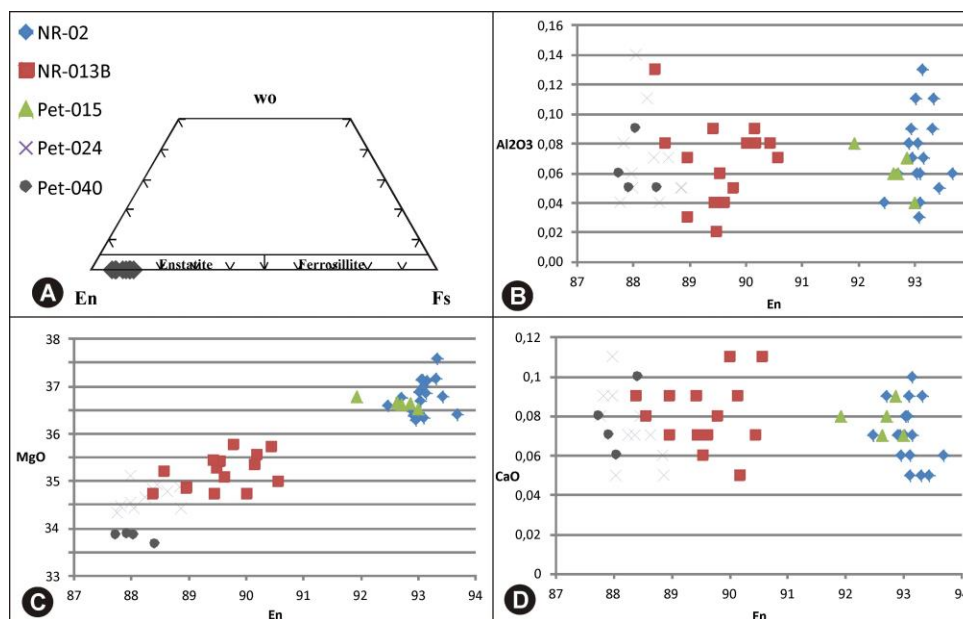


Figura 5.2: A) Diagrama de classificação do ortopiroxênio das variedades metaortopiroxeníticas do CP, (Derr *et al.* 1966), diagramas binários com valores de: B) Al₂O₃-En, MgO-En, e, CaO-En de diferentes corpos.

Foram realizadas análises pontuais e perfis em regiões de borda e núcleo de grãos de ortopiroxênio e olivina, para averiguar variações composicionais intragranulares. A olivina exibe um sutil empobrecimento de MgO, acompanhado por um incremento de ferro a partir de seus núcleos. A execução de perfis nesse mineral ficou comprometida diante do caráter reliquiar

e sua anatomia disforme. Em perfil realizado em grão de ortopiroxênio observou-se um incremento de Al_2O_3 e CaO em direção as suas bordas (Figs 5.3A-B), consonante com padrões exibidos em análises nucleares e marginais de grão pegmatóide (Figs 5.3C-E).

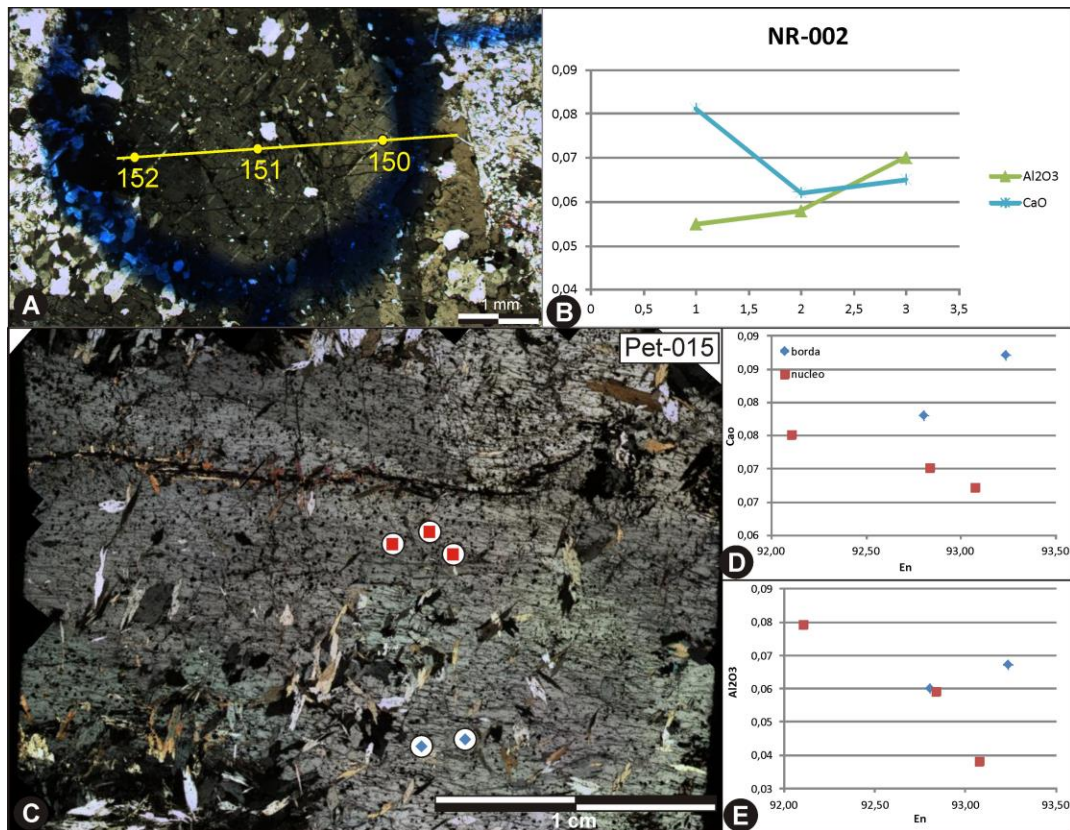


Figura 5.3: A e B) Perfil químico executado em grão de ortopiroxênio. C) Análises de regiões de borda e núcleo em grão pegmatóide de ortopiroxênio (Pet-015), com valores de: D) CaO-En , e, E) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-En}$.

5.2.1.2- Cr-espinélios e cromita

Variedades de Cr-espinélio tanto constituem fases acessórias, em variedades de metaolivina ortopiroxenito, quanto principais, em cromitito maciço. O Cr-espinélio associado às variedades ortopiroxeníticas (Capítulo 3) exibe um conteúdo de Cr_2O_3 que varia de 4,65 a 12,15%, agrupado segundo suas variedades em um arranjo linear contínuo, exibe uma elevação no conteúdo de Cr_2O_3 e TiO_2 , inverso ao comportamento exibido pelos componentes enstatíticos e forsteríticos, do ortopiroxênio e da olivina associados nas mesmas variedades. São acompanhados, desse modo, por uma diminuição nos valores de Fe_2O_3 , MgO e Al_2O_3 (Fig. 5.4). Agrupam-se, segundo valores médios de $\text{Cr}\#$ [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] e $\text{Mg}\#$ [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$], nas amostras $\text{Pet-015}_{(\text{Cr}\#0,89 \text{ e } \text{Mg}\#0,16)}$, $\text{NR-013B}_{(\text{Cr}\#0,96 \text{ e } \text{Mg}\#0,08)}$ e $\text{Pet-040}_{(\text{Cr}\#0,96 \text{ e } \text{Mg}\#0,03)}$ (Figs. 6.4A e B), e estão

associados a valores de enstatita e forsterita nas amostras Pet-015 (En_{92-93}), NR-013B ($En_{88,40-90,60}$ e $Fo_{0,88-0,89}$) e Pet040 ($En_{87,75-88,43}$ e $Fo_{0,84-0,85}$).

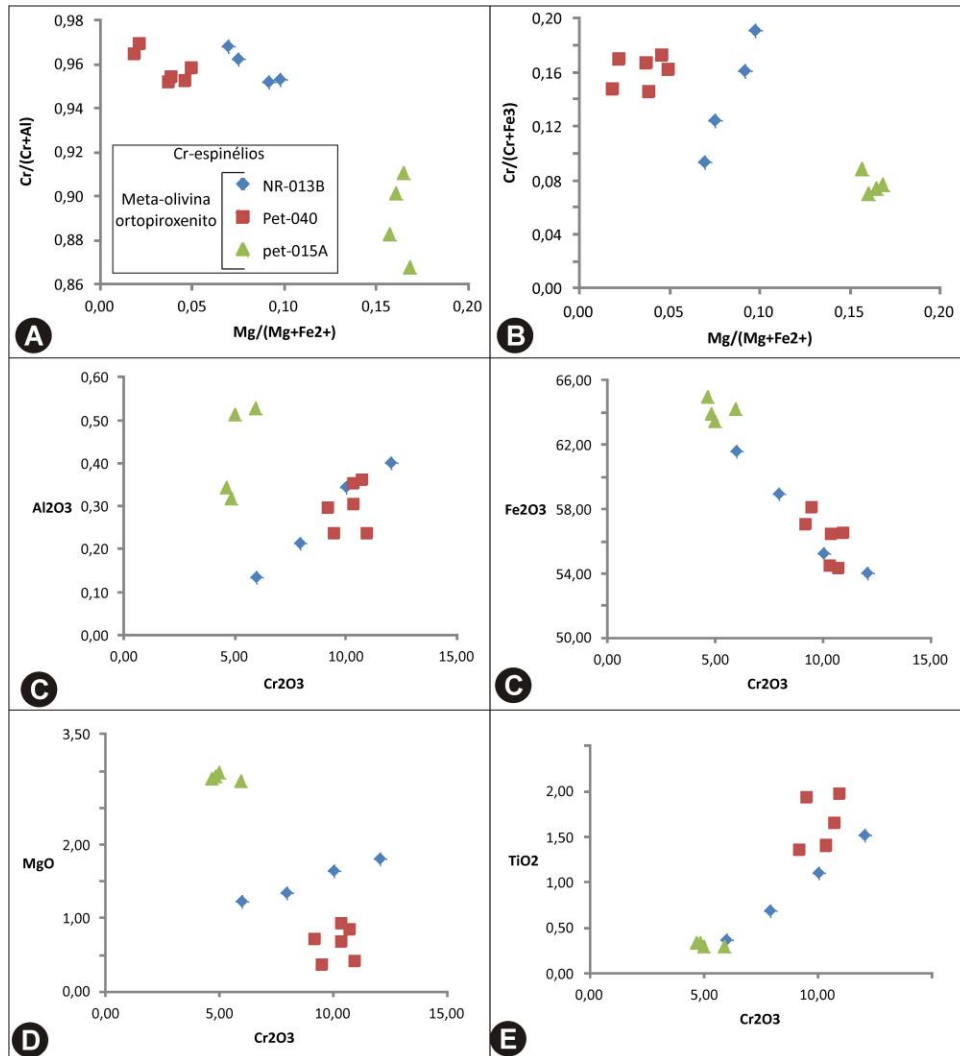


Figura 5.4: Diagramas binários de valores do Cr-espinélio de: A) Cr#- Mg#, B) Cr/(Cr+Fe³⁺)-Mg#, C) Cr₂O₃-Al₂O₃, D) Fe₂O₃-Cr₂O₃, E) MgO-Cr₂O₃, e, F) TiO₂-Cr₂O₃.

Análises de núcleo (N) e bordas (B) em cromo-espinélio das amostras NR-013B ($En_{88,40-90,60}$ e $Fo_{0,88-0,89}$, em grãos que constituem aleitamento primário) e Pet-015 (En_{92-93} , inclusos em grão pegmatóide de ortopiroxênio), têm uma diminuição nos valores de Al₂O₃ e Cr₂O₃ associada a incremento de MgO (Fig. 5.5), rumo as bordas. Isto é congruente com o observado no comportamento geral de aumento desses componentes no conteúdo de enstatita e forsterita, do ortopiroxênio e da olivina associada, respectivamente (Figs 5.4 e 5.5).

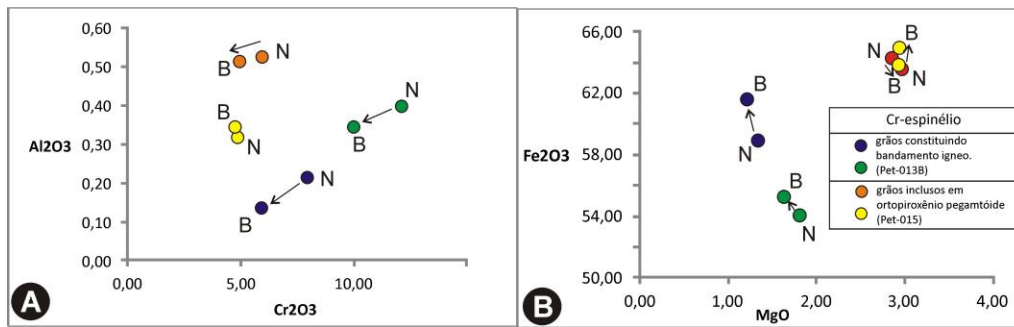


Figura 5.5: A) Diagramas com valores de núcleos e bordas de grãos de Cr-espinélio que constituem aleitamento primário (NR-013B) e que estão incluídos em ortopiroxênio pegmatóide (Pet-015), de A) Al₂O₃-Cr₂O₃, e, B) Fe₂O₃-MgO.

A cromita exibe uma média de 48,00% de Cr₂O₃, 14% de Al₂O₃, 6% de MgO, 27% de FeO e 5% de Fe₂O₃, com valores em torno de 68,65 e 23,50 para o Cr# e Mg#, respectivamente. Em diagramas binários de Cr# versus Mg# com campos discriminantes, há um agrupamento no campo de complexos estratiformes (Irvine 1965 e 1967, Irvine & Findlay 1972), da mesma forma que o exibido pelo diagrama ternário de Cr-Al-Fe³⁺, com campos de Jan & Windley (1990, Figs. 5.6A e C). No diagrama de TiO₂ versus Cr₂O₃, com campos de Suita & Strieder (1996), os dados de análise da cromita posicionaram-se em porções limítrofes de composições de cromitos de complexos estratiformes e ofiolíticos (Fig. 5.6B).

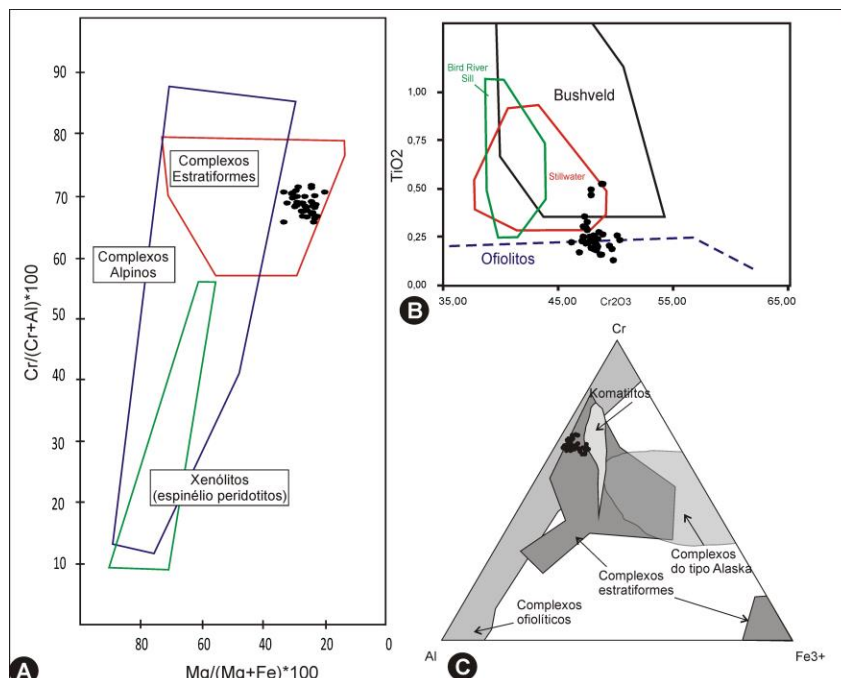


Figura 5.6: A) Diagrama de Cr#-Mg# com campos discriminantes de Irvine & Findlay (1972), B) diagrama de TiO₂-Cr₂O com campos de Suita & Strieder (1992), e, C) Al-Cr-Fe³⁺ com campos de Jan & Windley (1990).

Perfis químicos realizados ao longo de grãos ortocumuláticos exibem padrões gerais com enriquecimento, a partir do núcleo às bordas, de Al_2O_3 e V_2O_3 associados a uma diminuição nos valores de FeO , MgO e Cr_2O_3 (Fig. 5.7)

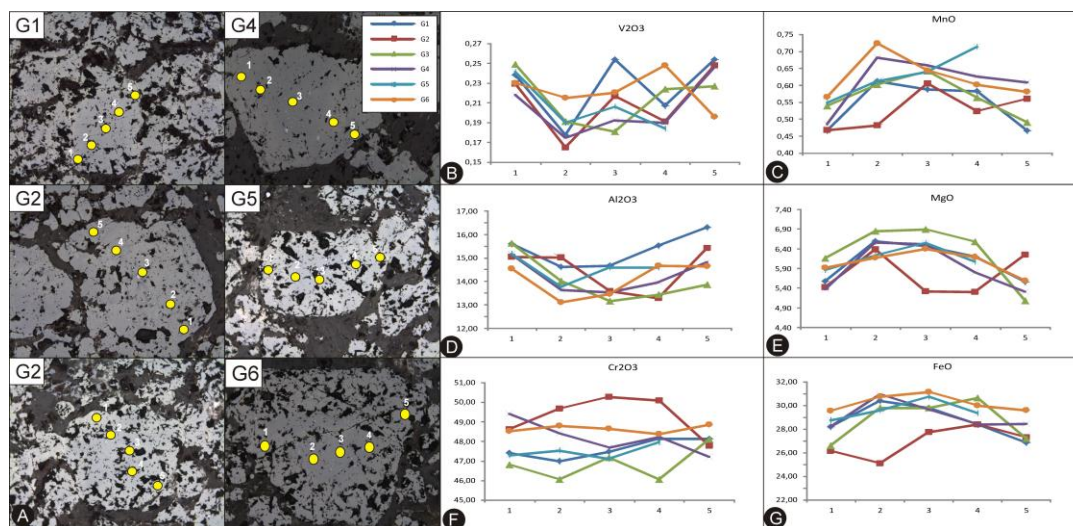


Figura 5.7: A) Perfis químicos realizados ao longo de grãos ortocumuláticos. Perfil de: B) V_2O_3 , C) MnO , D) Al_2O_3 , E) MgO , F) Cr_2O_3 , e, G) FeO .

5.2.1.3- Anfibólios

O anfibólio nas variedades metaultramáficas do CP apresenta composições distintas, incluídas, segundo Leake (1978), no grupo cálcico, e no grupo dos anfibólios de Fe-Mn-Mg, segundo o critério $A(\text{Na}+\text{K}) < 0,5$ e $\text{TiO}_2 < 0,5$ (Fig. 5.8). No grupo cálcico, ocorre tremolita nematoblástica fina, xeno- a subidioblástica, sobrecrescida sobre ortopiroxênio pegmatóide (Pet-040) que constitui horizontes e níveis de tremolita xistos, com clorita em variedades metaortopiroxeníticas intensamente transformadas (NR-002b-1). Essas últimas são ligeiramente menos magnesianas e mais ferrosas e exibem em média 22,85% de MgO e 1,80% de FeO , ante 24,15% e 1,45% desses óxidos nas espécimes nucleadas sobre ortopiroxênio. A esse grupo, pertence também o anfibólio monoclinico do hornblendito, com uma composição que varia entre hornblenda magnesiana e actinolítica, sem distinção química nas regiões de núcleos e bordas, e exhibe, em média, 6,2% de Al_2O_3 , 17,60% de MgO e 12,55% de CaO , com conteúdos em torno de 0,35 e 0,65 de Al^{iv} e Al^{vi} *apfu*.

Antofilita e magnésio-antofilita constituem as variedades dos anfibólios ortorrômnicos de Mg-Fe-Mn, que ocorrem em grãos fibro-aciculares, finos a grossos, sub- a idioblásticos, e

constituem *felses* a partir de olivina, talco e tremolita (Capítulo 3). Tem conteúdo ligeiramente mais magnésiano nas variedades mais talcificadas (NR-013B).

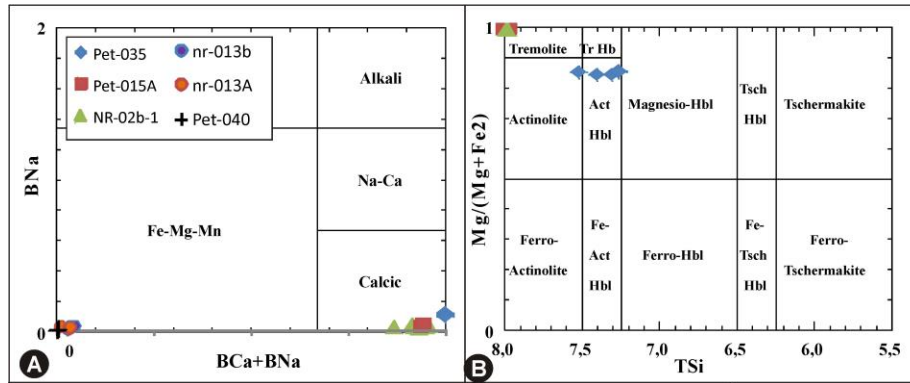


Figura 5.8: Classificação dos anfibólios dos metaultramafitos do CP (Leake 1978): A) Na(B)-(Na+Ca)(B), e, B) Mg#-TSi.

5.2.1.4- Sulfetos

Foram executadas análises, por microsonda eletrônica, em pentlandita, pirrotita e calcopirita em duas variedades de metaolivina ortopiroxenito (amostras Pet-040 e Pet-024).

5.2.1.4.1- Pentlandita

A pentlandita que foi analisada nas amostras Pet-040 e -024, exibe valores dissimilares entre si. A primeira apresenta um conteúdo médio de 33,20% de S, 34,31% de Fe, 31,00% de Ni, e o Co atinge até 1.000 ppm. A segunda orbita em torno de 32,65% de S, 28,15% de Fe, 37,00% de Ni, com conteúdo máximo de 700 ppm de Co. A pentlandita da amostra Pet-040 exibe conteúdos mais elevados de Fe e Co, e a da Pet-024 conteúdos mais significativos de Ni (Fig. 5.9). Os valores de S exibiram uma variação contínua entre as amostras, no entanto, com maciço posicionamento dos valores de pentlandita da amostra Pet-040 acima dos 33%.

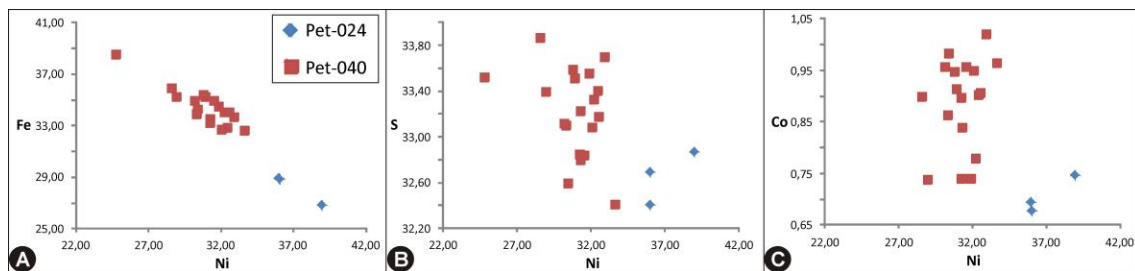


Figura 5.9: Diagramas binários de Fe-Ni (A), Co-Ni (B) e S-Ni (C), para grãos de pentlandita das amostras Pet-024 e Pet-040.

Em perfil químico realizado ao longo de grão pertencente a agregado xenomórfico de sulfetos, com Cr-espinélio associado, a pentlandita apresentou um enriquecimento de Co e Ni rumo às bordas, associada a uma diminuição nos valores de Fe (Fig. 5.10). Os valores de S não têm variações significativas.

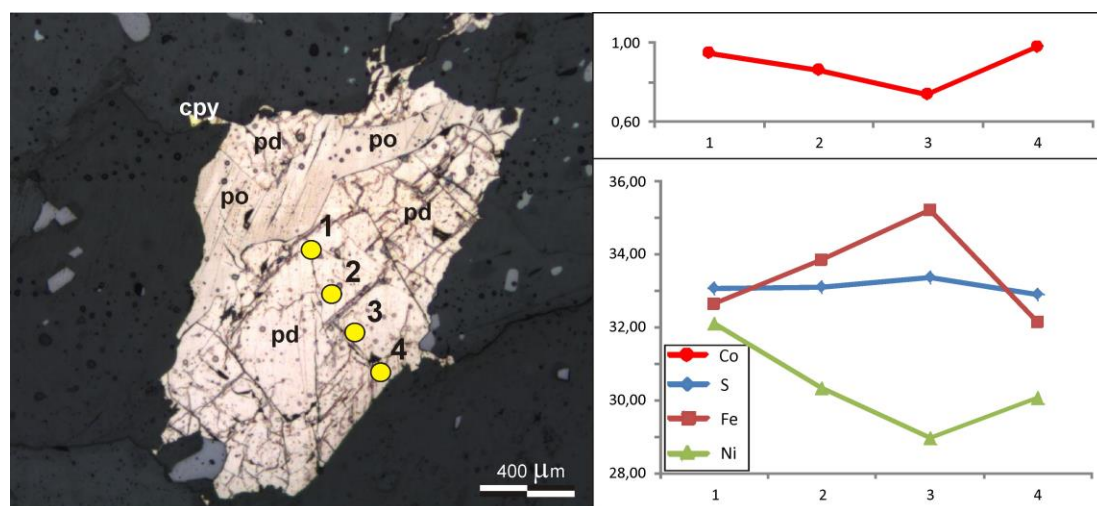


Figura 5.10: Perfil químico em grão de pentlandita que constitui agregado xenomórfico com pirrotita, calcopirita e Cr-espinélio (Pet-040).

5.2.1.4.2- Pirrotita

A pirrotita da amostra Pet-040 tem uma composição que varia de 36,75 a 38,40% de S, com Fe em torno de 61,60% e tem valores de até 2.000 ppm de Ni, 500 ppm de Cu e 400 ppm de Co. Em análise executada em grão da amostra Pet-024, o teor de Fe é menor (59,30%) e o valor de níquel muito maior (4.000 ppm).

5.2.1.4.3- Calcopirita

A calcopirita foi analisada apenas na amostra Pet-040. Esta fase ocorre associada a pentlandita e pirrotita, em grãos xenomórficos finos e está preferencialmente posicionada em posições marginais de agregados de sulfetos. Apresenta uma composição com conteúdo médio de 34,00% de S, 30,00% de Fe e 34,40 de Cu com valores de Ni e Co que atingem 800 e 500 ppm, respectivamente.

5.2.2- Rochas metamáficas

Diante da proximidade espacial e a compatibilidade química dessas variedades, dentro de suas nuances, a disparidade textural impressa nesses litotipos reflete os processos heterogêneos e de diversas proporções submetidos a essas rochas, os quais foram responsáveis por intensas mudanças químico-minerais. Para a determinação do conteúdo químico das rochas metamáficas do Complexo Petúnia foram selecionados amostras de corpos que, aparentemente, foram submetidos a processos distintos, a partir de um posicionamento geneticamente associado, sendo, duas amostras de anfibolitos (uma de granada anfibolito nematoblástico, Pet-019, e outra de granada anfibolito proto-milonitizado, Pet-018A), uma do metagabro coronítico (Pet-006C) e uma do metagabro cataclástico (Pet-004B).

5.2.2.1- Plagioclásio

O plagioclásio, nos metamafitos do CP, exibe um conteúdo contínuo a partir de bytownita a albita (Fig. 5.8A). O olivina gabro coronítico (Pet-006C) apresenta as composições mais cálcicas, que variam de bytownita e labradorita. O granada anfibolito nematoblástico (Pet-019) exibe composição de andesina e o granada anfibolito protomilonitizado/milonitizado (Pet-018A) conteúdo de oligoclásio. O plagioclásio do metagabro cataclasado (Pet-004B) concentra-se em composição albítica o que reflete as intensas modificações químicas experimentadas por essa variedade.

Na utilização de diagramas binários observam-se relações inversas entre o conteúdo de CaO *versus* Na₂O e Al₂O₃ *versus* SiO₂ (Figs. 5.11B e D), com a formação de agrupamentos definidos de acordo com a variedade, dispostos em arranjo linear contínuo. O meta olivina-gabro coronítico (Pet-006C) apresenta os menores valores de Na₂O e SiO₂, aliados aos maiores de CaO e Al₂O₃, com o metagabro (Pet-004B) exibindo os mais altos teores de Na₂O e SiO₂ e mais baixos de CaO e Al₂O₃. Os anfibolitos exibem conteúdos intermediários, com o granada anfibolito nematoblástico (Pet-019) exibindo teores mais próximos aos do metaolivina gabro, com o granada anfibolito protomilonitizado/milonitizado (Pet-018A) mais próximo aos do metagabro da amostra Pet-004B (Figs. 5.11B e D). Padrões de relação direta foram delineados entre CaO e Al₂O₃ o que posiciona o metagabro coronítico com os mais altos valores de Al₂O₃ e CaO, sucedido pelo anfibolito nematoblástico, o milonítico, e na sequência, o meta gabro (Fig. 5.11B).

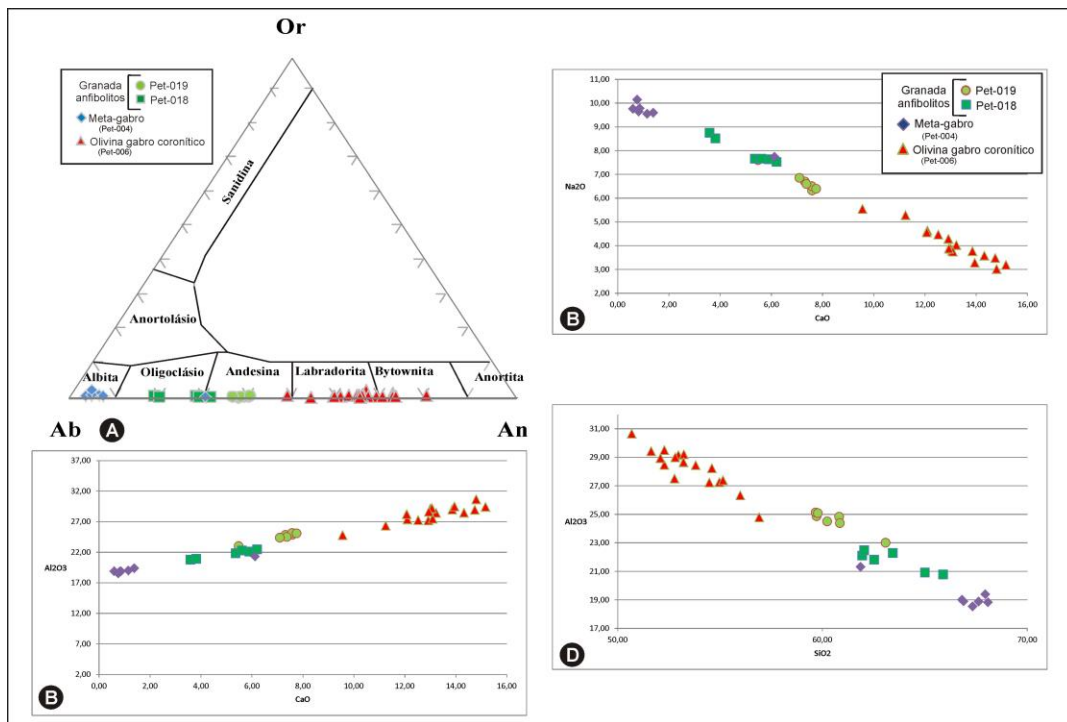


Figura 5.11: A) Diagrama de classificação dos feldspatos no sistema $\text{CaO-Na}_2\text{-K}_2\text{O}$ (Ab-Na-Or) das metamáficas do Complexo Petúnia. Diagramas binários entre: B) $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$, C) $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$, e, D) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, dos feldspatos

Não foram detectadas variações composicionais entre regiões marginais e nucleares dos grãos analisados de plagioclásio dos anfibolitos, tanto na variedade nematoblástica quanto na protomilonitizada/milonitizada, da mesma forma que no metagabro (Pet-004). No entanto, foi possível discernir uma variação química no plagioclásio do olivina metagabro coronítico (Pet-006), que exibe um incremento de SiO_2 e Na_2O associado a um decréscimo de Al_2O_3 e CaO em perfil químico realizado segundo o eixo menor do grão, transversal (Fig. 5.12).

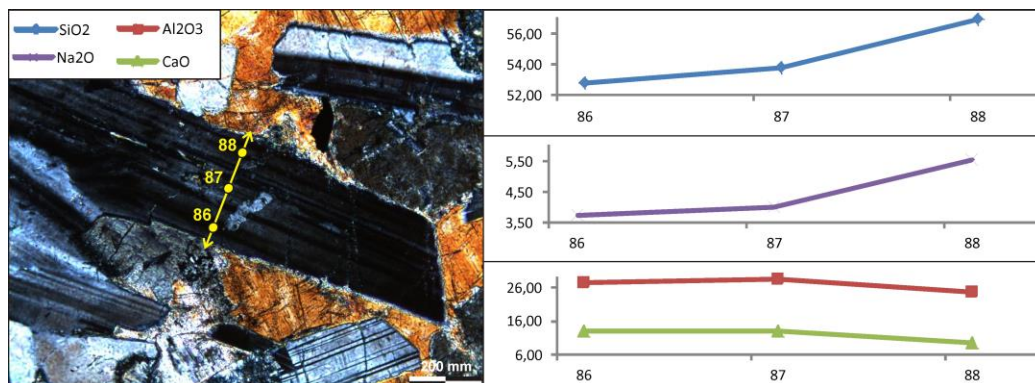


Figura 5.12: Perfil químico realizado em seção transversal de grãos de plagioclásio do metaolivina gabro (Pet-006C).

Padrões similares foram observados em perfis longitudinais (segundo o eixo maior), quanto ao comportamento exibido pelos valores de CaO e Al_2O_3 , as bordas próximas as regiões de reação com olivina exibem padrões inversos (Fig. 5.13). Os padrões de Na_2O e SiO_2 não são regulares entre os grãos e as direções de perfis, o que sugere um zoneamento químico, acentuado ao longo do seu eixo menor, corroborado pelas estruturas paralelas ao eixo maior dos grãos, como, por exemplo, maclas, dominadas por processos magmáticos, *e.g.* zoneamento oscilatório.

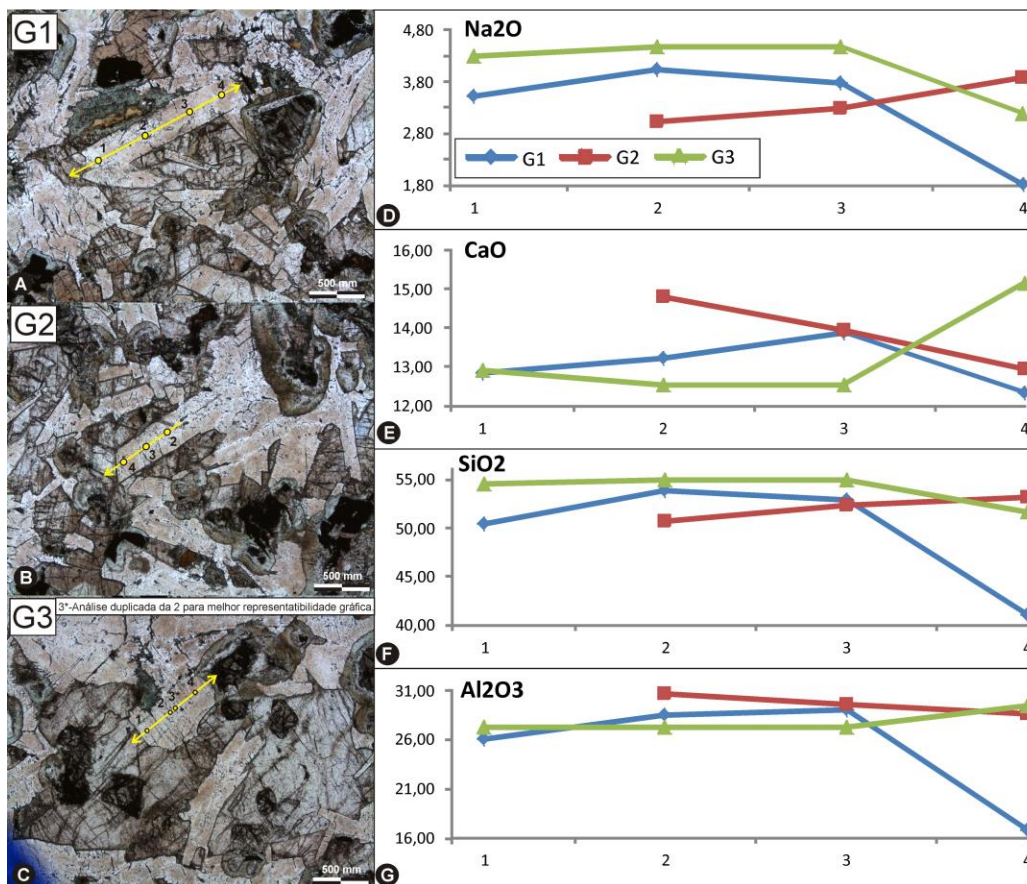


Figura 5.13: A) Perfil longitudinal e transversal em grão de plagioclásio (4x, LN), B) perfil longitudinal do grão anterior, C) perfil transversal do grão anterior, D) grão perfilado de plagioclásio (4x, LN), E) perfil do grão anterior, F) grão submetido a análises longitudinais (4x), G) perfil do grão anterior.

Os padrões químicos do plagioclásio, nos diversos litotipos, estão intimamente relacionados aos processos a quais essas variedades de metamafitos foram submetidas, em virtude de que o conteúdo de anortita, nos metamorfitos, está relacionado ao incremento do grau metamórfico (*e.g.* Beck 1913) e que as substituições isomórficas de Na e Si por Ca e Al, que formam soluções sólidas, são termodinamicamente dependentes, como detalhado no Capítulo 7. Em linhas gerais, o metagabro coronítico (Pet-006C), variedade nitidamente dominada por arranjos magmáticos primários como, por exemplo, texturas sub-óptica e intergranular,

apresenta plagioclásio mais cálcico e aluminoso, que varia de An_{48-80} , com significativa diluição desses componentes, associada a incrementos de Na_2O e SiO_2 . À medida em que as feições metamórfico/deformacionais se tornam mais intensas, o granada anfibolito nematoblástico muda sua composição para An_{28-40} , o protomilonitizado/milonitizado para An_{20-31} e o metagabro (Pet-004B) para uma média de $An_{4,5}$ e os núcleos cálcicos exibem 30% desse componente (Fig. 5.14).

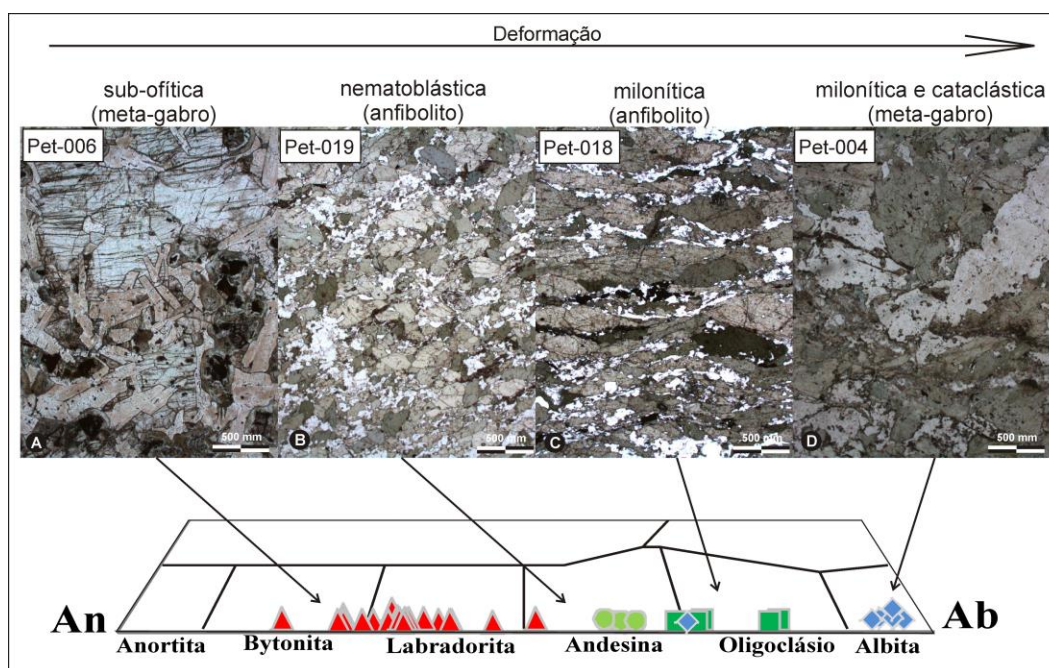


Figura 5.14: Relação entre textura e composição do plagioclásio nos diferentes metamafitos do Complexo Petúnia. A) Olivina metagabro coronítico (Pet-006C), B) granada anfibolito nematoblástico (Pet-019), C) granada anfibolito protomilonitizado/milonitizado (Pet-018A), e, D) metagabro (Pet-004).

5.2.2.2- Anfibólios

Os anfibólios das variedades metamáficas do CP exibem composições cálcicas, de acordo com a condição $(Ca + Na)B > 1,00$, de Leake *et al.* (1997), e, ${}^B Ca/{}^B (Ca + Na) \geq 0.75$ de Hawthorne *et al.* (2012). O metagabro (Pet-04) exhibe valores de $(Na + K)A < 0,5$, que incidem em campos da magnésio hornblenda, segundo Leake (*op. cit.*, Fig. 5.15A). No entanto, valores inferiores a 0,5 de $(Na+K+2Ca)[A]$ e $(Al^{VI}+Fe^3++2Ti)[C]$ posicionam este anfibólio no campo da tremolita (Hawthorne, 2012, Fig. 5.15C).

O granada anfibolito nematoblástico (Pet-019), diante de seus valores ligeiramente inferiores a 0,5 da soma de $(Na + K)[A]$, segundo Leake *et al.* (1997), apresenta composição

ferro-tschermakítica, nos núcleos dos grãos, e tschermakítica nas bordas e posiciona-se no campo da magnésio hornblenda, segundo Hawthorne *et al.* (2012, Figs. 5.15A e C).

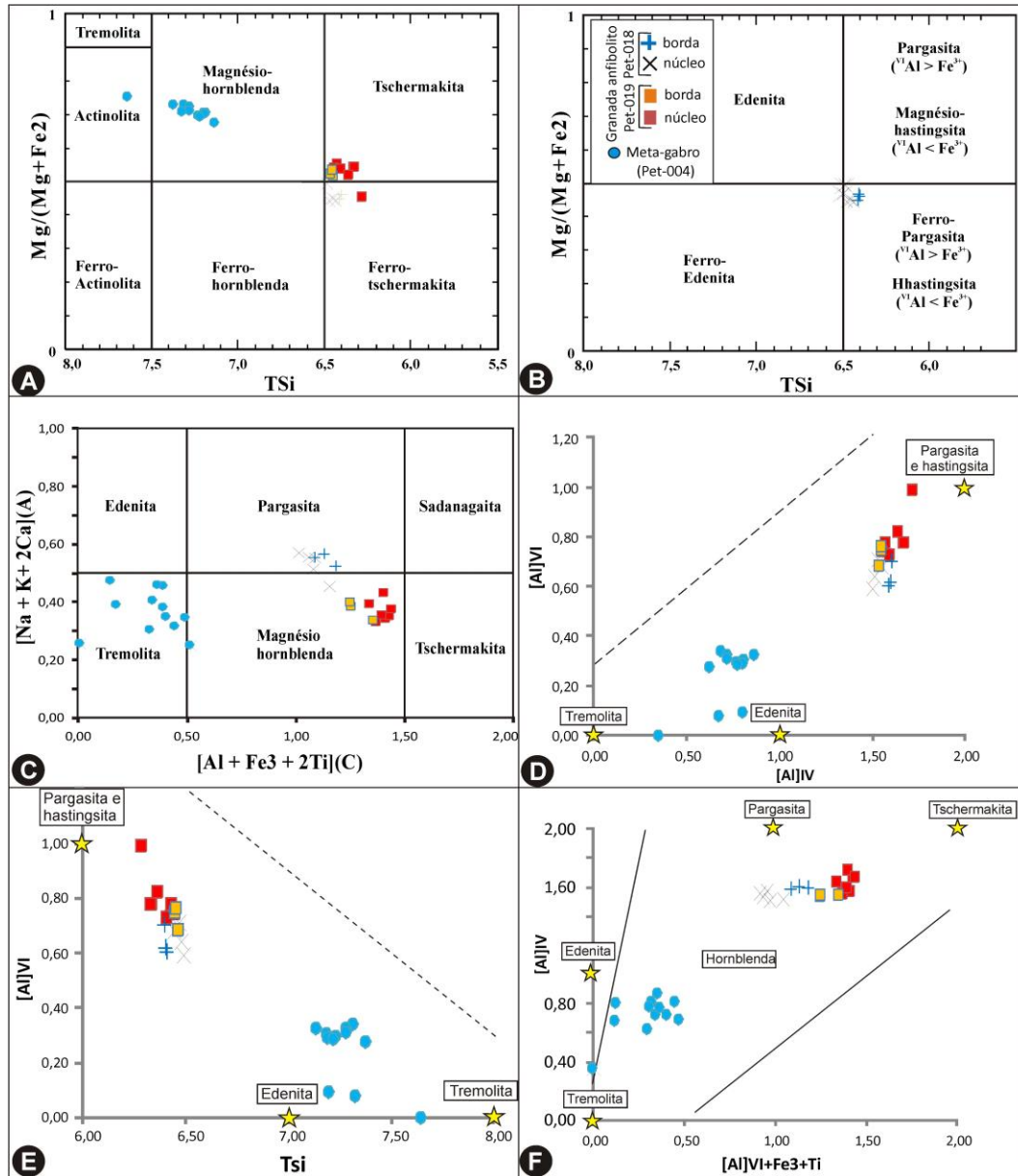


Figura 5.15: Classificação de anfibólio cálcico, segundo Leake (1997), para: A) $Na+K(A) < 0,50$, aplicável aos metagabros e granada anfibolito (Pet-019), B) $Na+K(A) > 0,5$ aplicável para o granada anfibolito (Pet-018A). C) Classificação de anfibólio cálcico segundo Hawthorne *et al.* (2012). Diagramas binários entre o conteúdo de: D) Al^{IV} - $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$, E) Al^{VI} - Al^{IV} , e, F) Al^{VI} - TSi . Campos de composições puras e linha contínua por Deer *et al.* (1992). Linhas tracejadas, indicativas da máxima alocação de Al^{VI} em anfibólios cálcicos, por Leake (1965). Fórmula estrutural foi calculada com base em 23 oxigênios (segundo Derr *et al.* 1967).

O anfibólio do granada anfibolito protomilonitizado/milonitizado (Pet-018) exhibe valores de $(Na + K) > 0,5$ e $Al^{VI} > Fe^{3+}$, incide em regiões limítrofes entre as composições de

ferro-pargasita, ferro–edenítica e edeníticas (Fig. 5.15B), segundo Leake (*op. cit.*) e em campo pargasítico segundo Hawthorne *et al.* (2012).

Diagramas binários, baseados no conteúdo do Al^{IV} na posição T, Al^{VI} na posição C, SiO_2 e o somatório do conteúdo de átomos trivalentes na posição C, segundo Deer *et al.* (1992), posicionam o anfibólio dos granada anfibólitos em agrupamentos no campo da hornblenda e o metagabro (Pet-004) próximo a composições de pargasita e edenita (Figs 5.15D-F). Os núcleos dos grãos de anfibólio do anfibólito (Pet-019) exibem os maiores conteúdos de Al^{VI}/Al^{IV} e $Al^{VI}/(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)$, precedidos pelos valores de suas bordas e, sucessivamente, pelos valores do anfibólito milonitizado.

Em perfil químico realizado em grão xenoblástico à custa de clinopiroxênio (uralitização), na variedade metagabroica (Pet-004), observa-se um incremento de SiO_2 , MnO e MgO, com nítida diluição nos valores de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O (Fig. 5.16).

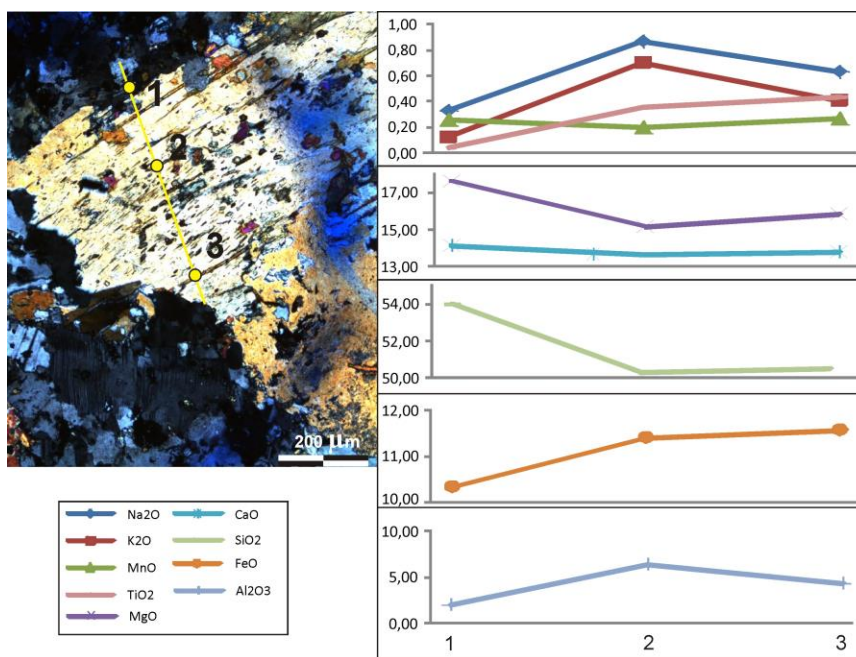


Figura 5.16: A) Perfil químico em grão xenoblástico de anfibólio às custas de clinopiroxênio, por processo de uralitização, em variedade metagabroica (Pet-004).

Na comparação do conteúdo dos anfibólios dos granada anfibólitos verifica-se um incremento nos valores de Na, K, Ca, Fe^{2+} , associado a uma diminuição nos valores de Al^I , Ti e, conseqüentemente, $(Al^{VI}+ Fe^{3+}+Ti)$, da variedade nematoblástica para a

protomilonítica/milonítica (Fig. 5.15 e 5.17). Comportamentos similares ocorrem nas variações dos núcleos e bordas dos anfibólios dessas variedades. De modo geral, há um decréscimo nos valores de Na, $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$, Al^{IV} , associado a uma elevação nos teores de Ca, K, Fe^{2+} e $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, que é evidente na variedade Pet-019. A variedade milonitizada exibe padrões inversos na maioria dos pares (Fig. 5.17).

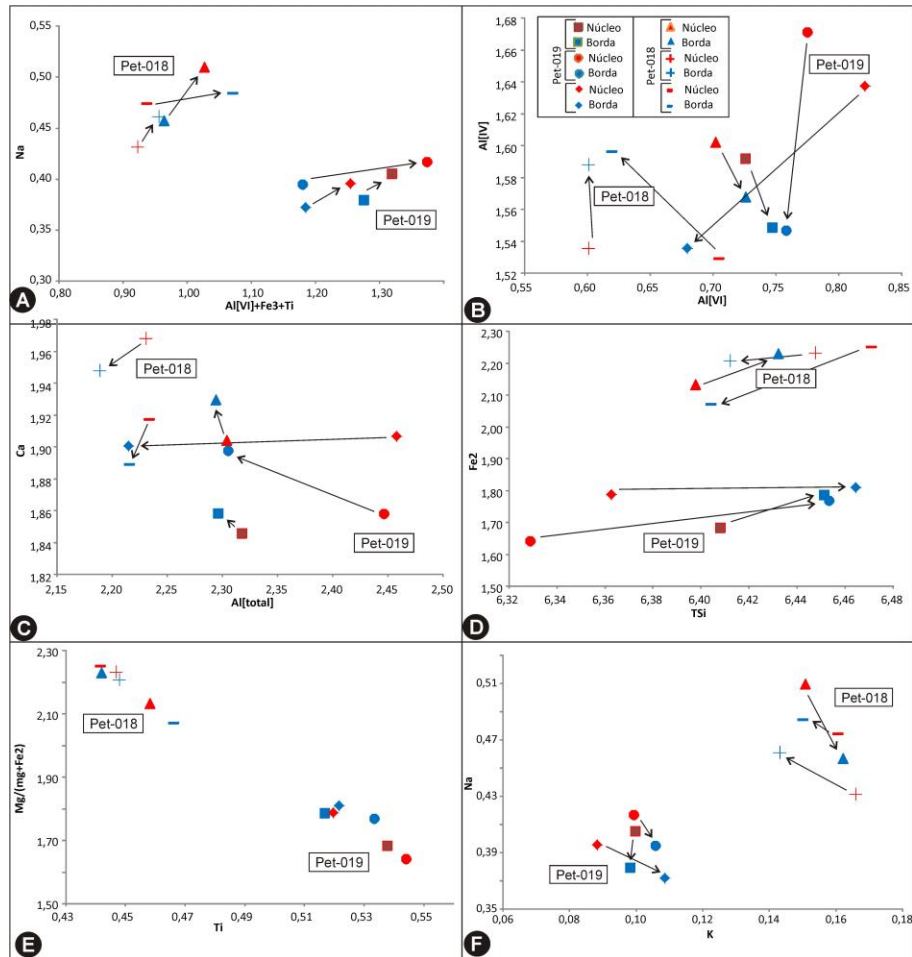


Figura 5. 17: Diagramas binários com valores de núcleo e borda de grãos nematoblásticos de anfibólio dos granada anfibolitos, em: A) Na-($Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$), B) $Al^{IV} - Al^{VI}$, C) Ca- Al^{total} , D) $Fe^{2+} - TSi$, E) $Mg\# - Ti$, e, F) Na-K.

Foram executadas três análises representativas no anfibólio que constitui agregados fibro-radiais em coronas de reação entre olivina e plagioclásio no metaolivina gabro (Pet-006C), uma em variedade de coloração amarronzada e outras duas em variedades esverdeadas. A variedade esverdeada exibe composição cálcica, com valores de $(Ca+Na)[B]$ em torno de 1,90, com valores em torno de 0,10 para $(Na+K)[A]$ e 1,00 para a relação $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ e é classificada como ferro-tschermakita subsilícica (Leake, 1967), com valores de TSi acima de 5,0 e uma razão Al^{IV}/Al^{VI} em torno de 2,7. A variedade amarronzada agrupa-se segundo

composições de Fe-Mn-Mg, com valores orbitando em torno de 0,1 para (Na+K)[B], 0,75 para (Na+K)[A], com $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ em torno de 0,70 e razão Al^{IV}/Al^{VI} igual a 2,1, sendo classificado, segundo Leake (1967), como gedrita.

5.2.2.3- Granada

A granada nos metamafitos do CP ocorre exclusivamente nos anfibolitos. Seu conteúdo químico não demonstrou variação composicional quanto à variedade textural, e exibe, tanto na variedade nematoblástica, quanto na milonitizada, uma composição média de 70% da série da pirlaspita e 30% de ugrandita. No geral, apresenta um expressivo conteúdo do componente almandina (Alm_{54-58}) e grossulária (Grs_{25-31}), com menores teores de piropo (Prp_{6-10}) e espessartita (Sps_{4-10}), com subordinada andradita (And_{0-6}). A figura 5.18 mostra o conteúdo das granadas em sistema ternário Prp-Alm-Grs.

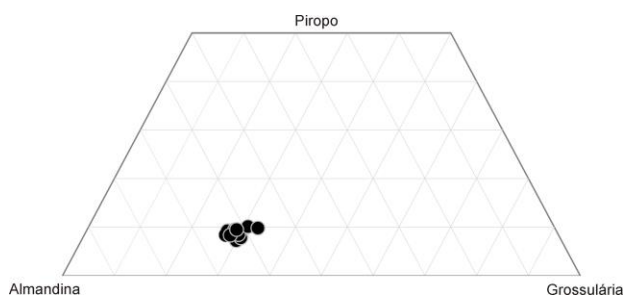


Figura 5.18: Diagrama ternário de piropo-almandina-grossulária com os valores da granada dos anfibolitos do CP.

Em perfis químicos executados transversais aos grãos foi observado, independente da variedade, um incremento de CaO , SiO_2 e Al_2O_3 associado a subtrações nos teores de MnO e MgO (Fig. 5.19).

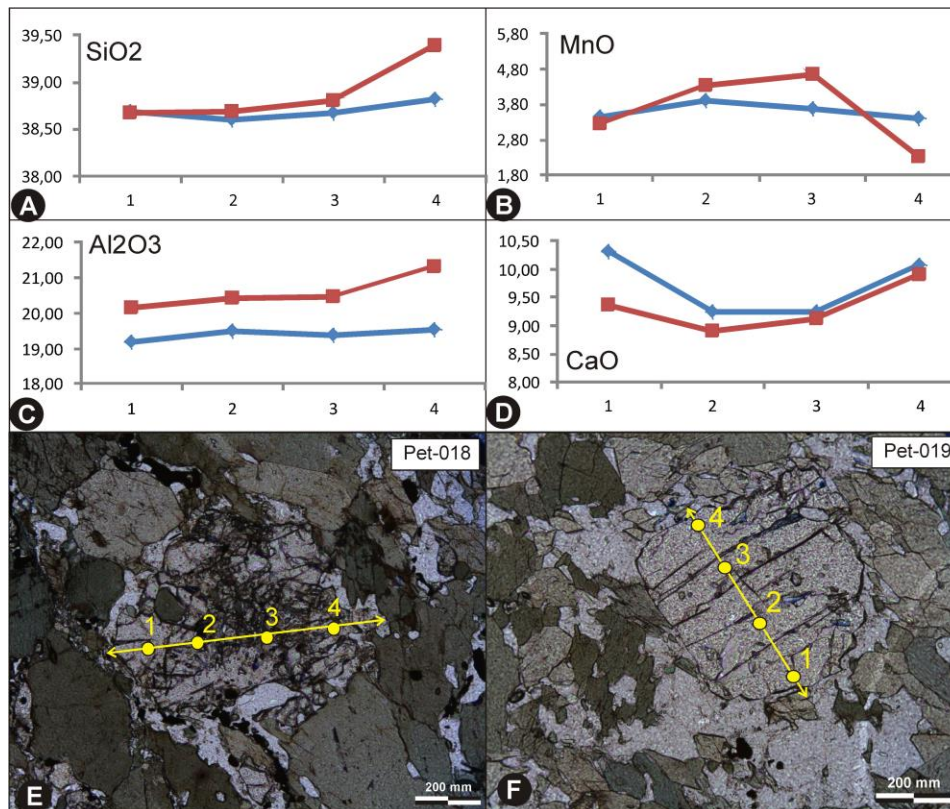


Figura 5.19: Perfil químico de: A) SiO₂, B) MnO, C) Al₂O₃, e, D) CaO, em variedade de: E) granada anfibolito milonitizado (Pet-018), e, F) granada anfibolito granoblástico.

5.2.2.4- Clinopiroxênio

O clinopiroxênio nas variedades metamáficas do CP ocorre exclusivamente nos metagabros (Pet-004 e Pet-006) e apresenta composição distinta entre essas variedades. O clinopiroxênio do metagabro (Pet-004) incide no campo do diopsídio e, o do metaolivina gabro (Pet-006), no campo da augita (Fig. 5.20A). A composição desse mineral no metagabro (Pet-004) exibe uma maior heterogeneidade no seu conteúdo químico, o que é refletido em dispersão de seus valores quando plotados em diagramas binários (Fig. 5.20). Essa variedade apresenta os maiores valores de álcalis (Na₂O e K₂O) e CaO e os menores de MgO, TiO₂, e agrupa-se em campos específicos e distintos em relação ao seu congênere do ponto 006 (Fig. 5.20).

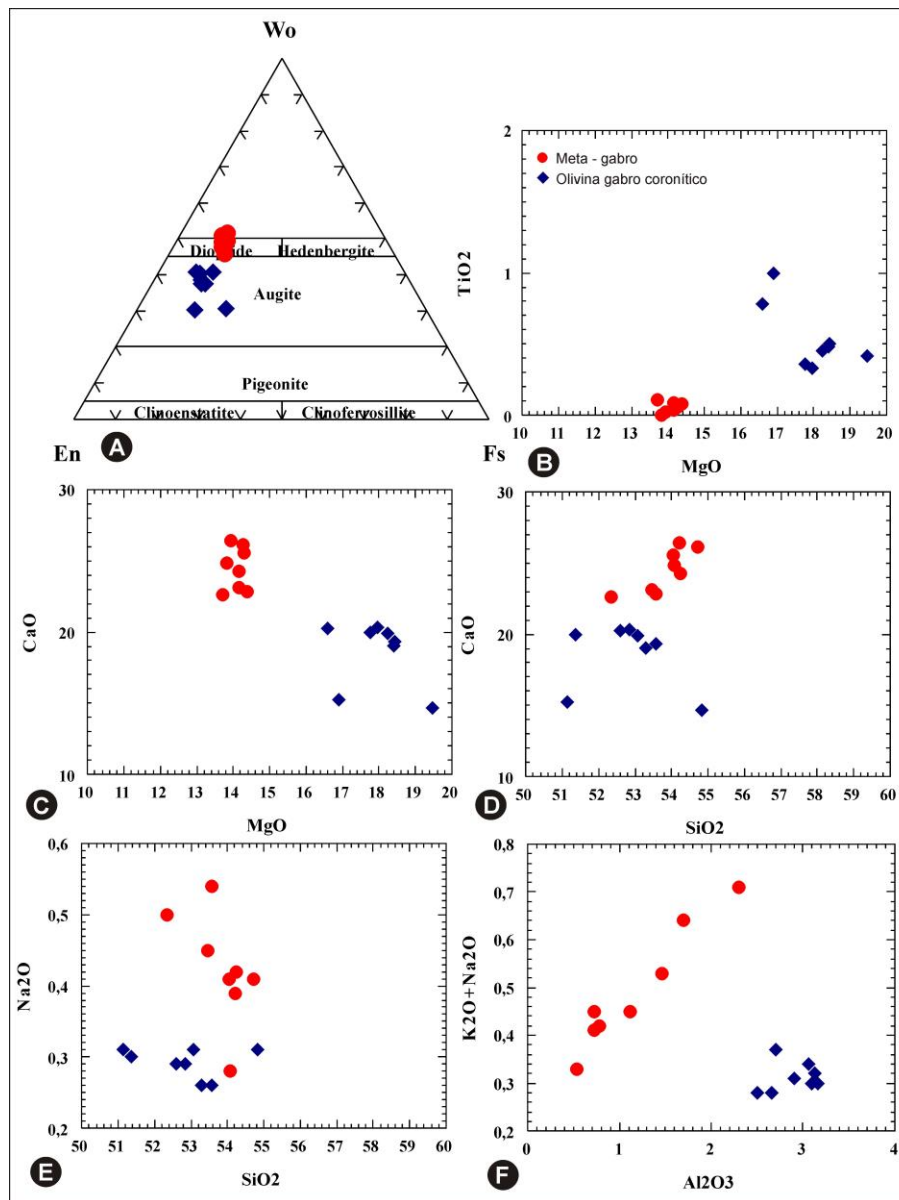


Figura 5.20: A) Diagrama de classificação do clinopiroxênio (Poldervaat & Hess 1951). Diagramas binários de elementos maiores: B) TiO₂-MgO, C) MgO-CaO, D) SiO₂-CaO, E) SiO₂-Na₂O, e, F) Al₂O₃-(K₂O+Na₂O).

Em perfil químico realizado ao longo de transecto em grão intergranular de trama sub-ofítica do olivina gabro coronítico foi observado um sútil incremento de MgO, MnO, Na₂O e FeO, associado a um decréscimo nos valores de CaO, TiO₂ e Al₂O₃ (Fig. 5.21A e 5.22), revelou padrões de zoneamento oscilatório (fig. 5.22), de modo geral com MgO, TiO₂ e FeO em comportamento inverso com o de MnO, CaO e Al₂O₃. Perfis executados em grãos reliquias na variedade metagabroica cataclásada (Pet-004), apontam elevação nos valores de TiO₂, Al₂O₃ e MgO com diminuição nos valores de MnO e CaO (Fig. 5.21).

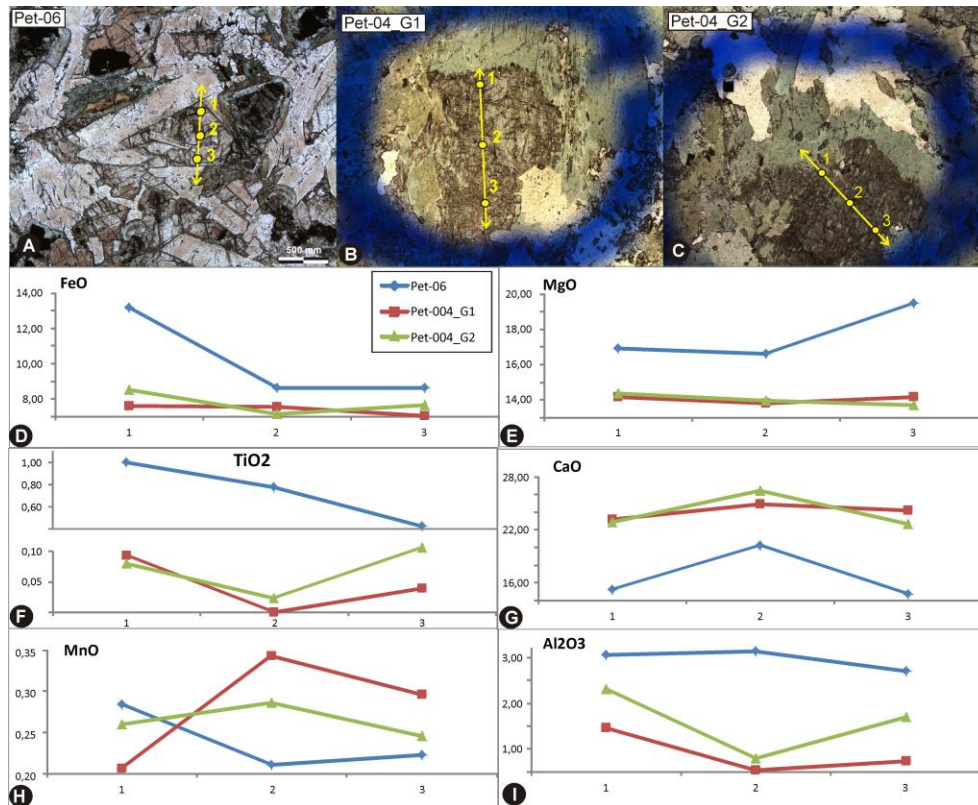


Figura 5.21: A) Perfil químico em clinopiroxênio do metagabro coronítico (Pet-006), C e B) perfil químico em clinopiroxênio reliquiar parcialmente transformado em anfibólio, por processo de uralitização (Pet-004). Valores de: D) FeO, E) MgO, F) TiO₂, G) CaO, H) MnO, e, I) Al₂O₃.

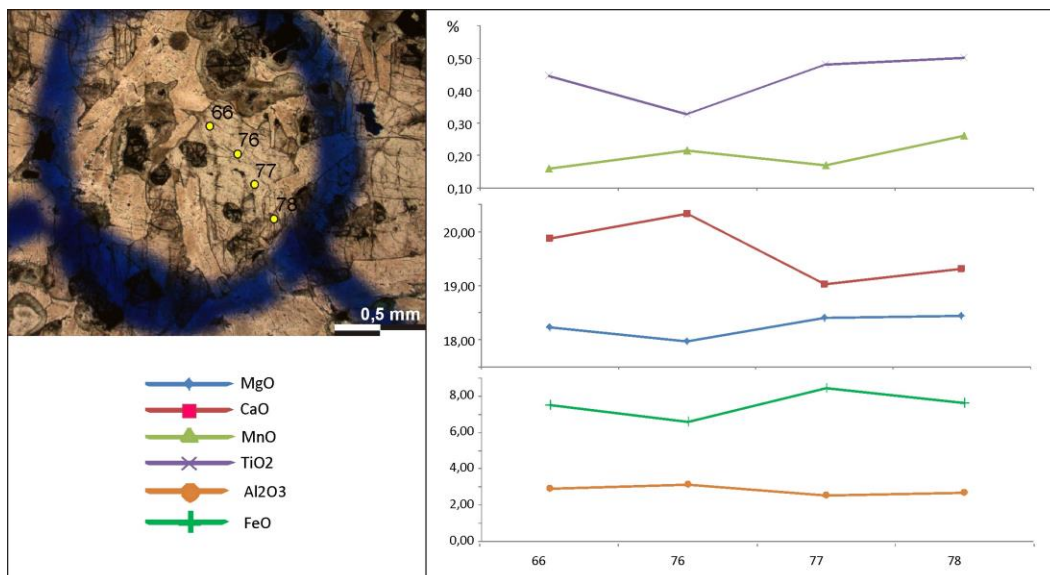


Figura 5.22: Perfil químico realizado em grão de clinopiroxênio do metagabro coronítico (Pet-006C).

5.2.2.5- Olivina

A olivina, exclusiva da variedade metaolivina gabro coronítico (Pet-006C), foi analisada em núcleos de grãos anédricos reliquiais, inclusos ou que ocupam espaços intergranulares de clinopiroxênio e plagioclásio e que desenvolvem características coronas múltiplas quando em contato com esse último. De modo geral, a olivina exibe um conteúdo de $Fe_{0.64-0.73}$, com média de $Fe_{0.66}$, e incide no campo da hialosiderita a crisólita (Fig. 5.23), com um conteúdo de MnO que varia de 0,25 a 0,41%, com média de 0,33%.

5.2.2.6- Ortopiroxênio

O ortopiroxênio, exclusivo do metagabro coronítico (Pet-006), constitui escassos grãos ígneos, em conteúdo acessório, e raros grãos reliquiais, em agregados serpentinizados, constituindo corona concêntrica ao redor de olivina. Esta variedade exibe composição em torno de $En_{72}Fs_{28}Wo_{0.8}$ e se classifica como enstatita (Deer *et al.* 1992).

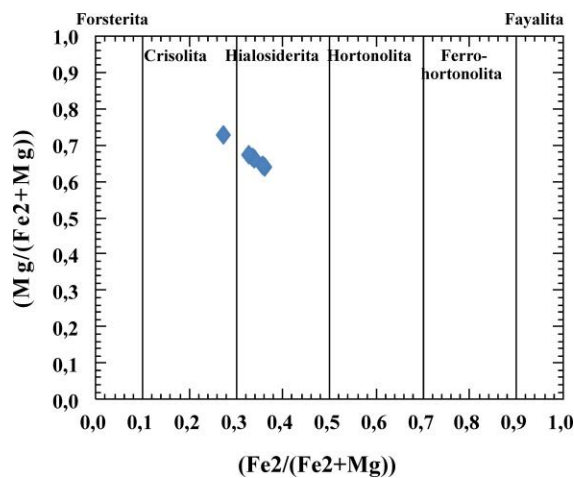


Figura 5.23: Diagrama classificatório da olivina do metaolivina gabro coronítico do CP.

5.2.2.7- Titanita

Análises de núcleos de titanita foram executadas nas variedades de granada anfíbolitos, com os da amostra Pet-018A ligeiramente mais enriquecidos em FeO (~0,44%), CaO (~30,20%) e TiO_2 (~39,80%), frente a média de 0,24%, 29,20% e 37,70%, respectivamente, para as do

granada anfibolito nematoblástico (Pet-019). Ambas as variedades exibem um conteúdo em torno de 0,04 de Al# [Al/(Al+Ti)] e uma razão de Al₂O₃/TiO₂ que orbita em torno de 0,03.

5.2.2.8- Epidoto

Foi executada uma análise em epidoto (pistacita) xenoblástico fino formado à custa de plagioclásio, a qual apresenta um conteúdo de 24,30% de CaO, 10,00% de FeO e 24,00% de Al₂O₃, o que resulta em 2,0, 0,65 e 2,25 *apu*, respectivamente para Ca, Fe³⁺ e Al.

5.3- DOMÍNIO ANDRELÂNDIA

5.3.1- Metamáficas

Foi selecionada, para análises químicas pontuais, uma diversidade de corpos anfibolíticos, posicionados em meio às unidades metassedimentares neoproterozóicas (Cap. 2), com assinaturas litogeoquímicas compatíveis e diverso conteúdo mineral e textural. Para a determinação do conteúdo químico das rochas metamáficas da região de Andrelândia foram selecionados corpos que foram submetidos a processos distintos, sendo uma amostra de anfibolito da NA (And-006), uma de anfibolito da NLD (Ibit-01), além de 4 amostras de anfibolitos da NL (um epidoto anfibolito com simplectita de quartzo em epidoto (And-007), um granada anfibolito (288), um epidoto anfibolito (metagabro) e um anfibolito nematoblástico (And-004).

5.3.1.1- Anfibólio

A composição química do anfibólio nos anfibolitos da região de Andrelândia é a de variedade cálcica, com 11,30 a 12,81% de CaO, e constitui agrupamentos segundo suas variedades, em arranjo linear contínuo desde ferro-hornblenda tschermakítica a actinolita (Fig. 5.24A, Hawthorne 1981), com a maciça incidência no campo da magnésio hornblenda (Hawthorne, 1981 e Hawthorne *et al.* 2012). A exceção é o anfibólio da NLD que incide no campo da tschermakita e, alguns valores de núcleos de anfibólio do epidoto anfibolito da NL (And-07), que incidem no campo da tremolita (Fig. 5.24A). Caracteristicamente, essas variedades, apresentam uma variação composicional, a partir dos núcleos para as bordas dos grãos, com núcleos em campos de hornblenda tschermakítica a magnésiana, e as bordas em campos de hornblenda actinolítica a actinolita, acompanhada por uma diminuição expressiva nos valores de Al₂O₃, TiO₂ e alcális (Fig. 5.24 e 5.25).

Os núcleos de anfibólio do granada anfibolito da NLD (Ibit-01), NA (And-006) e NL (288), apresentam os maiores valores de Al_2O_3 , associados aos menores valores de MgO , sucedidos pelo epidoto anfibolito (And-07), anfibolito (And-04) e epidoto anfibolito (metagabro) da NL (Figs 5.24B-E).

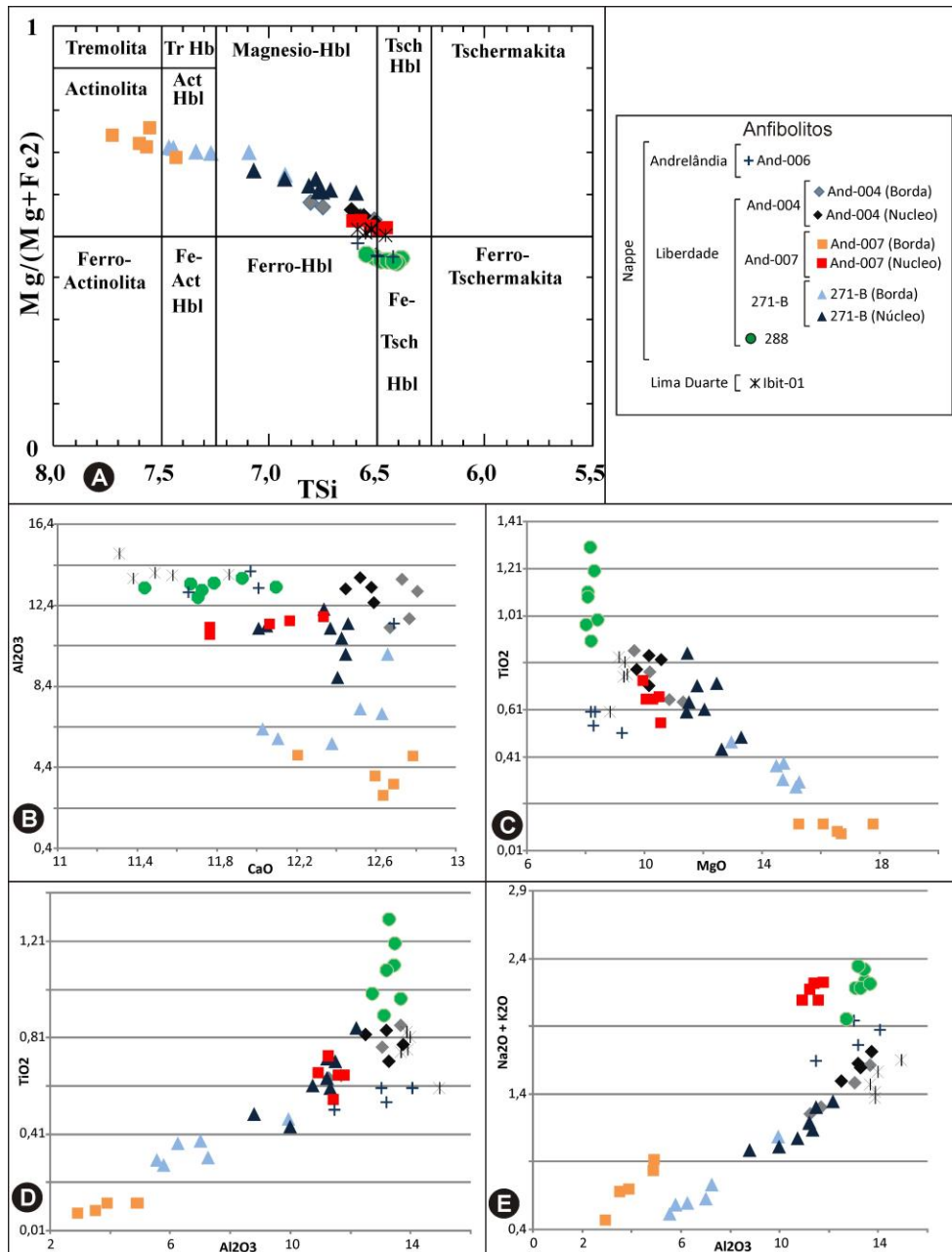


Figura 5.24: A) Composição do anfibólio dos anfibolitos da região de Andrelândia. Diagramas binários com as composições de núcleos e bordas de anfibólio dos anfibolitos da região de Andrelândia: B) Al_2O_3 - CaO , C) TiO_2 - MgO , D) Al_2O_3 - TiO_2 , e, E) Al_2O_3 -álcalis (Na_2O+K_2O).

Em diagramas binários Al^{IV} versus TSi delineou-se um alinhamento entre as variedades, com os valores de núcleos dos anfibólitos exibindo maiores razões Al^{IV}/TSi , o mesmo padrão exibido pelo confronto entre Al^{IV} versus $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ na posição A (Fig. 5.24 e 5.25). Destacam-se os maiores conteúdos da razão $Al^{IV}/(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)^{(A)}$ para o anfibólio da NLD (Ibit-01) sucedido pelos valores de regiões nucleares do anfibólio dos demais anfibólitos que estão posicionados em região composicional de hornblenda, segundo Leake *et al.* (1997).

O diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ versus $Fe^{3+}/(Fe^{3+}-Al^{VI})$ mostra tendências lineares onde os valores de borda dos grãos exibem as maiores razões $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]/[Fe^{3+}/(Fe^{3+}-Al^{VI})]$ e estão agrupados segundo suas variedades. Os núcleos dos grãos de anfibólio dos corpos de granada anfibólito da NA (And-006) e o da NL (288) exibem os menores valores de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, o que reflete seu maior conteúdo global de ferro em relação aos seus congêneres (Fig. 5.25D)

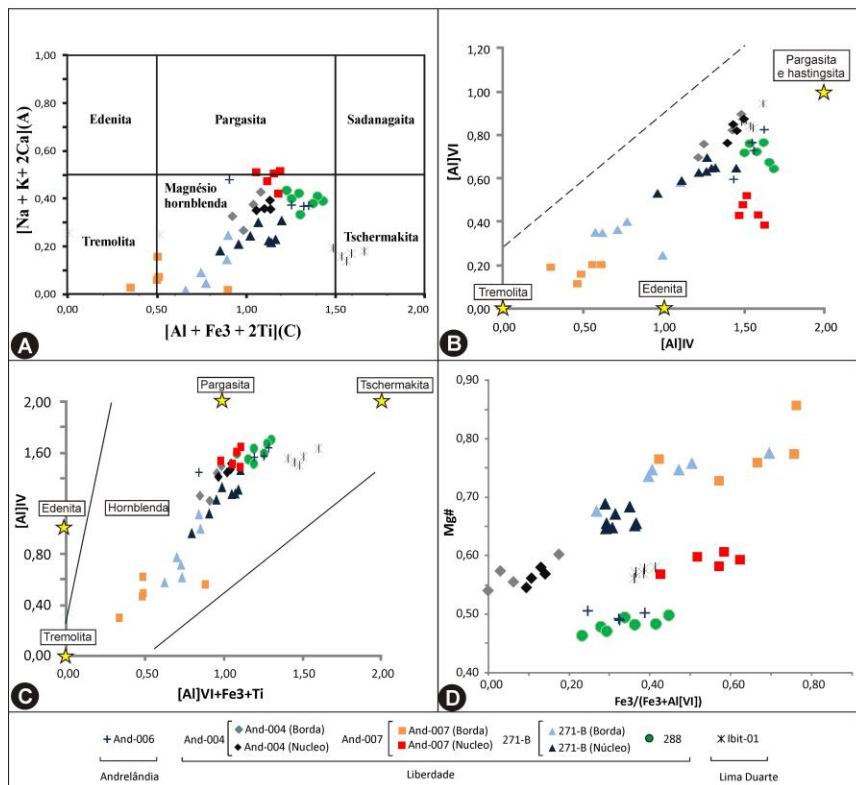


Figura 5.25: A) Diagrama de classificação de anfibólio cálcico segundo Hawthorne *et al.* (2012), B) $Al^{VI}-Al^{IV}$, C) $Al^{IV}-Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti(A)$, e, D) $Mg/(Mg+Fe^{2+})-Fe^{3+}/(Fe^{3+}-Al^{VI})$. Campos de composições puras e linha contínua por Deer *et al.* (1992). Linhas tracejadas, indicativas da máxima alocação de Al^{VI} em anfibólio cálcico (Leake, 1978). Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênios (segundo Derr *et al.* 1967).

5.3.1.2- Plagioclásio

O plagioclásio nos metamafitos da região de Andrelândia apresenta composições que variam de anortita a oligoclásio (Fig. 5.26A). O plagioclásio do anfibolito com titanita (And-04) agrupou-se em campos de composição mais cálcica, que varia de An_{89,40} a An_{91,60}, sucedido pelo metagabro da NL (271, An_{40,10} a An_{72,30}) e o anfibolito da NLD (Ibit-01, An_{46,45} a An_{57,30}), que varia de bytownita a andesina.

Por sua vez, o plagioclásio do granada anfibolito da NL (288) exibe composição de labradorita a andesina, An_{31,45} a An_{56,85}. O plagioclásio do granada anfibolito (And-07), da mesma *Nappe*, tem composição de andesina, An_{29,40} a An_{40,55}. O plagioclásio do (epidoto) granada anfibolito da NA apresenta uma ampla variação composicional, varia de labradorita até conteúdos mais sódicos, oligoclásio, em intervalo de An_{25,65} a An_{66,55} (Fig. 5.26).

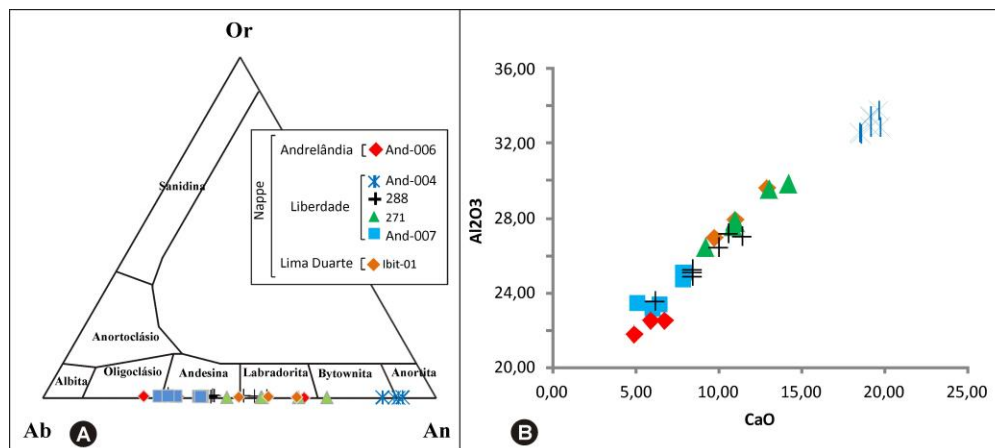


Figura 5.26: A) Diagrama ternário Or-Ab-An com as análises de plagioclásio dos metamafitos da região de Andrelândia, e, B) diagrama binário Al₂O₃-CaO do plagioclásio das metamáficas da região de Andrelândia.

De um modo geral, observa-se que o conteúdo de anortita no plagioclásio é inversamente proporcional ao de granada. O plagioclásio das variedades granatíferas tem composições mais sódicas do que aquelas rochas sem granada.

5.3.1.3- Granada

As análises de granada foram realizadas em granada anfibolito da NLD (Ibit-01) e da NL (288). A primeira exibe uma composição química que varia de 22,75 a 24,32% na série da

ugrandita e 75,60 a 77,20% na série da *piralspita*, com composição $Alm_{62}Gro_{22}Py_{10}Spe_{3,5}And_{2,5}$. A granada do granada anfibolito da NL exibe composição $Alm_{55}Gros_{30}Py_{10}Spe_{3,5}And_{1,5}$, variando de 28 a 32% da série da *ugrandita* e 68 a 71,5% da *piralspita*.

5.3.1.4- Biotita

A biotita ocorre em lamelas sub- a idioblásticas finas e é formada tipicamente às custas de granada e hornblenda. Apresenta uma composição rica em ferro, com Fe# em torno de 0,55, com uma soma dos cations do sítio X (Ca + Na+ K +Ba) que orbita em torno de 1,7 e incide no campo da biotita, na classificação de Derr *et al.* (1992, Fig. 5.27).

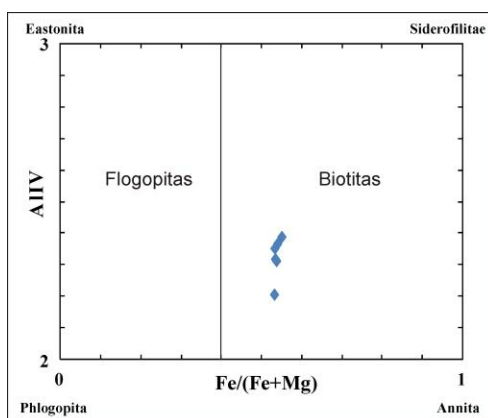


Figura 5.27: Diagrama de classificação da biotita da região de Andrelândia segundo Derr *et al.* (1967).

5.3.1.5- Epidoto

Para análises de epidoto foram selecionadas duas amostras de anfibolitos da NL, uma do epidoto anfibolito com titanita (And-007), caracteristicamente com simplectitas de quartzo em epidoto, e a outra, do epidoto anfibolito (metagabro, amostra 271-B). O epidoto da And-007 apresenta-se menos aluminoso (~22,50%) e menos cálcio (~23,40%) com elevados teores de FeO (~11,80%) em relação ao seu congênere metagabroico, com valores em torno de 24,15% de CaO, 27,10 de Al_2O_3 e 5,75% de FeO, sem correção. De modo geral, essa variedade mostra-se com teores maiores de MgO e TiO_2 , com uma média de 0,30% e 0,15% respectivamente, ante valores médios em torno de 0,07 para ambos os óxidos, da amostra 271-B

5.3.1.6- Titanita

Foram executadas análises de titanita em quatro variedades anfibolíticas, uma em domínios da NA (And-006) e três da NL (And-004, And-007 e 271). De modo geral, exibem um conteúdo químico similar, com valores, em média, situados em torno de 38,25% de TiO_2 , 29,40 de CaO e 1,00% de Al_2O_3 . No entanto, variações tênues ocorrem entre as variedades, com o epidoto do granada anfibolito da NA (And-006) exibindo os menores valores de Al#, Al_2O_3 e CaO, associado aos maiores teores de FeO, em contraste com o epidoto do anfibolito AND-04 (NL) que tem os maiores valores de Al#, Al_2O_3 e CaO, com teores crescentes desses óxidos rumo a borda do grão (Fig. 5.28).

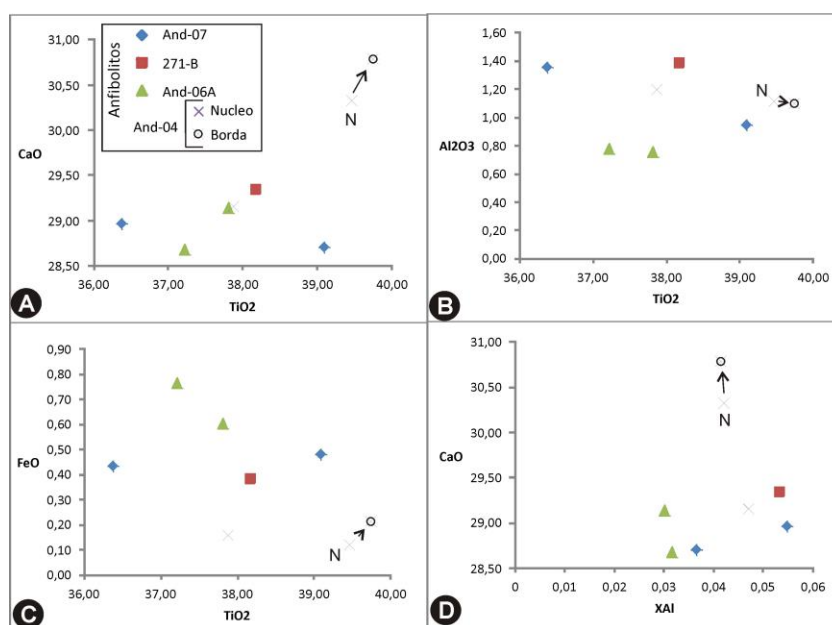


Figura 5.28: Diagramas binários dos conteúdos de titanita de: A) CaO- TiO_2 , B) Al_2O_3 - TiO_2 , C) FeO- TiO_2 , e, D) Ca-Al.

5.3.2- Metarrodíngito

Foram selecionados 4 amostras para análises químicas minerais no metarrodíngito (amostras 149-4-1, 149-2, 149-O-R e 149-2-A), cuja caracterização petrográfica e litogeoquímica encontra-se em Pinheiro & Suita (2012) e Pinheiro & Suita (2013, em preparação), anexado como parte integrante do conteúdo deste trabalho.

5.3.2.1- Clinopiroxênio

O clinopiroxênio apresenta-se como granoblastos equigranulares xenomórficos, constitui arranjo em mosaico com granada e hornblenda, e está intercrescido com plagioclásio em arranjos simplectítico, lamelar e globular, exclusivamente ao redor de granada, com epidoto e ilmenita associados (Cap. 4).

Os núcleos granoblásticos exibem composições no campo ligeiramente acima do diopsídio, com conteúdo médio de $En_{35,4}Fs_{11,4}Wo_{53,3}$ e as maiores razões TiO_2/Al_2O_3 . O clinopiroxênio das lamelas simplectíticas, ao redor de granada, incide em posições limítrofes superiores do campo do diopsídio, com média de $En_{41,2}Fs_{7,6}Wo_{51,2}$ e os menores valores de TiO_2/Al_2O_3 (Fig. 5.29). Quando analisados conjuntamente os conteúdos de núcleo e borda de grãos granoblásticos, observa-se um incremento de TiO_2 e Al_2O_3 do núcleo em direção as bordas, acompanhados por uma diminuição nos valores de MgO , com conseqüente diminuição do componente enstatita e associado a um incremento em wollastonita (Figs 5.29D e E). Este comportamento é o inverso do exibido nos padrões globais dos grãos simplectíticos e granoblásticos.

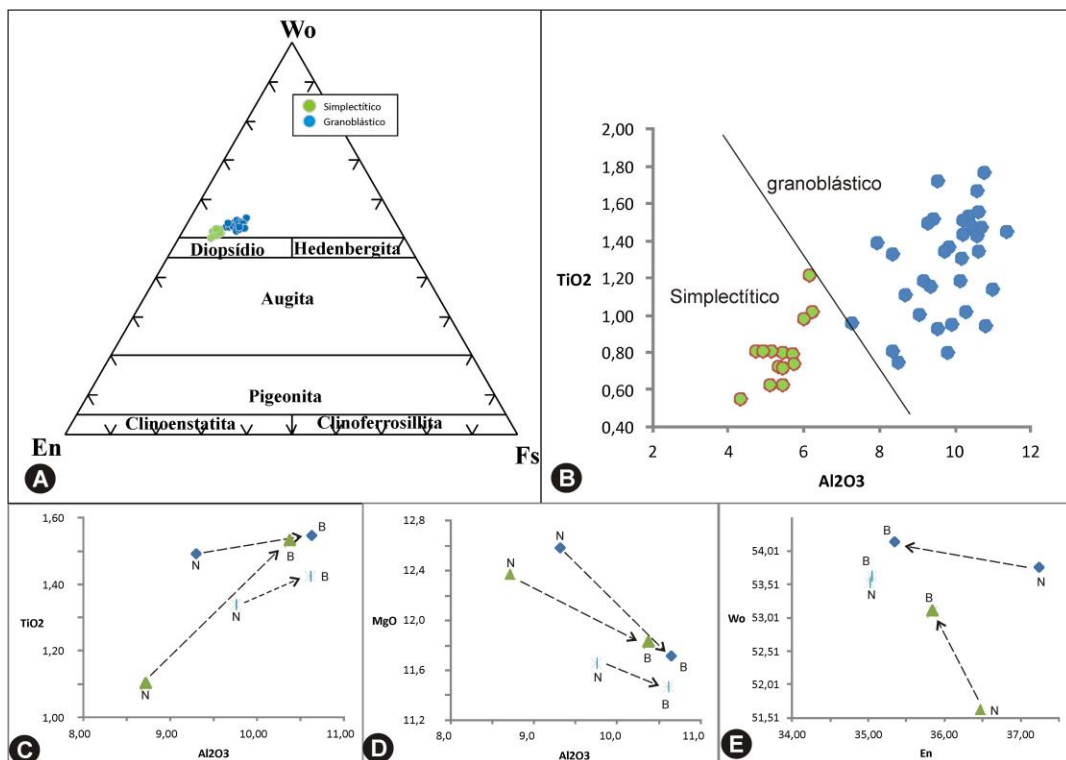


Figura 5.29: A) Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênio simplectítico e granoblástico, e, B) diagrama binário Al_2O_3 - TiO_2 dos grãos de clinopiroxênio simplectítico e granoblástico. Diagramas binários entre valores de núcleos (N) e bordas (b) de grãos granoblásticos de: C) Al_2O_3 - TiO_2 , D) MgO - Al_2O_3 , e, Wo - En .

5.3.2.2- Granada

A granada exibe conteúdos aproximados de 40% da série ugrandita e 60% da pirlaspita, com uma composição homogênea $\text{Alm}_{28-33}\text{Gro}_{35-42}\text{Py}_{24-31}$, com conteúdos inexpressivos de espessartita, andradita e uvarovita. Este mineral posiciona-se em campo de rochas submetidas a elevado grau metamórfico (Fig. 5.30A). Perfil químico realizado ao longo de diâmetro de grão granoblástico com clinopiroxênio associado, em mosaico, exibe elevação nos valores de TiO_2 , MgO e Al_2O_3 , do núcleo em relação as bordas, acompanhado de uma diluição no conteúdo de CaO e MnO (Fig. 5.30B).

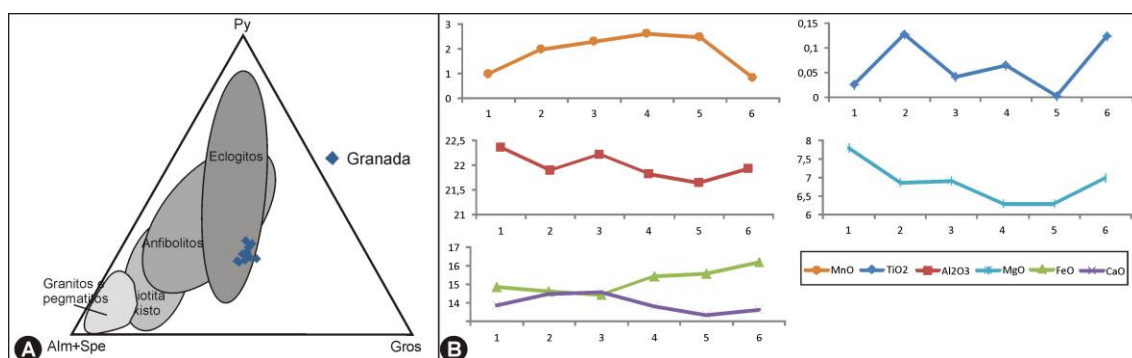


Figura 5.30: A) Diagrama triangular com os valores de granada do metarrodingito e com os campos discriminantes de Mange & Morton (2007). B) Perfil químico que secciona diâmetro de grão de granada granoblástica.

5.3.2.3- Clinoanfíbólio

O clinoanfíbólio apresenta composições distintas exibidas entre grãos granoblásticos e lamelas vermiformes e constitui arranjos simplectíticos com plagioclásio ao redor de granada. De modo geral, apresenta uma composição cálcica com valores de $(\text{Ca}+\text{Na})\text{B}$ em torno de 2,00, $(\text{Na}+\text{K})\text{A} < 0,5$ e Ti com, no máximo, 0,16% *apu*, sendo classificado como tschermakita segundo Leake *et al.* (1997) e varia de tschermakita a hornblenda tschermakítica, segundo Hawthorne (1981, Fig. 5.31). O diagrama binário do conteúdo de Al^{IV} versus Al^{VI} alinha os valores segundo uma tendência linear e os grãos simplectíticos exibem os maiores conteúdos de $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 5.31).

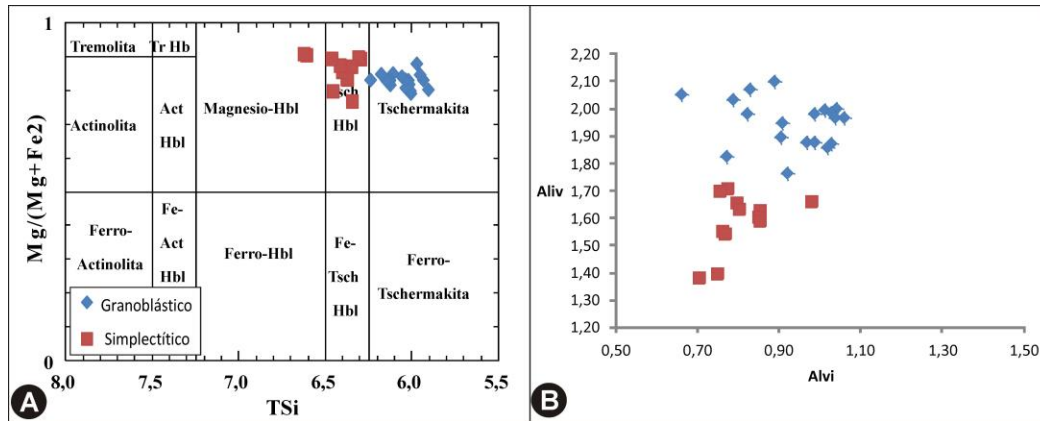


Figura 5.31: A) Diagrama de classificação do clinofanfibólio do metarrodingito (Hawthorne, 1981), e, B) diagrama de Al^{IV}-Al^{VI}.

5.3.2.4- Plagioclásio

O plagioclásio ocorre em lamelas xenoblásticas intercrescidas com clinopiroxênio e/ou anfibólio, com epidoto e ilmenita, exclusivamente ao redor de granadas em arranjo simplectítico (Pinheiro & Suita, 2012). Apresenta composição de anortita praticamente pura, com teor de An_{98,78-99,72}, e média de An_{99,40} (Fig. 5.32).

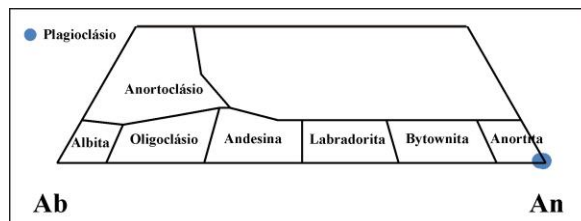


Figura 5.32: A) Diagrama triangular com composição do plagioclásio do metarrodingito.

5.3.2.5- Espinélio

No metarrodingito, ocorre o espinélio *sensu stricto* (Deer *et al.* 1992), pois a razão Mg/Fe²⁺ apresenta média em torno de 1,75, com valores mínimo de 1,34 e máximo de 2,20, com variação de 14,30 a 19,57% de FeO, 16,50 a 17,92% de MgO, 65,15 a 67,40% de Al₂O₃ e o conteúdo de TiO₂, atinge até 0,5%. Apresenta um conteúdo químico heterogêneo refletido na variação composicional a partir de regiões de núcleos e bordas de grãos granoblásticos em contatos com ilmenita, granada e clinopiroxênio.

As bordas exibem os maiores conteúdos de MgO, Al₂O₃ e TiO₂, com uma diminuição nos valores de Fe₂O₃ e FeO (Fig. 5.33). No entanto, as interfaces imediatas às regiões simplectíticas, com abundância em anortita vermiforme, exibem padrões diferentes aquelas

exibidas pelos grãos em contato com granada, ilmenita e clinopiroxênio, com um decréscimo nos valores de Al_2O_3 e TiO_2 , associados a um incremento de MgO e Fe_2O_3 (Fig. 5.33).

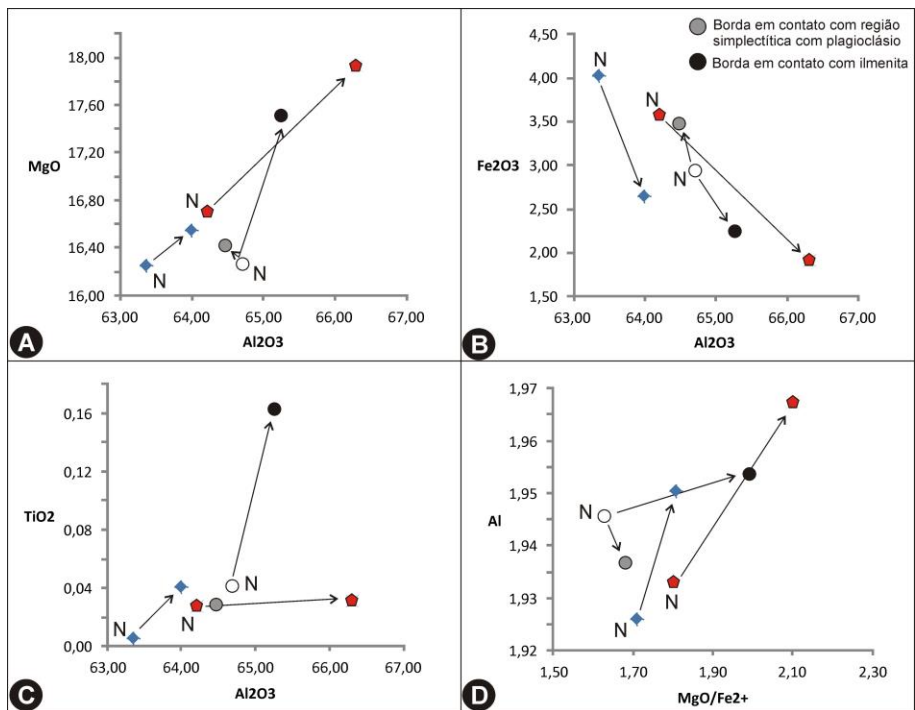


Figura 5.33: Diagramas binários com valores de núcleos e bordas de grãos de espinélio em variedade textural granoblástica em interface com reações simplectíticas e grãos intimamente associados a ilmenita. A) $MgO-Al_2O_3$, B) $Fe_2O_3-Fe_2O_3$, C) $TiO_2-Al_2O_3$, e, D) $Al_{apfu} - MgO/Fe^{2+}$.

5.3.2.6- Epidoto

O epidoto foi oticamente caracterizado como epidoto *stricto sensu*. Contém alguns núcleos que exibem tonalidade azul anômala, típica das variedades zoisita e clinozoisita, os quais não exibiram uma variação composicional significativa diante da sua diversidade textural. De modo geral, exibe valores que orbitam em torno de 23,02 a 24,45% de CaO , com o menor valor (~23%) obtido em núcleo de grão zonado (zoisita?), o qual exibe o maior valor de TiO_2 (~0,35%). Al_2O_3 tem valores entre 27,50 e 28,00%, SiO_2 entre 38,60 a 39,45% e o FeO , sem correção, varia de 7,60 a 8,25%. Não há distinção química diante do variado arranjo textural exibido pelo epidoto.

5.3.2.7- Ilmenita

A ilmenita no metarrodíngito apresenta um conteúdo que varia de 47,90 a 52,86% de TiO_2 , com valores significativos de MgO (2,27-3,78%), de 3,87 a 8,57% de Fe_2O_3 , com média de 38,00% para FeO . Exibe valores médios de 0,90 para $\text{Fe}\#$ ($\text{Fe}/\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$) e 0,89 para a razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Análises químicas de núcleo e borda mostraram uma diminuição nos valores de Ti e Mg associados a incremento no valor de Fe , em direção as bordas, na variedade metarrodíngítica (Fig. 5.34).

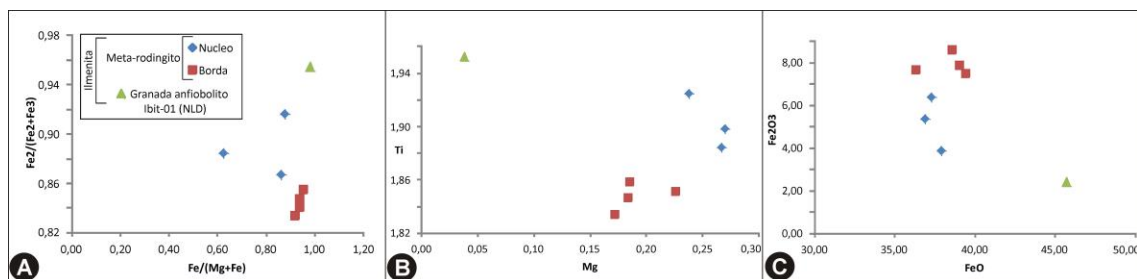


Figura 5.34: Diagramas binários entre regiões de borda e núcleo de ilmenita do metarrodíngito, junto com valor de grãos de granada anfibolito da NLD. A) $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$, B) Ti-Mg , *apfu* em base de 3 oxigênios, e, C) $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$.

5.3.2.8- Magnetita

A magnetita, no metarrodíngito, ocorre em grãos xenoblásticos e está intimamente associada a ilmenita. Apresenta uma composição média de 67,2% de Fe_2O_3 , recalculado em base de 4 oxigênios, 30,90% de FeO , TiO_2 varia de 0,20 a 0,90% e tem baixos conteúdos de MnO e Al_2O_3 . Grãos associados a ilmenita exibem menores conteúdos de TiO_2 e Al_2O_3 e maiores razões de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$, ($\text{Fe}^{3+}\#$) e teor de MgO , em relação a grãos que constituem coroas irregulares em reações simplectíticas entre plagioclásio e anfibólio/clinopiroxênio ao redor de granada (Fig. 5.35).

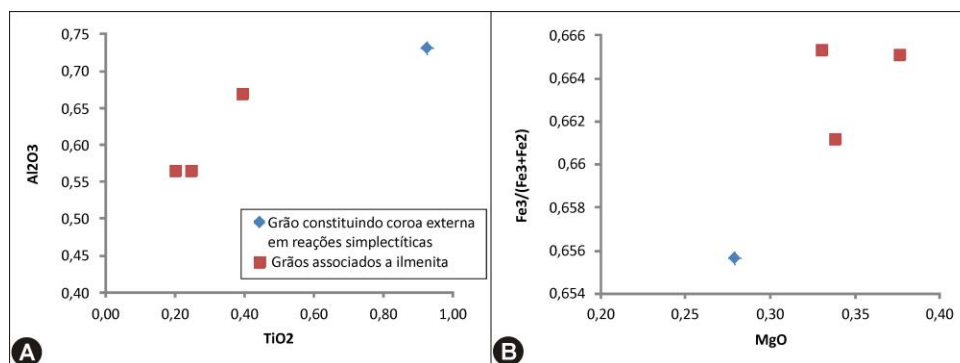


Figura 5.35: Valores de: A) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ e, B) $\text{Fe}^{3+}\#\text{-MgO}$, em grãos associados a ilmenita e grão que constitui coroa irregular ao redor de reações simplectíticas.

CAPÍTULO 6

GEOCROLOGIA

6.1- APRESENTAÇÃO

Para as análises de microsonda iônica de alta resolução e alta sensibilidade (SHRIMP II, Cap. 1), a princípio, foram selecionadas um total de 13 amostras, em média com 35 Kg cada, para estudos geocronológicos das rochas metamáficas, sendo 6 no Complexo Petúnia e 7 na região de Andrelândia. Entretanto apenas 1 amostra do CP (Pet-004, Fig. 6.1) e 5 de Andrelândia (And-06, 264, 271, Ibit-01, Ibit-02, Fig. 6.4) que apresentaram quantidade de cristais de zircão suficiente para as análises.

6.2- RESULTADOS

6.2.1- Complexo Petúnia (CP)

No CP, das 6 amostras inicialmente selecionadas e coletadas para análises geocronológicas, apenas o metagabro (Pet-004, Fig. 6.1) apresentou zircão suficiente para o procedimento.

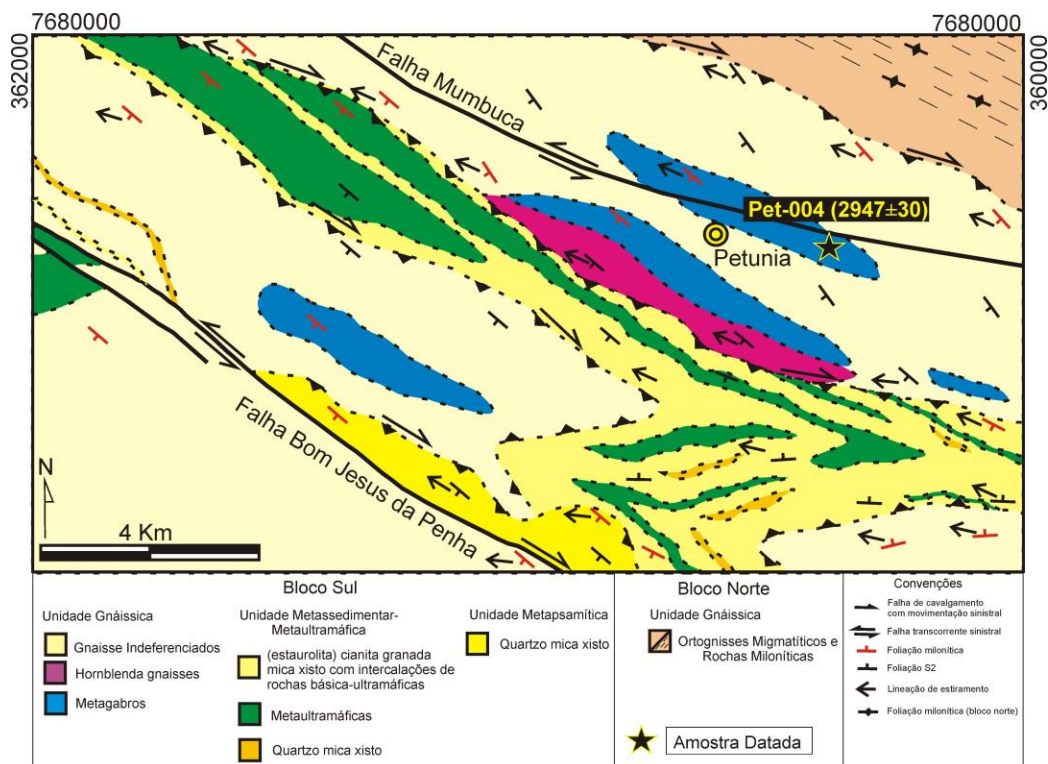


Figura 6.1: Geologia do Complexo Petúnia (extraído e modificado de Roig, 1993) com a localização da amostra datada e a idade de cristalização entre parenteses.

6.2.1.1- Imagens de Catodoluminiscência (CL) e morfologia dos grãos

Considerando-se as imagens de Catodoluminiscência (CL) dos cristais de zircão analisados (Fig. 6.2) e os resultados de U-Pb (Tab. 6.1), os grãos foram divididos em 3 subgrupos baseados na distribuição dos seus padrões morfológicos e estruturais.

O subgrupo 1 (grãos 1, 5, 7, 10, 11 e 12, Fig 6.2A) é constituído de cristais médios a grossos (200-650µm), prismáticos (euédricos), homogêneos com alongação (razão comprimento/espessura, C/E) 2:1 a 4:1. Suas estruturas internas são caracterizadas por formas irregulares e zoneamento setorial (Fig. 6.2, grãos 1, 5 e 7) ou por zoneamento oscilatório regular planar de grãos CL escuros grandes (>30µm) ou grãos CL brilhantes (Fig. 6.2C,E), característicos de zircões crescidos de magmas gabróicos (Pupin 1980, Pupin & Turco 1972).

O grão 1 (Fig. 6.2) apresenta diversas fraturas transversais radiadas a partir do núcleo, até bordas do cristal. O grão 3 (Fig. 6.2) apresenta tanto terminações prismáticas quanto domínios morfológicos com reabsorção, caracterizado pelo sobrecrecimento homogêneo que “apaga” completamente padrões primários de zoneamento oscilatório, possivelmente representa uma fase pós-magmática tardia, com essa fase de reabsorção truncada por sobrecrecimento de borda fina descontínua, com padrões luminescentes em imagem CL. O grão 11 (Fig. 6.2) provavelmente pertence a este grupo, porém, tem padrões estruturais mais complexos e apresenta grão grosso prismático sub-arredondado com núcleos homogêneos (sem zoneamento).

Uma estreita faixa descontínua (*c.a.*, 10µm) com padrões esbranquiçados de CL ocorre em cinco cristais (grãos 2, 3, 4, 9 e 11, Fig. 6.2), sendo atribuída a domínios recristalizados, pobres em U, desenvolvidos em resposta a processos metamórficos, que resulta em uma perda de Pb, observado em grãos dos 3 subgrupos.

O subgrupo 2 (grãos 3, 8 e 9) é caracterizado morfológicamente por grãos curtos (~100-500 µm), com baixa razão C/E (2:1), e preserva terminações piramidais. Os grãos deste grupo apresentam distintas estruturas internas, com o cristal 3 constituído por um núcleo espesso, estruturalmente homogêneo, rico em U (734 ppm) sucedido por padrões escuros em imagem CL, com razão Th/U de 0,29. Esse domínio é bordejado por uma fina (*c.a.*, 5µm) borda metamórfica de baixo U, caracterizada por padrões esbranquiçados em CL (Fig. 6.2, Tab. 6.1).

O grão 8 (Fig. 6.2) apresenta estrutura interna mais complexa, caracterizada por um núcleo magmático setorialmente zonado com borda interna escura (CL, rica em U) sucedida por uma borda externa clara (CL-, pobre em U) fina (2-5 µm, Fig. 6.2). O cristal 9 (Fig. 6.2), por sua vez, apresenta-se como cristal grosso com domínios internos zonados em padrões irregulares, envolvidos por fina borda metamórfica (*c.a.*, 10µm) de baixo U (CL-clara).

Tabela 6.1: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do metagabro do CP.

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ %	err corr
1.1	3,56	262	75	0,30	121,2	2768,9 ± 95,2	2943 ± 10	6	0,2149 ± 0,6	15,89 ± 4,3	0,5365 ± 4,2	0,9902
2.1	1,04	204	37	0,19	95,1	2790,2 ± 67,1	2833 ± 11	2	0,2008 ± 0,7	14,99 ± 3,0	0,5416 ± 3,0	0,9745
2.2	6,43	24	3	0,15	8,8	2242,3 ± 64,4	2567 ± 79	14	0,1707 ± 4,6	9,80 ± 5,8	0,4160 ± 3,4	0,5857
3.1	3,94	734	203	0,29	322,9	2663,3 ± 63,7	2878 ± 7	8	0,2064 ± 0,4	14,56 ± 3,0	0,5116 ± 2,9	0,9896
4.1	7,31	277	98	0,36	103,3	2318,8 ± 105,1	2813 ± 36	21	0,1984 ± 2,2	11,84 ± 5,8	0,4329 ± 5,4	0,9259
5.1	-0,08	152	99	0,67	76,3	2962,8 ± 70,4	2952 ± 11	0	0,2162 ± 0,7	17,39 ± 3,0	0,5834 ± 3,0	0,9756
6.1	2,43	314	63	0,21	146,2	2790,0 ± 66,3	2905 ± 7	4	0,2099 ± 0,4	15,68 ± 3,0	0,5416 ± 2,9	0,9883
7.1	-1,76	237	363	1,58	122,7	3033,9 ± 71,3	2961 ± 7	-2	0,2173 ± 0,5	18,01 ± 3,0	0,6010 ± 2,9	0,9879
8.1	5,80	229	73	0,33	96,6	2565,8 ± 62,3	2891 ± 9	13	0,2081 ± 0,5	14,03 ± 3,0	0,4889 ± 2,9	0,9823
9.1	3,46	80	57	0,73	38,0	2810,9 ± 69,2	2959 ± 16	5	0,2169 ± 1,0	16,35 ± 3,2	0,5466 ± 3,0	0,9486
10.1	-1,26	223	339	1,57	115,1	3023,1 ± 71,0	2968 ± 9	-2	0,2182 ± 0,5	18,00 ± 3,0	0,5983 ± 2,9	0,9842
11.1	3,45	349	134	0,40	156,7	2701,3 ± 64,7	2876 ± 8	6	0,2062 ± 0,5	14,80 ± 3,0	0,5205 ± 2,9	0,9877
12.1	-1,06	134	145	1,11	69,0	3011,2 ± 71,4	2962 ± 11	-2	0,2174 ± 0,6	17,85 ± 3,0	0,5954 ± 3,0	0,9762

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0,39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

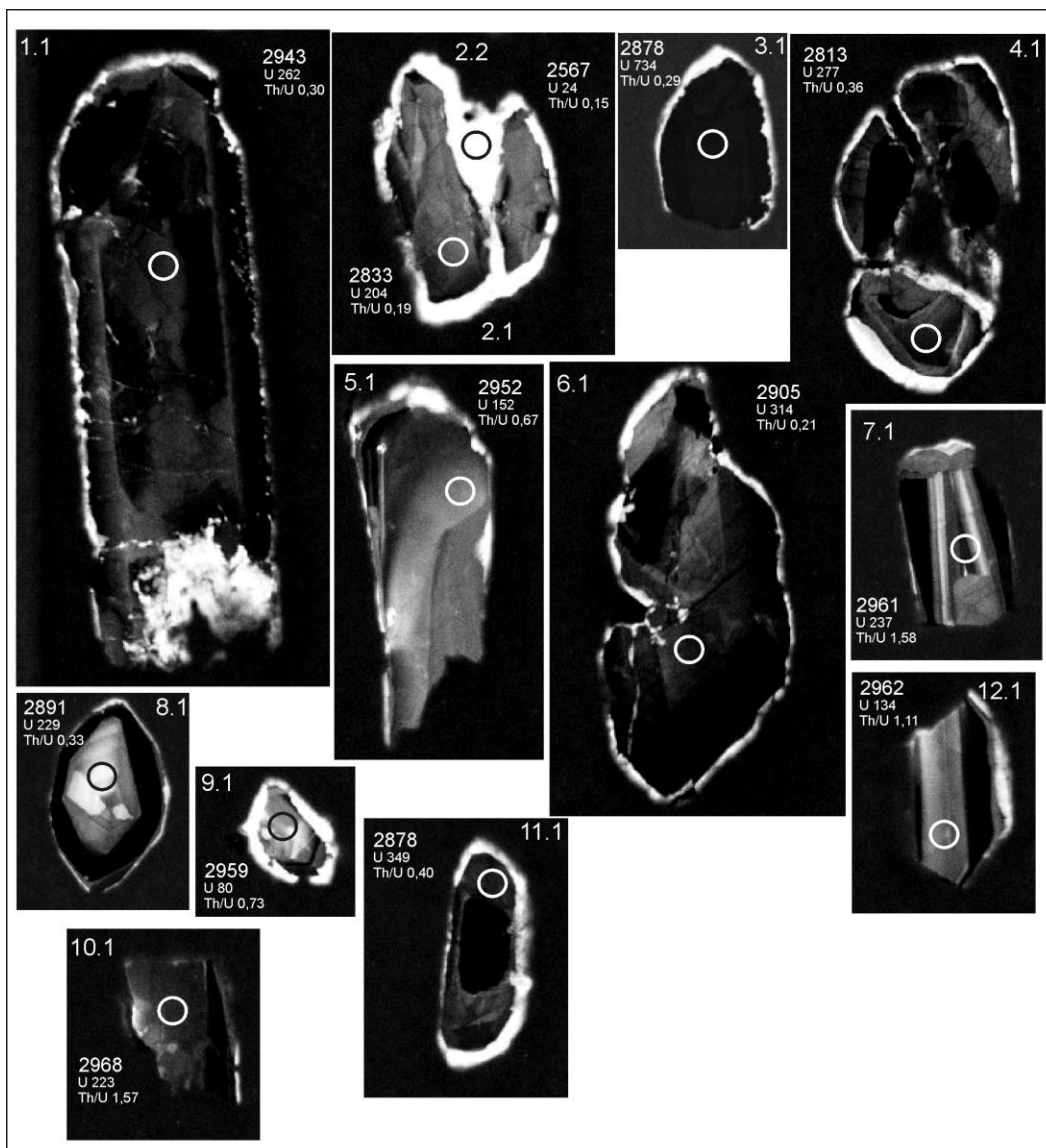


Figura 6.2 Imagens de catodoluminescência (CL) dos zircões analisados do metagabro do CP. Os círculos designam o local da análise (*spot* de 30 μm) Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).

O subgrupo 3 (grãos 2, 4 e 6, Fig 6.2) é caracterizado por grãos espessos (300-500 μm), com morfologia mais complexa que as dos grupos 1 e 2. Seus cristais são constituídos por formas irregulares com padrões heterogêneos de zoneamento possivelmente fragmentos separados (destacados?) soldados juntos por grande borda (>60 μm), com sobrecrecimento metamórfico, com borda que exibe baixo conteúdo de U (CL-claro, Tab. 6.1). Isto corresponde a sobrecrecimento "*communal*" no sentido de Parish & Nobel (2003), constituído por grãos previamente separados os quais foram colados juntos por recristalização metamórfica, caracterizado, no presente caso, por padrões de zircões sobrecrecidos com baixo teores de U (e Th), definidos pelos padrões de CL esbranquiçados (Fig. 6.2).

6.2.1.2- Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Foram executadas 13 análises obtidas a partir de 12 grãos de zircões para a variedade metagabráulica do Complexo Petúnia (Tab. 6.1) com os valores de concordância apresentadas na figura 6.3A. Com exceção da análise 2.2 que incidu em sobrecrecimento metamórfico fortemente empobrecido em U (3ppm, CL-clara, Fig. 6.2), todas as outras fornecem idades de núcleos magmáticos (n=11) com intercepto superior em 2.947 ± 30 Ma, com quatro resultados concordantes. O intercepto inferior em 984 ± 390 Ma, com valores de *MSWD* em 2,3, corresponde a população homogênea livre de erro analítico por excesso de espalhamento.

Esses valores foram interpretados como correspondentes a idade de cristalização do protólito gabráulico (intercepto superior) com o sobrecrecimento atribuído, ainda que impreciso, à idade neoproterozóica (intercepto inferior, Fig. 6.3A). Na busca por uma idade de cristalização mais precisa, foi calculada uma idade alternativa utilizando-se apenas as 4 análises concordantes, as quais fornecem idade de concordância 2.963 ± 5.7 Ma (Fig. 6.3), que corresponde a população homogênea sem excesso de espalhamento (*MSWD*=1,7). Desse modo, esses resultados foram considerados mais precisos e acurados para a determinação da idade de cristalização do magma gabráulico.

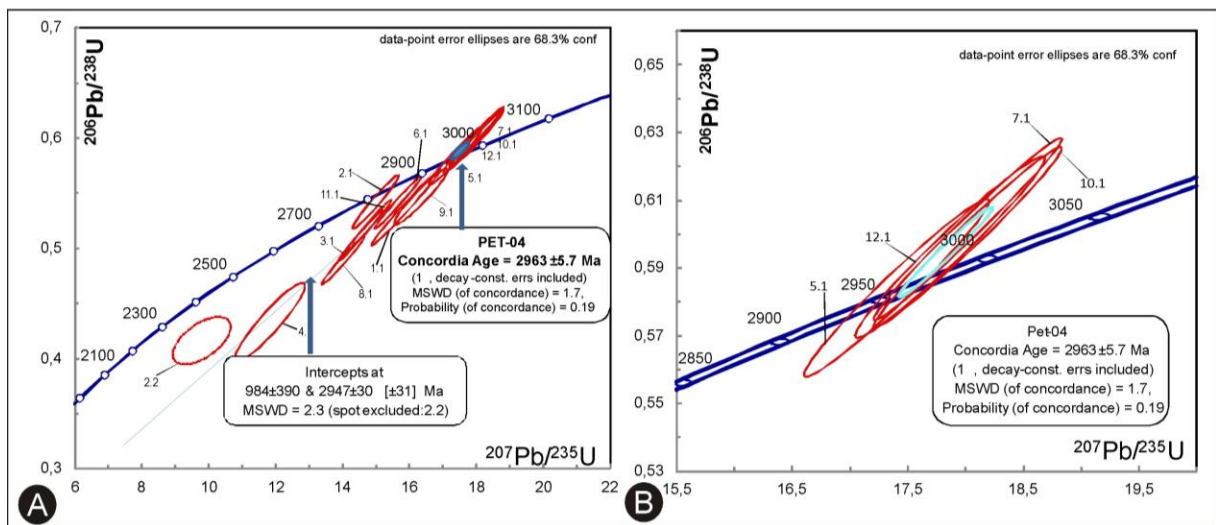


Figura 6.3: A) Diagrama expandido com da concórdia da amostra Pet-004, w, B) Diagrama detalhado da concórdia que exhibe somente as 4 amostras concordantes, assumidas como a idade mínima de cristalização do protólito gabráulico.

6.3.1- Região de Andrelândia

Na região de Andrelândia foram coletadas sete amostras para geocronologia, com cinco apresentando conteúdo de zircão suficiente para análises. Destas, duas ocorrem posicionadas em unidades da *Nappe* Andrelândia, uma da *Nappe* Liberdade, uma na *Nappe* Lima Duarte e uma coletada em meio aos gnaisses do Complexo Mantiqueira (Ibit-02) com execução de alguns pontos em caráter comparativo (Fig. 6.4, Cap.2, Fig. 2.3).

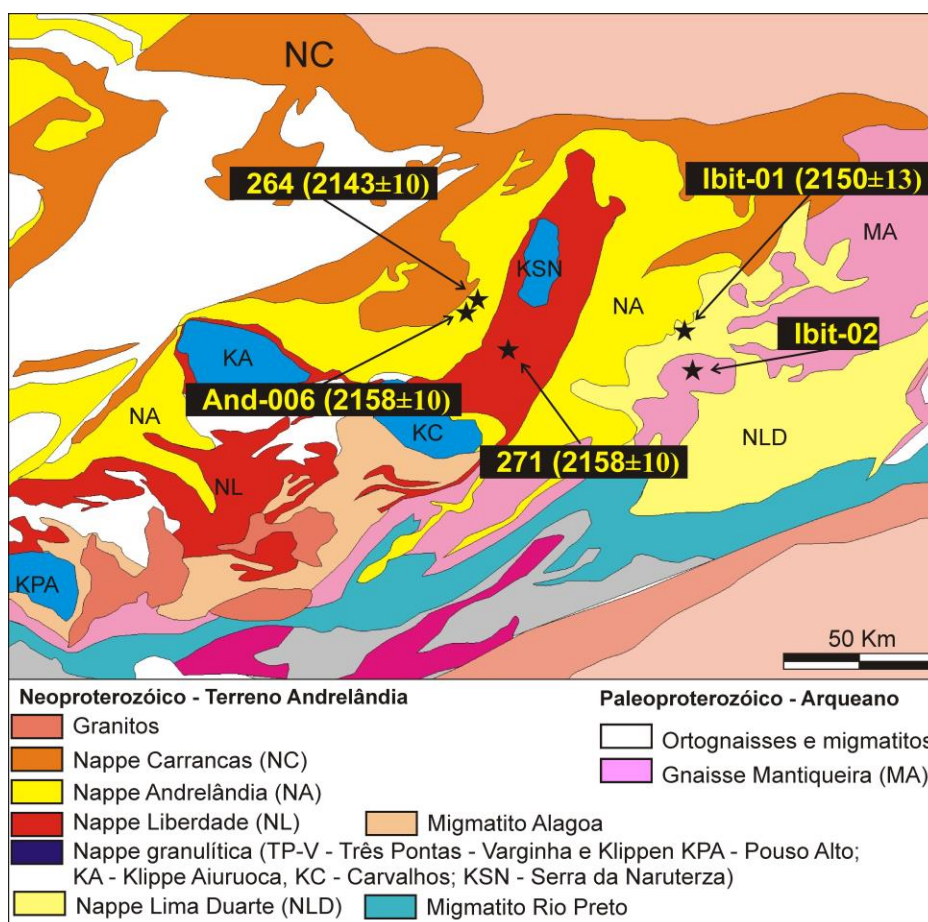


Figura 6.4: Localização das amostras datadas na região de Andrelândia, com as idades de cristalização determinadas entre parênteses. Mapa extraído e modificado de Campos Neto *et al.* (2007).

6.3.1.1- Imagens de Catodoluminêscencia

A maioria dos cristais de zircão das 5 amostras analisadas, de modo geral, são similares entre si. Eles ocorrem como grãos de prismas curtos (90-150µm), de baixa elongação (C/E, 1:2, Fig. 6.5), comumente apresentam terminações arredondadas, associadas à “corrosão” metamórfica, com a dissolução e recristalização parcial do zircão durante o metamorfismo de fácies anfibolito (Cap. 7).

Grãos de prismas alongados com razão 1:3 e 1:8 são componentes subordinados, com excessão da amostra 4 que é caracterizada por possuir cristais aciculares alongados (Fig. 6.9). Em imagem de CL a maioria dos cristais apresenta um núcleo volumetricamente significativo, com um sutil zoneamento oscilatório magmático, com uma borda muito fina ($\sim 0,3 \mu\text{m}$) fortemente luminescente, presumidamente pobre em U (10-69 ppm) e com baixa razão Th/U (0,04-0,2).

Duas de três análises de bordas de grãos apresentam idades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em cerca de 595 e 578 Ma, interpretadas como a idade da superposição metamórfica. Adicionalmente, a população da amostra Ibit-02 mostra-se peculiar, sendo a única que apresenta grãos com zoneamento setorial irregular (Fig. 6.12), típico de rochas máficas, enquanto que o zircão das outras quatro amostras (Ibit-01, 271, And-006 e 264) é caracterizado por um regular zoneamento oscilatório magmático, comum em rochas félsicas a intermediárias (*e.g.*, dioritos, Corfu *et al.* 2003), apesar dessas estruturas serem reportadas em rochas metagabroicas (*e.g.*, Miao *et al.* 2008).

6.3.1.2- Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

6.3.1.2.1- Amostra Ibit-01 (Nappe Lima Duarte)

No granada anfíbolito da NLD (Cap. 3, Fig. 6.4) foram executadas 12 análises em 11 cristais de zircão (Fig. 6.5, Tab. 6.2) e sua concórdia expandida é apresentada na Fig. 6.6. As análises 6.1, 7.1 e 8.1, foram descartadas diante da sua alta concentração de Pb comum (45-58%) e expressiva discordância (1088 a 1908%). A análise 5.1 também foi descartada diante do alto conteúdo de Pb comum, que resulta em um erro $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ± 322 Ma (Tab. 6.2, Fig. 6.6A). Os oito pontos restantes, obtidos a partir de 5 cristais, apresentam um intercepto superior em 2.142 ± 27 Ma, com valor de 597 ± 100 Ma exibido pelo intercepto inferior, sem excesso de espalhamento ($MSWD=0,57$). Estes valores, possivelmente, representam a idade de cristalização ígnea do protolito basáltico e a idade neoproterozóica inacurada representa a superposição metamórfica.

Por outro lado, com a inclusão dos valores discordantes, a idade de cristalização de 2.142 ± 27 Ma corresponde a idade mínima para a cristalização do magma máfico precursor. Em contrapartida, para a obtenção de valores mais confiáveis, foi calculada uma concórdia alternativa utilizando-se as 5 análises mais concordantes (Fig. 6.6B). Esse agrupamento apresenta valores de 2.150 ± 13 Ma, correspondente à população mais homogênea sem excesso de espalhamento ($MSWD=1,02$). Esse valor representa as estimativas mais acuradas e precisas para a idade de cristalização do magma precursor.

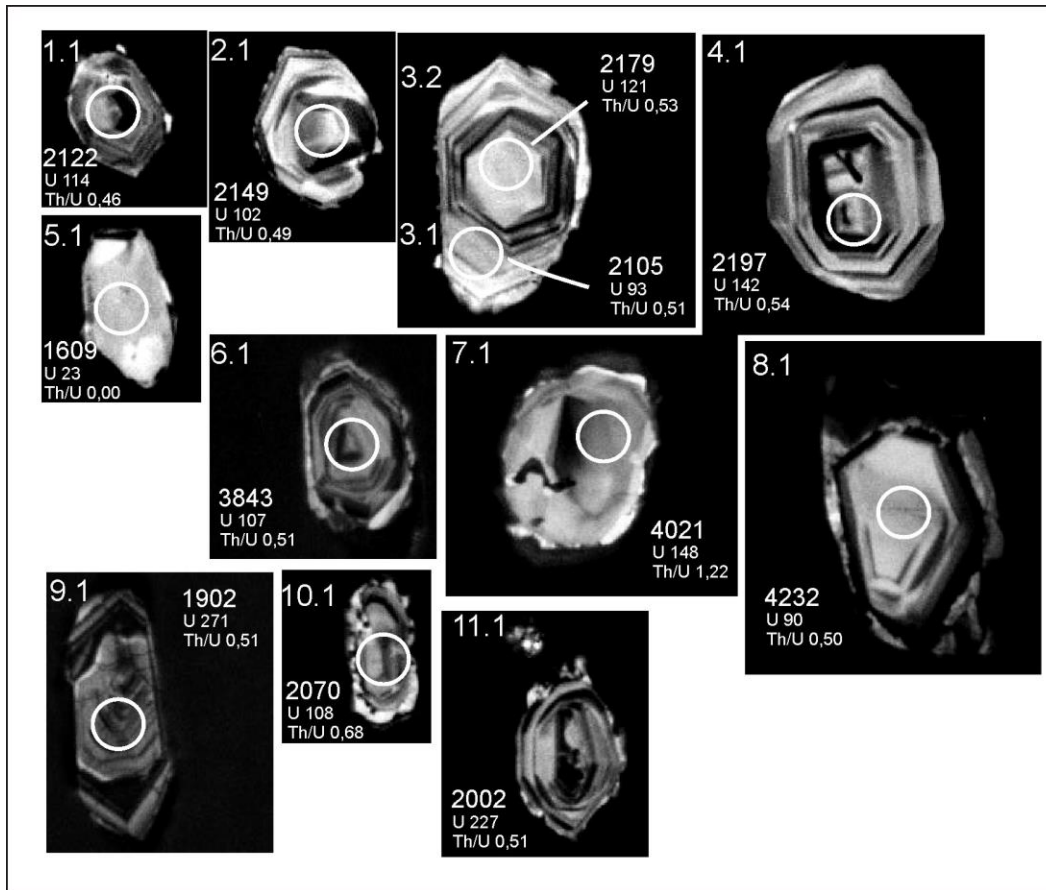


Figura 6.5: Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão analisados do granada anfibolito da NLD. Os círculos designam o local da análise (*spot* de 30 μ m). Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).

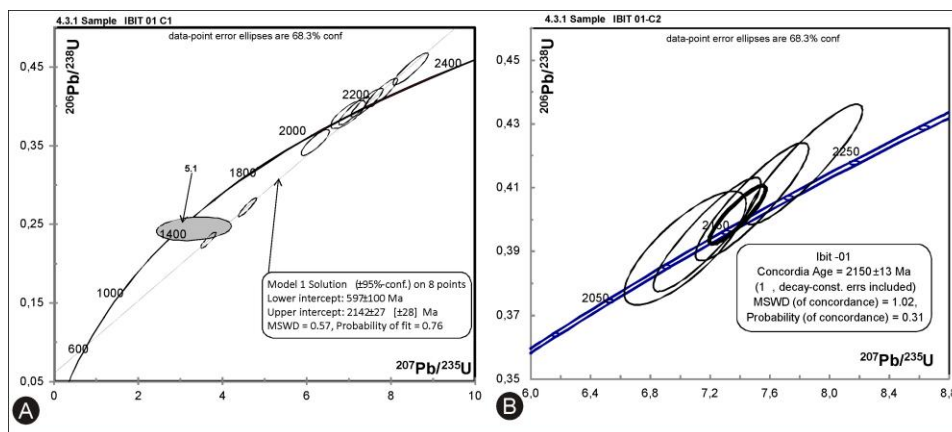


Figura 6.6: A) Diagrama de concórdia expandida das análises de zircões do granada anfibolito da NLD, e, B) diagrama de concórdia detalhado da mesma amostra.

Tabela: 6.2: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do granada anfibólito da NLD (Ibit-01).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ %	err corr
1.1	0,33	114	51	0,46	39,1	2144,2 ± 54,5	2122 ± 26	-1	0,1318 1,4	7,17 3,3	0,3946 3,0	0,8968
2.1	0,08	102	48	0,49	35,8	2191,4 ± 55,9	2149 ± 26	-2	0,1339 1,4	7,47 3,3	0,4049 3,0	0,8985
3.1	-0,41	121	63	0,53	43,7	2245,9 ± 56,6	2179 ± 25	-3	0,1361 1,4	7,82 3,3	0,4168 3,0	0,9043
3.2	0,59	93	46	0,51	31,6	2123,2 ± 54,6	2105 ± 42	-1	0,1305 2,4	7,02 3,9	0,3901 3,0	0,7818
4.1	-2,20	142	74	0,54	54,6	2386,7 ± 60,1	2197 ± 24	-8	0,1375 1,4	8,50 3,3	0,4481 3,0	0,9114
5.1	7,87	23	0	0,00	5,2	1410,2 ± 49,6	1609 ± 322	14	0,0991 16,7	3,34 17,7	0,2445 4,0	0,2247
6.1	45,39	107	53	0,51	5,1	323,4 ± 11,9	3843 ± 56	1088	0,3824 3,7	2,71 5,3	0,0514 3,8	0,7115
7.1	52,30	148	175	1,22	4,4	200,7 ± 10,5	4021 ± 75	1903	0,4307 5,0	1,88 7,3	0,0316 5,4	0,7312
8.1	58,18	90	43	0,50	4,3	336,0 ± 13,5	4232 ± 35	1160	0,4968 2,4	3,67 4,8	0,0535 4,1	0,8635
9.1	4,37	271	134	0,51	54,0	1336,2 ± 35,5	1902 ± 25	42	0,1164 1,4	3,70 3,2	0,2303 2,9	0,9049
10.1	1,71	108	72	0,68	33,3	1954,2 ± 50,9	2070 ± 33	6	0,1279 1,8	6,25 3,5	0,3541 3,0	0,8508
11.1	3,89	227	113	0,51	53,4	1550,9 ± 40,6	2002 ± 20	29	0,1231 1,1	4,62 3,2	0,2720 2,9	0,9335

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0,39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

6.3.1.2.2- Amostra 264 (Nappe Andrelândia)

No epidoto anfibolito da NA (Cap. 3, Fig. 6.4) foram executadas 12 análises em 11 grãos de zircão (Fig. 6.7, Tab. 6.3). Todas as análises foram executadas em grãos em cristais com zoneamento magmático oscilatório (Fig. 6.7). As análises 4.1, 6.1 e 8.1, não representadas no diagrama, foram descartadas diante do seu elevado conteúdo de chumbo comum (1,98 a 4,59%) o que resulta em um erro $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ± 49 Ma a 78% (Tab. 6.3). As nove análises restantes exibem agrupamentos em torno da concórdia e fornecem a idade de 2.143 ± 10 Ma (Fig. 6.8). Este valor resulta mais de uma população homogênea, sem excesso de espalhamento, do que seria atribuível ao erro analítico ($MSWD=0,47$) e representa a melhor estimativa de idade de cristalização do magma precursor dessa variedade de metamafito.

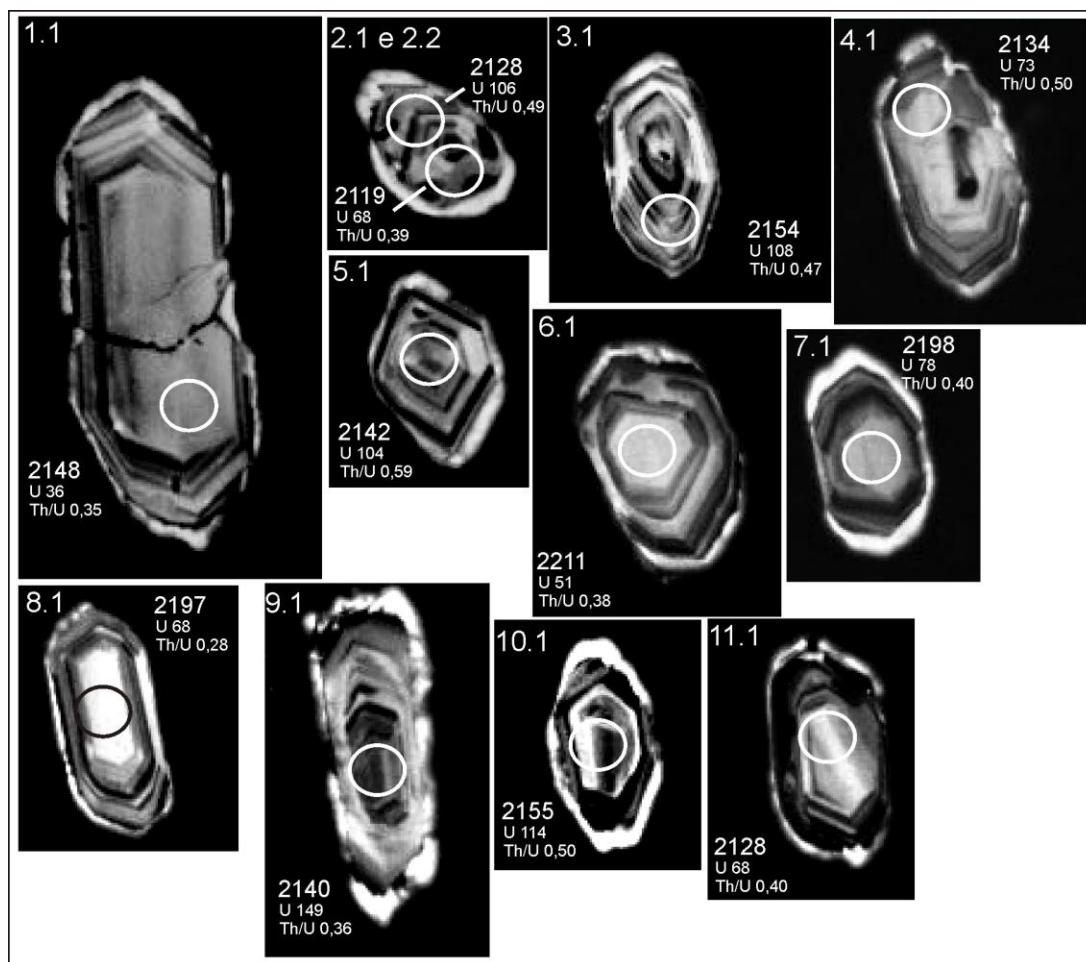


Figura 6.7: Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão analisados do epidoto anfibolito da NA (264). Os círculos designam o local da análise (*spot* de 30 μm) Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).

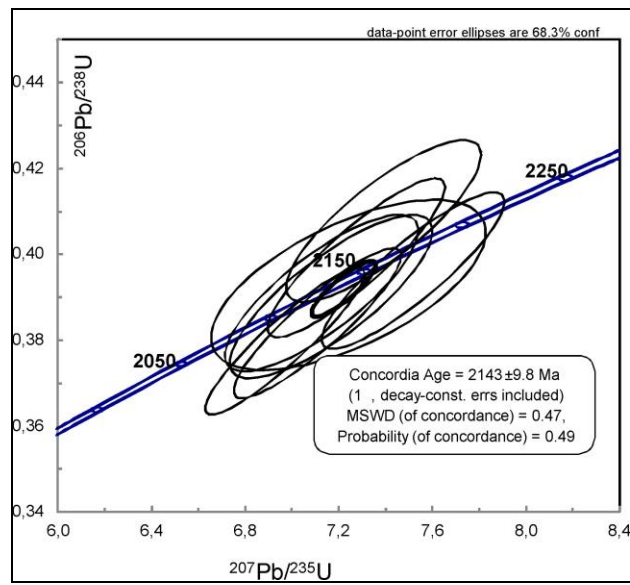


Figura 6.8: Diagrama de concórdia para as análises dos cristais de zircão do epidoto anfibolito da NA (264).

Tabela 2.3: : Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do (granada) epidoto anfibolito da NA (264).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ %	err corr
1.1	1,62	36	12	0,35	12,5	2135,7 ± 60,5	2148 ± 73	1	0,1337 4,1	7,24 5,3	0,3928 3,3	0,6217
2.1	0,31	106	50	0,49	36,7	2164,8 ± 56,2	2128 ± 28	-2	0,1323 1,5	7,28 3,4	0,3991 3,1	0,8892
2.1	0,06	68	26	0,39	24,2	2204,2 ± 56,9	2119 ± 37	-4	0,1316 2,0	7,39 3,7	0,4077 3,0	0,8205
3.1	-0,75	108	49	0,47	39,3	2265,9 ± 57,2	2154 ± 27	-5	0,1342 1,5	7,79 3,4	0,4212 3,0	0,8898
4.1	2,48	73	35	0,50	22,6	1962,2 ± 57,0	2134 ± 49	9	0,1327 2,8	6,51 4,4	0,3558 3,4	0,7678
5.1	0,98	104	60	0,59	35,3	2122,9 ± 58,2	2142 ± 41	1	0,1333 2,3	7,17 4,0	0,3900 3,2	0,8072
6.1	1,98	51	19	0,38	16,8	2074,0 ± 56,6	2211 ± 63	7	0,1387 3,6	7,26 4,8	0,3795 3,2	0,6601
7.1	1,08	78	30	0,40	26,9	2151,1 ± 55,4	2198 ± 28	2	0,1377 1,6	7,52 3,4	0,3961 3,0	0,8835
8.1	4,59	68	18	0,28	18,8	1774,5 ± 49,3	2197 ± 78	24	0,1376 4,5	6,01 5,5	0,3169 3,2	0,5775
9.1	1,20	149	52	0,36	49,0	2074,7 ± 52,6	2140 ± 22	3	0,1332 1,2	6,97 3,2	0,3797 3,0	0,9217
10.1	1,21	114	55	0,50	37,8	2094,4 ± 53,6	2155 ± 25	3	0,1343 1,4	7,11 3,3	0,3839 3,0	0,9019
11.1	0,80	68	26	0,40	23,1	2126,9 ± 55,7	2128 ± 40	0	0,1323 2,2	7,13 3,8	0,3909 3,1	0,8044

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0,39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

6.3.1.2.3- Amostra And-006 (Nappe Andrelândia)

No (epidoto) anfíbolito com biotita e titanita da NA (Cap. 4, Fig. 6.4) foram executadas 12 análises em 12 grãos de zircão (Fig. 6.9, Tab. 6.4). Todas as análises foram executadas em grãos que exibem um núcleo magmático com zoneamento oscilatório (Fig. 6.9). No agrupamento das 12 análises houve uma intercepção da linha de discórdia com a concórdia em 2.146 ± 31 Ma (intercepto superior, Fig. 6.10A) com valores imprecisos de 668 ± 222 Ma fornecidos pelo intercepto inferior sem excesso de espalhamento ($MSWD=0,82$). Embora o valor impreciso do intercepto inferior, ele representa a superposição de processo metamórfico de idade neoproterozóica.

Desconsiderando-se as análises 1.1, 4.1, 6.1 e 8.1, diante do seu baixo conteúdo de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, reflexo de uma perda de chumbo radiogênico durante o sobrecrecimento metamórfico, indicado pela imagem de alta luminescência nas imagens de CL (baixo U, Fig. 6.9A, D, F e H), foi recalculada uma idade alternativa com os pontos restantes, e concordantes, obtendo-se uma idade mais precisa e acurada em 2.158 ± 10 Ma (Fig. 6.10B), que corresponde a população homogênea com sem excesso de espalhamento ($MSWD=1,19$), e que é atribuída como sendo a idade de cristalização do magma básico precursor.

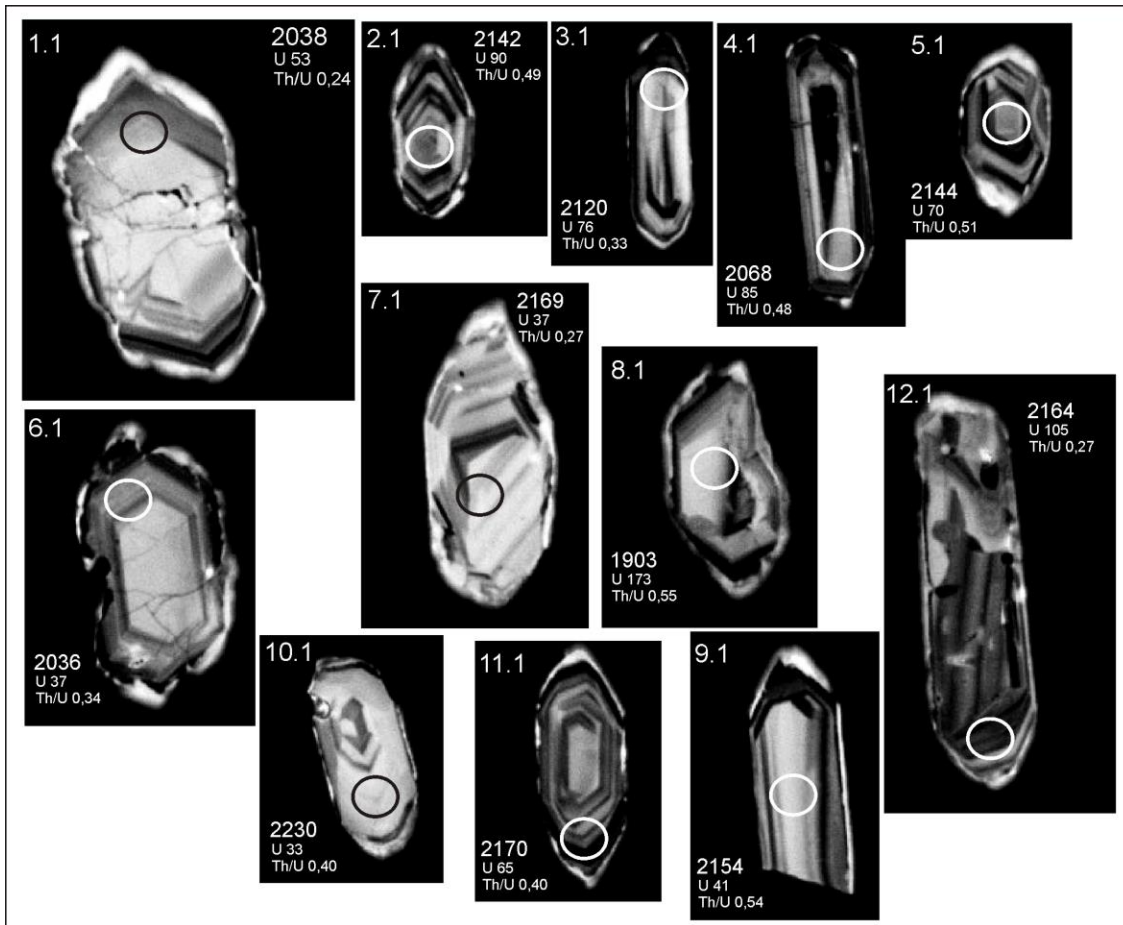


Figura 6.9: Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão analisados do anfibolito da NA (And-006). Os círculos designam o local da análise (*spot* de 30 μ m) Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).

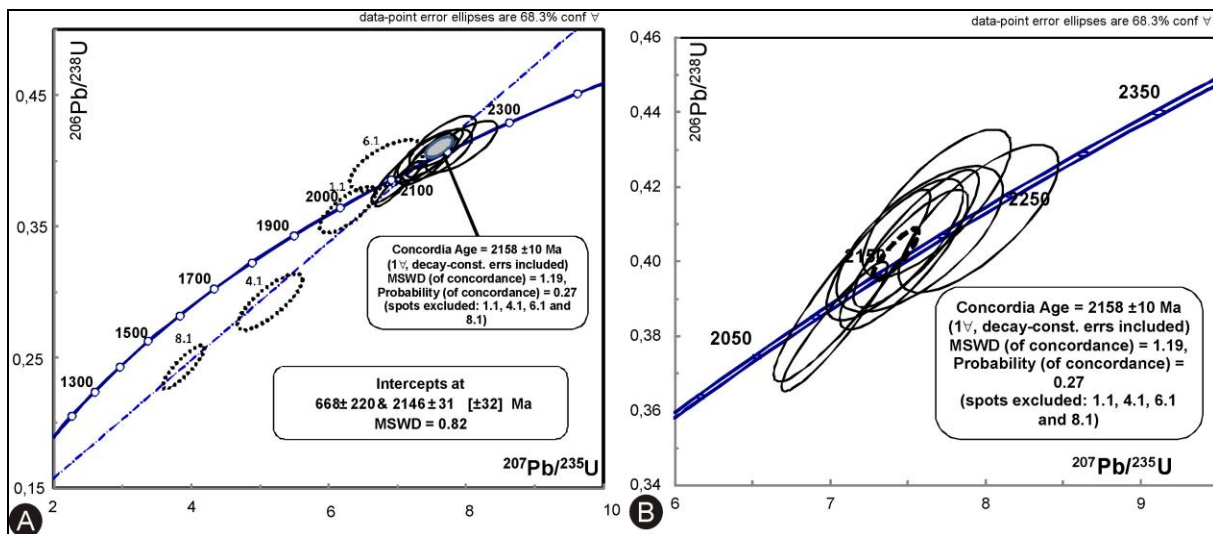


Figura 6.10:A) Diagrama de concórdia expandido e B) detalhado, da amostra de anfibolito da NA (AND-006).

Tabela 3.4: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos do (granada) epidoto anfibolito da NA (And-006).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	Ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$(1) ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$(1) ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis-cordant	$(1) ^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	$(1) ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$ %	$(1) ^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ %	Err corr
1.1	1,29	53	12	0,24	16,8	1993,4 ± 55,1	2038 ± 50	2	0,1257 2,8	6,28 4,3	0,3624 3,2	0,7512
2.1	0,75	90	43	0,49	29,7	2087,0 ± 53,5	2142 ± 20	3	0,1333 1,2	7,03 3,2	0,3823 3,0	0,9323
3.1	0,49	76	24	0,33	25,8	2135,6 ± 78,7	2120 ± 32	-1	0,1317 1,8	7,13 4,7	0,3928 4,3	0,9231
4.1	4,36	85	40	0,48	21,6	1652,0 ± 71,1	2068 ± 64	25	0,1278 3,6	5,15 6,1	0,2921 4,9	0,8028
5.1	0,77	70	34	0,51	24,5	2177,4 ± 57,3	2144 ± 44	-2	0,1335 2,4	7,39 4,0	0,4018 3,1	0,7797
6.1	0,75	37	12	0,34	12,9	2150,9 ± 59,7	2036 ± 72	-5	0,1256 3,9	6,85 5,2	0,3961 3,3	0,6250
7.1	1,16	37	10	0,27	13,0	2188,9 ± 59,1	2169 ± 61	-1	0,1354 3,4	7,55 4,7	0,4043 3,2	0,6710
8.1	3,97	173	91	0,55	36,3	1398,6 ± 57,2	1903 ± 46	36	0,1165 2,5	3,89 5,2	0,2423 4,5	0,8717
9.1	0,25	41	21	0,54	14,6	2233,6 ± 59,7	2154 ± 47	-4	0,1342 2,6	7,66 4,2	0,4141 3,2	0,7589
10.1	1,00	33	13	0,40	11,8	2216,8 ± 59,9	2231 ± 50	1	0,1403 2,8	7,94 4,3	0,4104 3,2	0,7424
11.1	0,67	65	25	0,40	22,3	2167,6 ± 57,0	2170 ± 34	0	0,1354 1,9	7,46 3,7	0,3997 3,1	0,8427
12.1	0,15	105	28	0,27	36,8	2194,2 ± 55,8	2164 ± 33	-1	0,1350 1,9	7,55 3,5	0,4055 3,0	0,8456

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0,39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

6.3.1.2.4- Amostra 271 (Nappe Liberdade)

No epidoto anfibolito (metagabro da NL, Cap. 4, Fig 6.4) foram executadas 18 análises em 17 grãos de zircão (Tab. 6.5). Embora alguns valores mostrem-se discordantes, as análises agrupam-se em intercepto superior em 2.158 ± 10 Ma (Fig. 6.11) com idade de 597 ± 23 Ma obtida a partir do intercepto inferior, sem excesso de espalhamento ($MSWD=2,2$). O valor de 2.158 ± 10 Ma foi interpretado como a estimativa mínima de idade de cristalização do magma precursor máfico, e a idade obtida de 597 ± 23 Ma foi atribuída a processos metamórficos sobrepostos e é co-validada por 2 cristais de zircão de baixa razão Th/U, que fornecem valores concordantes de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em torno de 583 ± 7 Ma e 897 ± 7 Ma (1σ , pontos 15.1 e 6.1, Tab. 6.5, Fig. 6.11).

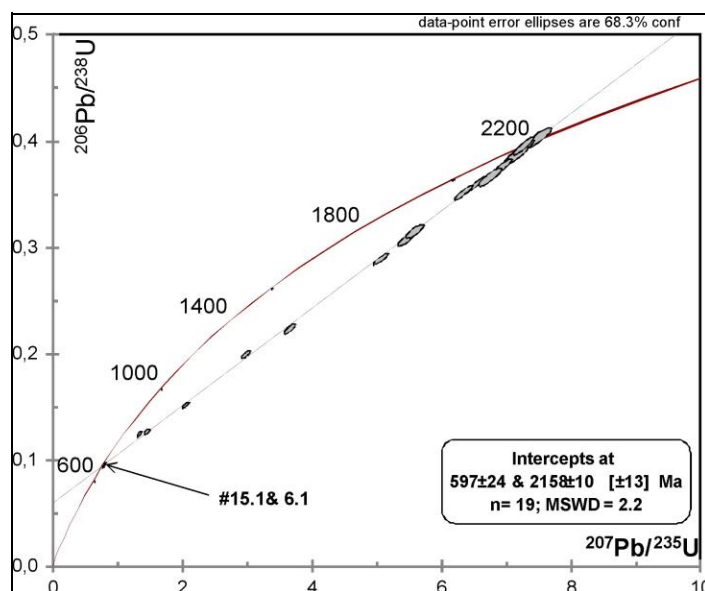


Figura 6.11: Diagrama de concórdia das análises de zircão da amostra de epidoto anfibolito (metagabro, 271) da NL.

Tabela 6.5: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos de zircão do epidoto anfíbolito (metagabro) da NL (271).

Grain.Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	%Discordant	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	err corr
1,1	0,10	248	86	0,36	61.6	1639 ±19	2052 ±10	20	0.12666	0.59	5.056	1.5	0.2895	1.3	,913
2,1	0,06	210	14	0,07	22.7	761.4 ± 9.8	1133 ±22	33	0.07747	1.1	1.339	1.7	0.1254	1.4	,782
3,1	0,09	54	33	0,63	18.7	2187 ±30	2160 ±15	-1	0.1347	0.87	7.5	1.8	0.404	1.6	,879
3,2	0,16	99	29	0,31	19.1	1304 ±17	1933 ±17	33	0.1184	0.93	3.661	1.7	0.2242	1.4	,835
4,1	0,00	131	69	0,54	44.1	2137 ±25	2151.1 ± 9.3	1	0.134	0.53	7.26	1.5	0.3931	1.4	,931
5,1	0,14	116	55	0,49	30.6	1730 ±21	2079 ±15	17	0.1286	0.84	5.46	1.6	0.3078	1.4	,858
6,1	0,10	363	1	0,00	30.2	595.6 ± 7.3	585 ±25	-2	0.05949	1.2	0.794	1.7	0.0968	1.3	,743
7,1	--	89	38	0,44	29.6	2109 ±26	2150 ±15	2	0.1339	0.83	7.15	1.7	0.387	1.5	,870
8,1	0,00	186	112	0,63	57.5	1985 ±22	2122.6 ± 8.1	6	0.13184	0.46	6.553	1.4	0.3605	1.3	,942
9,1	0,03	138	77	0,58	41.9	1945 ±23	2104.8 ±10	8	0.13051	0.57	6.336	1.5	0.3521	1.4	,923
10,1	0,02	95	29	0,32	16.4	1176 ±15	1764 ±18	33	0.1079	0.99	2.977	1.7	0.2002	1.4	,823
11,1	0,03	134	63	0,49	45.8	2151 ±26	2139.2 ± 9.9	-1	0.1331	0.57	7.27	1.5	0.3962	1.4	,927
12,1	0,04	324	21	0,07	35.5	773.1 ± 9.1	1263 ±31	39	0.0827	1.6	1.454	2	0.1274	1.2	,618
13,1	--	109	55	0,52	35.3	2058 ±24	2146 ±11	4	0.13361	0.62	6.93	1.5	0.376	1.4	,913
14,1	0,00	56	21	0,38	17.7	2014 ±26	2144 ±14	6	0.1334	0.79	6.75	1.7	0.3668	1.5	,885
15,1	0,06	832	6	0,01	67.7	583.2 ± 6.7	595 ±16	2	0.05976	0.75	0.78	1.4	0.0947	1.2	,850
16,1	0,13	458	50	0,11	60	914 ±10	1578 ±15	42	0.09758	0.8	2.05	1.5	0.1524	1.2	,839
17,1	0,02	101	38	0,39	27.3	1767 ±22	2075 ±16	15	0.1283	0.91	5.582	1.7	0.3154	1.4	,841

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.47% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

6.3.1.2.5- Amostra Ibit-02 (Complexo Mantiqueira)

Um (granada) anfibolito posicionado em meio as unidades ortoderivadas ácidas a intermediárias do Complexo Mantiqueira (Pinto, 1991, Fig. 6.4) foi submetida a algumas poucas análises geocronológicas a título de comparação com os valores obtidos pelas variedades anfibolíticas posicionadas em meio as unidades metassedimentares.

Diante das escassas análises executadas nessa variedade, apenas 4 em 3 grãos de zircão (Fig. 6.12), não foi possível obter uma idade estatisticamente confiável de cristalização e metamorfismo. Porém, dentre as 5 amostras analisadas, essa variedade foi a única que forneceu valores mais precisos para o sobrecrecimento de borda (alta luminescência nas imagens de CL dos pontos 2.1 e 3.1, Fig. 6.12), com baixa razão Th/U (0,04 e 0,1, Tab. 6.6, Fig. 6.13) e definiu a melhor estimativa de metamorfismo, de idade neoproterozóica (568 ± 110 Ma).

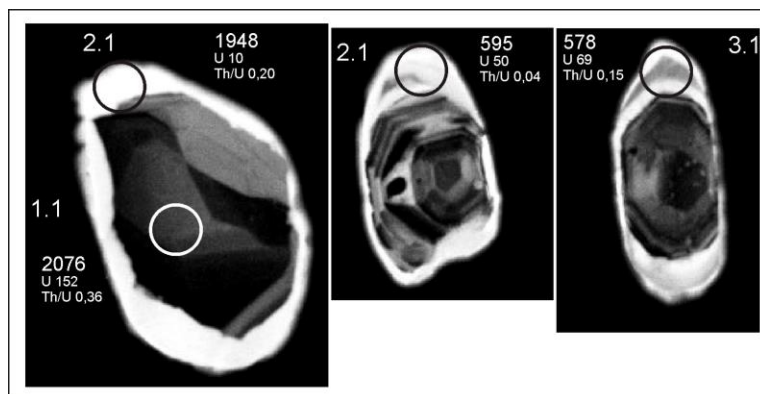


Figura 6.12: Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão analisados do anfibolito em meio aos gnaisses do Complexo Mantiqueira (Ibit-001). Os círculos designam o local da análise (spot de 30 μ m) Resultados isotópicos de U-Pb em milhões de anos (Ma) e conteúdo de U em ppm (partes por milhão).

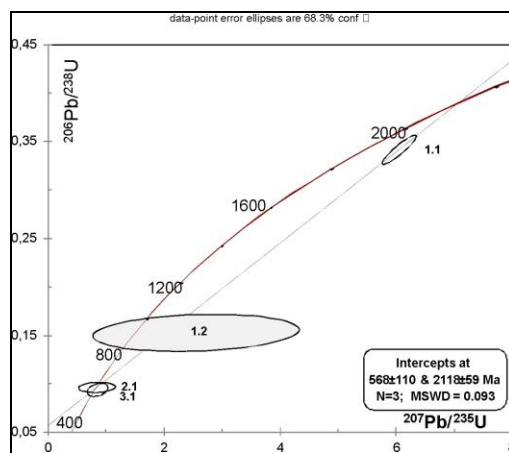


Figura 6.13: Diagrama de concórdia das análises executadas em grãos de zircão do anfibolito do Complexo Mantiqueira.

Tabela 6.6: Sumário das análises de U-Pb (SHRIMP) obtidas em grãos de zircão do anfibólito da NLD (Ibit-02).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ %	err corr
1.1	2,10	152	52	0,36	45,0	1894,7 ± 48,7	2076 ± 22	10	0,1284 ± 1,2	6,05 ± 3,2	0,3417 ± 3,0	0,9230
1.2	25,67	10	2	0,20	1,8	918,7 ± 67,5	1948 ± 825	112	0,1184 ± 45,0	2,52 ± 46,9	0,1532 ± 8,1	0,1734
2.1	4,96	50	2	0,04	4,4	595,0 ± 20,5	580 ± 575	-2	0,0594 ± 26,2	0,79 ± 26,7	0,0967 ± 3,6	0,1355
3.1	2,52	69	10	0,15	5,7	578,0 ± 26,7	685 ± 297	18	0,0623 ± 13,9	0,81 ± 14,7	0,0938 ± 4,8	0,3286

Errors are 1-sigma, Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0,39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

CAPITULO 7

PETROGÊNESE E EVOLUÇÃO QUÍMIO-TEXTURAL

7.1- CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A partir das relações químio-texturais buscou-se identificar os processos atuantes e responsáveis, assim como as suas condições de formação, pela evolução petrogenética das diversas variedades em estudo, buscando-se associar a seus ambientes tectônicos geradores e os mecanismos responsáveis por suas transformações.

7.2- COMPLEXO PETÚNIA (CP)

7.2.1- Rochas metaultramáficas

Os metaultramafitos do CP na região de Nova Resende (Cap. 2), a partir de sua diversidade metamórfico-textural, abrangem, de modo geral, assembléias ígneas plutônicas cumuláticas, cripticamente bandadas (Cap. 5), constituídas por olivina, ortopiroxênio e Cr-espinélio, que definem predominantemente variedades de meta olivina ortopiroxenito pegmatóide, com metacromitito e metadunito associados, e demais derivados metamórficos (*e.g.*, xistos e *felses* constituídos predominantemente de antofilita, clorita, carbonato, talco e magnetita, distribuídos nas mais diversas proporções modais; Caps. 3 e 5).

As lamelas de exsolução existentes nos grãos de ortopiroxênio, em grãos não desestabilizados (Cap. 3, *eg.*, amostra NR-02A) imprimem aspecto listrado aos grãos, associadas às anormalidades intracristalinas (*e.g.*, subgrãos, extinção ondulante e oblíqua), baixo conteúdo de CaO, caráter precoce em relação à geração de fases hidratadas (talco, anfibólio e clorita), carbonato e processos cataclásticos (Cap. 4), provavelmente refletem inversões cristalinas em condições abaixo do ponto de cristalização da enstatita, decorrente de um resfriamento lento, similares as descritas em corpos estratiformes intrusivos (Deer *et al.* 1966, 1992).

Em muitos plutonitos com associações básico-ultrabásicas acamadadas, exsoluções lamelares em ortopiroxênio decorrem da separação de componente cálcico, relacionada a processos de resfriamento lento, em espécimes contendo significativo teor de cálcio (*e.g.*, complexos Bushveld e Stillwater, Deer *et al.* 1966, 1992). No entanto, os baixos valores de CaO apresentados pelo ortopiroxênio destas (0,05 a 1,1%) conflitam com tal possibilidade, restando as lamelas existentes, possivelmente refletirem mudanças estruturais no ortopiroxênio (Fig. 7.1).

Bowen & Schairer (1932) mostraram que o piroxênio ortorrômbico inverte-se para séries monoclinicas (clinoestatita– clinoferrossilita) quando aquecido e constitui variedades enantiomórficas, com a temperatura de inversão do grão inversamente proporcional a intensidade da troca de Mg por Fe⁺³, a partir de temperaturas em torno de 1.140°C determinadas para membros magnesianos puros. Membros ortopiroxeníticos ricos em magnésio comumente cristalizam-se abaixo do campo térmico ideal da inversão ortorrômbico ↔ monoclinico (1.140°C), com a inversão total da protoestatita em enstatita a aproximadamente 985°C (Deer *et al.* 1966).

Kushiro (1972) apresenta valores de estabilidade para a proto-enstatita da ordem de 1.000°C a 1.300°C que, possivelmente, atingem o ponto da fusão incongruente (forsterita+ líquido), por volta de 1.557°C, com orto-enstatita estável entre 600°-1.000°C. Choudhury & Chaplot (2000), em análise dos polimorfos de Mg₂Si₂O₆ determinaram que a transição de orto-enstatita para proto-enstatita é dominada por variações térmicas, enquanto a mudança de orto-enstatita para clinoestatita é dirigida por variações (termo)barométricas.

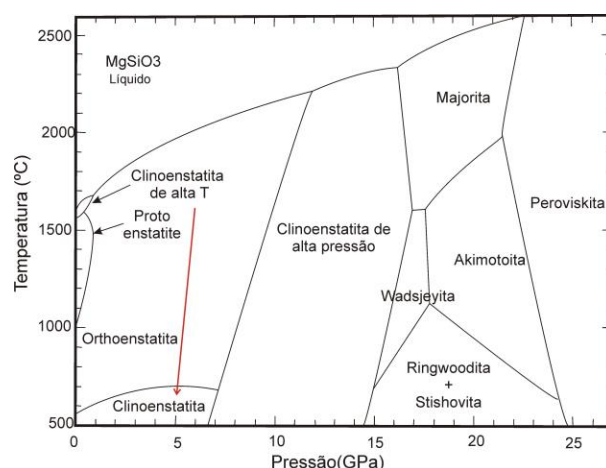


Figura 7.1: Campo de estabilidade dos polimorfos de enstatita com a trajetória sugerida para os grãos de ortopiroxênio do metaortopiroxenito do Complexo Petúnia (Deer *et al.*, 1966).

A granulação expressiva do ortopiroxênio, com espécimes que ultrapassam 5 cm de comprimento, sugere cristalização a partir de resfriamento lento, com o incorporamento dos grãos associados a processos contínuos de crescimento, exercidos após a nucleação magmática, em mecanismos de *annealing* pós-cumulático, ou mesmo *ostwald ripening*, de grãos menores nucleados precocemente, em sistema enriquecido em sílica que favoreceu, dessa forma, a formação de enstatita, frente a forsterita, conforme a [R1] (Deer *et al.* 1992).



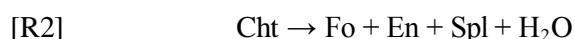
Reflexos desses mecanismos decorrem da variação química entre as regiões de borda e núcleos dos grãos (Cap. 5) e a obliteração total dos arranjos texturais primários, à exceção da preservação de grãos de olivina e Cr-espinélio corroídos e esqueléticos e níveis de Cr-espinélio finos,

alinhados, que definem horizontes de aleitamento ígneo, totalmente incorporados em grossos grãos de ortopiroxênio (Cap. 4). Suposições similares são atribuídas na gênese de níveis ortopiroxeníticos pegmatíticos do Complexo de Bushveld, com níveis de cromita engolfados por grãos de ortopiroxênio nas suas posições estratigráficas originais, reflexo de crescimento pós-cumulus em sistema químico fechado (Cawthorne & Boerst, 2006).

Os valores de cristalização e, conseqüentemente, fusão da olivina estão diretamente relacionados a trocas iônicas de Fe e Mg em sua estrutura, com seus valores progressivamente reduzidos a medida que ions de Fe^{+2} são incorporados, que reduzem dessa forma, frente ao maior raio atômico ($Fe^{+2} = 0,74\text{\AA}$ e $Mg^{+2} = 0,66\text{\AA}$), as ligações cátion-oxigênio (Deer *et al.* 1992). Dessa forma, a variação química exibida no aumento do teor de forsterita, associada a teores crescentes do conteúdo enstatítico do ortopiroxênio e a diluição do Cr# nos Cr-espinélios (Cap. 5), sugere a gênese a partir de uma câmara magmática submetida a um resfriamento lento progressivamente enriquecida em Fe^{+2} , em detrimento do consumo de Mg^{+2} pela olivina e ortopiroxênio. Este processo está diretamente relacionado ao decréscimo do gradiente térmico e é representado pela seguinte sequência de amostras (Fig. 2.5): NR-02A (En_{92,45-93,70} e Fo_{0,90-0,91}) → Pet-015 (Cr-spl_{Cr#0,89} e Mg# 0,16, En₉₂₋₉₃) → NR-013B (Cr-spl_{Cr#0,96} e Mg# 0,08, En_{88,40-90,60} e Fo_{0,88-0,89}) → Pet-24 (En_{87,75-88,85} e Fo_{0,85}) → Pet040 (Cr-spl_{Cr#0,96} e Mg# 0,03, En_{87,75-88,43} e Fo_{0,84-0,85}).

A assembléia ortopiroxênio+ olivina+ Cr-espinélio (Cap. 3), indica, a partir de extrapolação do limite máximo de estabilização do plagioclásio, gênese em condições acima de 8 Kbares (Green & Hibberson 1970, Green & Ringwood, 1970), associada a profundidades em torno de 35 Km, compatíveis com valores de crosta inferior (Best, 1982).

O'Hara (1967) e Green & Ringwood (1970) determinaram campos de estabilidade na ordem de 8 a 20 Kbar para associações olivina+ espinélio+ ortopiroxênio, com granada e plagioclásio representando a fase aluminosa, respectivamente, em condições superiores e inferiores, com temperatura estimada abaixo de 1.890°C, diante do *solidus* da forsterita (Deer *et al.* 1992). Em condições de estabilidade de espinélio a incorporação de H₂O no sistema resulta na formação de Mg-clorita, segundo a reação [R2] que define o limite máximo de estabilidade deste mineral no sistema MASH (MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, O'Hara, 1967, Evans, 1977).



A abundância modal de clorita I à custa de ortopiroxênio (Cap. 3), modalmente significante em algumas variedades (p.ex, NR-013), associada ao baixo conteúdo de Al₂O₃ do ortopiroxênio, a ausência de fase aluminosa (plagioclásio, espinélio ou granada) e o sobrecrescimento de antofilita em ortopiroxênio, sugerem sua gênese precoce à da antofilita.

A variação composicional da clorita está relacionada a substituições $MgSi \leftrightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ que são intensificadas com o incremento do grau metamórfico até a sua saturação em alumina e sua quebra em espinélio a partir da reação [R2] (Evans & Frost, 1975, Fawcett & Yoder, 1966).

Szabó (1996) em estudo de metaultramafitos komatiíticos da região de Alpinópolis (MG), atribuiu o enriquecimento de Al na clorita tanto a processos de incorporação de Al, quanto ao enriquecimento relativo resultante da liberação de conteúdos de MgSi, o que se reflete em diluição modal, à medida em que o metamorfismo avança e subsidia a geração de fases secundárias como antofilita, ortopiroxênio e olivina. Os argumentos acima parecem válidos para as relações existentes nas variedades ortopiroxeníticas do Complexo Petúnia, diante da geração de antofilita suceder a formação de talco e clorita (I) e anteceder a blastese de clorita (II), modalmente menos abundante (Cap. 3).

A estabilidade de Mg-clorita em rochas com quartzo ausente, em sistema MASH, apresenta um amplo espectro de condições (Fig. 7.2). A 10 Kbares, correspondendo a condições de base da crosta, permanece estável em temperaturas superiores a 800°C, com valores em torno de 700°C associados a metamorfismo orogênico (Bucher & Grapes, 2011).

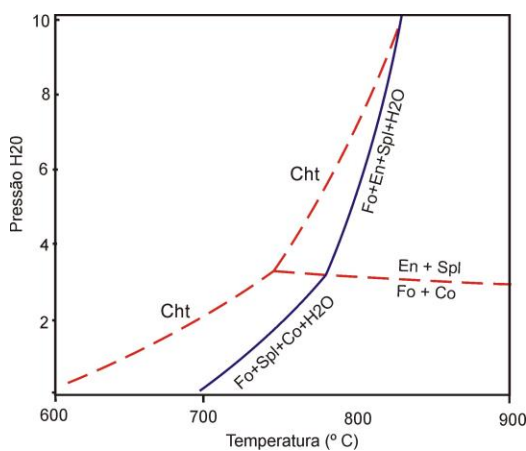
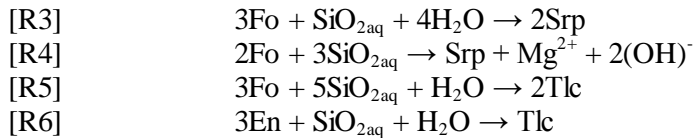
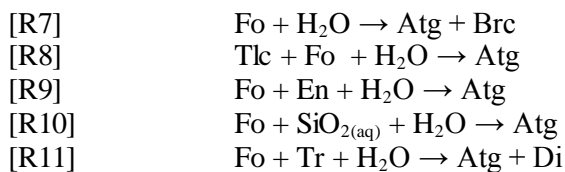


Figura 7.2: Relações de fase entre clorita- enstatita-forsterita- cordierita- espinélio- H₂O (sistema MgO-SiO₂-H₂O). Linha azul contínua por Fawcett & Yoder (1966) e linha vermelha tracejada por Chernosky *et al.* (1985).

A serpentinização precoce da olivina, ainda que modalmente insignificante nas variedades metaultramáficas do Complexo Petúnia, em condições abaixo do campo de formação da clorita I, reflete processos de hidratação precoce à formação dos anfibólios (Cap. 3) e pode ser representada pelas equações [R3] e [R4] (Derr *et al.* 1966). Processos contínuos de hidratação e aumento da atividade de SiO₂ promovem a conversão da serpentina em talco, a partir das reações [R5] e [R6] (Fig. 7.8) o que ocasiona a formação de rochas constituídas predominantemente por talco, *e.g.*, talco xistos.



Olivina e ortopiroxênio exibem condições de serpentinização que variam entre 50-300°C para lizardita e 400-600°C para antigorita (Evans & Trommsdorf, 1970, Evans, 1977). O crescimento de serpentina (antigorita) às custas de olivina, em reações progressivas de hidratação, pode ser expressa a partir das reações [R7], [R8], [R9] e [R10] desenvolvidas em sistema MASH acima de 300°C, com o desenvolvimento de antigorita e diopsídio, em sistemas CMSH (CaO-MgO-SiO₂-H₂O) a partir da reação [R11].



Rochas peridotíticas do tipo alpino, desmembradas e tectonicamente posicionadas, exibem uma maior vulnerabilidade a reações metassomáticas em sistema aberto, frequentemente, com os metaultramafitos exibindo uma incorporação de SiO₂, a partir de fluidos da encaixantes crustais, em detrimento da liberação de MgO, reações [R5] e [R6]. A talcificação da forsterita está restrita a temperaturas entre 650-500°C durante o resfriamento em condições em torno de 2 Kbares (Bucher & Grapes, 2011), conforme o diagrama da Fig. 7.3.

Portanto, as assembléias minerais e as relações texturais dos metaolivina ortopiroxenitos do Complexo Petúnia (Cap. 3), junto com o caráter aloquímico exibido por suas variedades (Cap. 4), indicam fugacidade de H₂O e atividade de SiO₂ contínua e progressiva, após a cristalização ígnea, que atingiram condições de fácies xisto verde, com trajetória indicada pela figura 7.4.

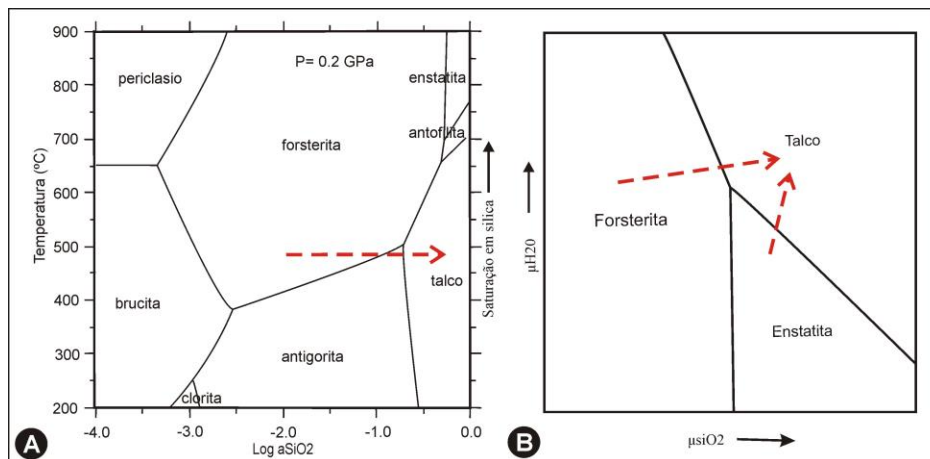
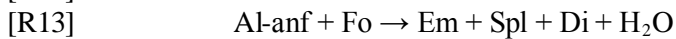
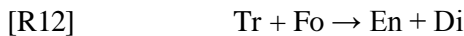
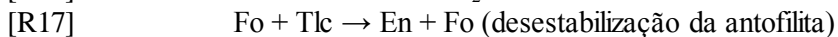
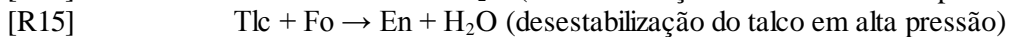
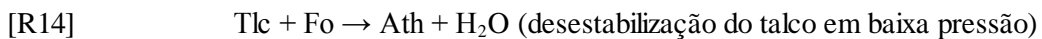


Figura 7.3: A) Diagrama de T- α SiO₂ a 0,2 GPa em sistema MSH, com o caminho de talcificação da forsterita, e, B) Equilíbrio de talco-enstatita-forsterita em diagrama segundo Frost (1975).

A presença de tremolita anterior a antofilita, abaixo do campo de estabilidade do ortopiroxênio, limita o auge metamórfico, diante da ausência de clinopiroxênio, segundo a [R12] e [R13], desencadeadas a partir de $810 \pm 30^\circ\text{C}$ (Evans 1977). Estudos experimentais demonstram que tremolita pura desestabiliza-se a cerca de 50°C abaixo do limite térmico máximo do clinocloro, com evidências petrológicas que indicam que a decomposição da clorita ocorre a 150°C antes do consumo total de tremolita (Bucher & Frey, 2002).



A formação de antofilita em ultramafitos, a partir de sistema MSH (MgO-SiO₂-H₂O), apresenta condições restritas de temperatura. As reações [R14], [R15] e [R16] definem um ponto invariante de máxima pressão (± 7 Kbares) em meta-harzburgitos (Fig. 7.4), com a antofilita definindo estágios intermediários da transformação talco-piroxênio [R17] (Greenwood, 1963, 1971, Chernosky *et al.* 1985, Evans, 1977, Bucher & Grapes, 2011).



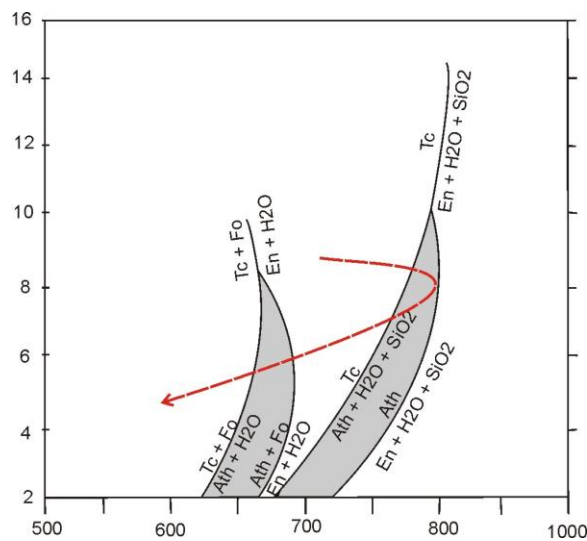
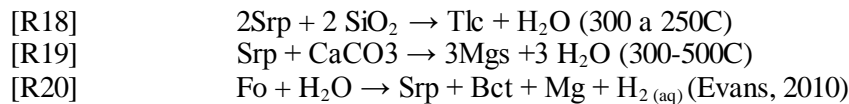
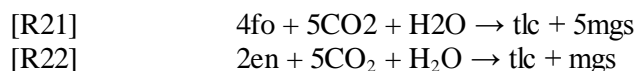


Figura 7.4: Campos de estabilidade, P(Kbar) versus Temperatura (°C), de antofilita (área destacada) no sistema MSH, com a possível trajetória da variedade metaortopiroxenítica do Complexo Petúnia (Campos de Greenwood 1963, 1971, Chernosky et al.1985, Bucher & Frey 2002).

A hidratação tardia, junto a processos de cloritização (clorita II) e carbonatação, evidencia novo posicionamento em condições de fácies xisto verde, representadas pelas reações [R18], [R19] e [R20](Frost, 1975, Evans, 2010).



Carbonatos são amplamente descritos em metaultramafitos, sendo relacionados tanto a origem mantélica quanto a processos crustais associados a geração de fases hidratadas e opacos, reflexo de reações que envolvem fluido rico em CO₂ (Bucher & Grapes, 2011). Diante do caráter aloquímico apresentado pelos metaortopiroxenito do Complexo Petúnia (Cap. 4), e o significativo conteúdo de carbonato e talco, provavelmente reflexo da introdução de CO₂ e H₂O, o sistema químico pode ser representado no modo MS-CH (MgO-SiO₂-CO₂-H₂O). Em condições de baixa pressão (>1 Kbar) a formação de talco+ carbonato pode ser expressa a partir das reações [R21] e [R22] (Fig. 7.5).



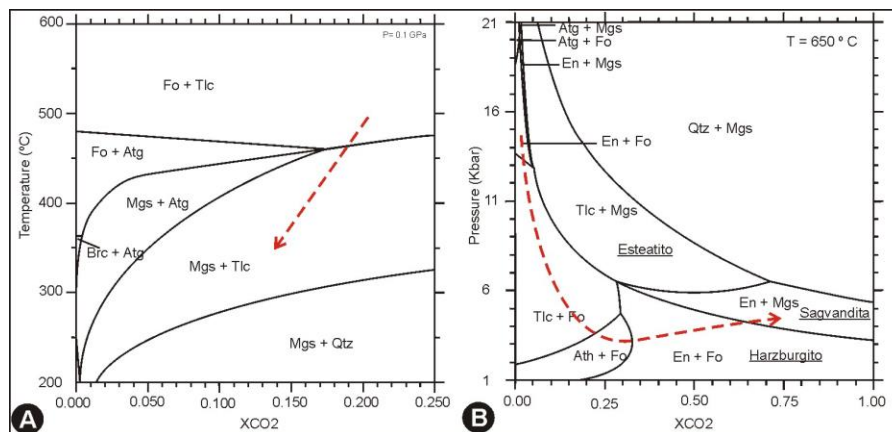


Figura 7.5: Diagrama de estabilidade para rocha ultramáficas portadoras de carbonato. Modelado para sistema MS-HC: A) para 1 Kbar, e B) para seção isotérmica em 675°C. Extraído e modificado de Bucher & Grapes (2011). A linha tracejada indica o provável caminho das variedades de metaolivina ortopiroxenito do Cp.

Em linhas gerais (Figs. 7.6 e 7.7), as variedades de metaolivina ortopiroxenito do Complexo Petúnia, exibem uma evolução petrogenética a partir de uma câmara magmática (< 1.890°C, 8-20Kbar) lentamente resfriada, que possibilitou o desenvolvimento de grossos grãos de ortopiroxênio, incorporou grãos cumuláticos precoces de olivina e Cr-espinélio, com significativa fugacidade de SiO₂ e H₂O e que promoveu a entrada de clorita no campo de estabilidade do ortopiroxênio. Com a adição progressiva de H₂O e o abrandamento termo(barométrico), olivina e, subordinadamente, ortopiroxênio, transformaram-se, total a parcialmente, em (serpentina), talco e clorita.

Um incremento nas condições físicas, até 800°C, proporcionou a entrada de tremolita no sistema, progressivamente obliterada pelas condições (retrometamórficas) de entrada da antofilita, até 7 Kbares e temperaturas em torno de 600-700°C. Com a continuidade retrometamórfica, e adicionalmente com a entrada de H₂O e CO₂, assembléias de silicatos hidratados e carbonatos tomaram forma em condições de baixo grau (< 550°C e ~2 kbares). Condições extremas de metassomatismo e carbonatação refletem nas variedades de talco xistos, antofilita-talco xistos, xistos e metaortopiroxenitos carbonatados (sagvandita) e clorititos (Cap. 3).

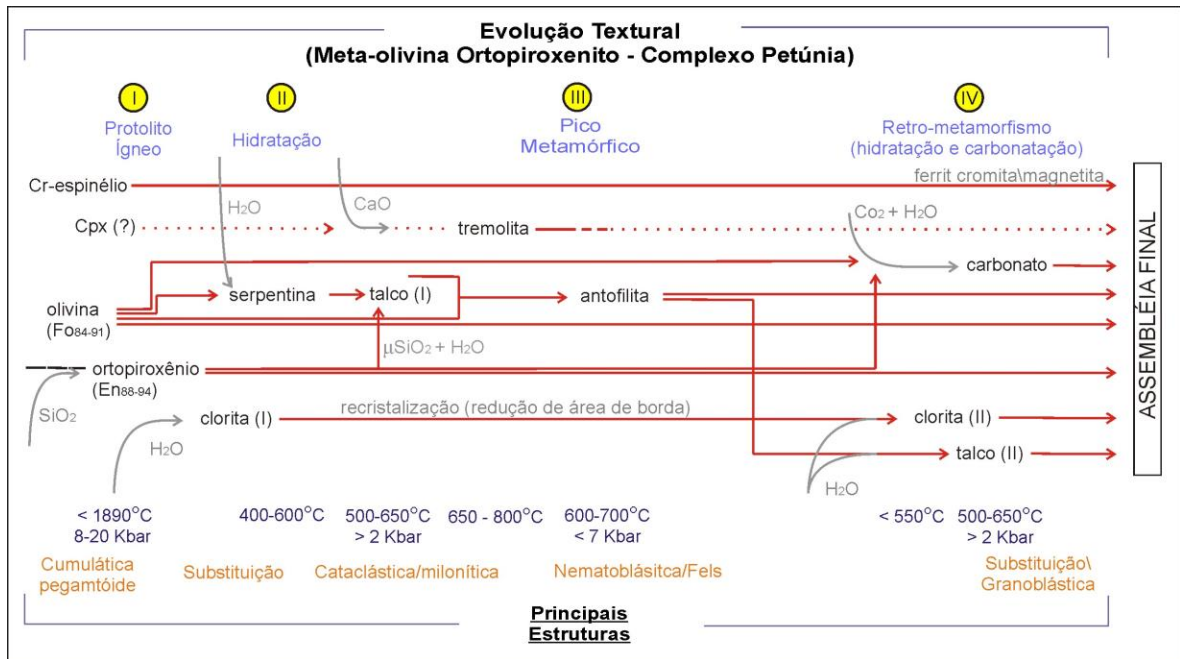


Figura 7.6: Evolução textural proposta para o metaolivina ortopiroxenito do Complexo Petúnia.

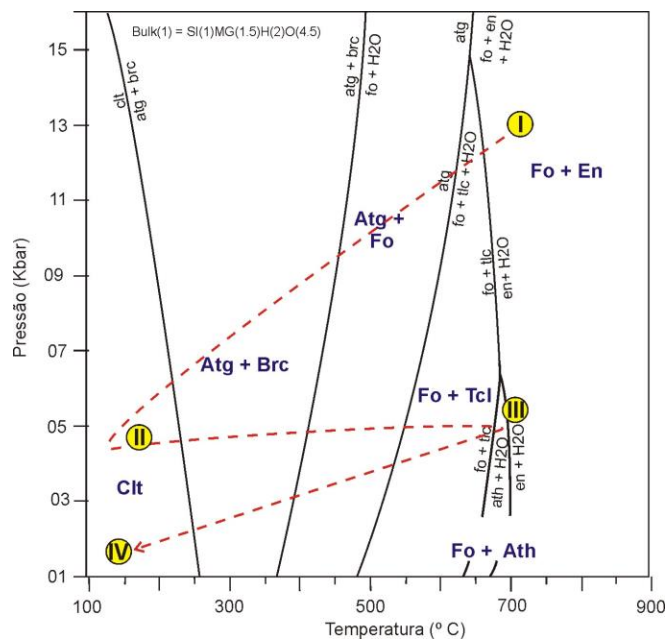


Figura 7.7: Trajetória P-T estimada para as variedades de metaolivina ortopiroxenito pegmatóide do Complexo Petúnia, em diagrama no sistema MS-H (Bucher & Grapes, 2011).

7.2.2- Rochas metamáficas

7.2.2.1- Meta olivina gabro coronítico

Em síntese, o olivina meta gabro coronítico (Pet-006) apresenta textura ígnea preservada definida pelo arranjo subofítico e intergranular de clinopiroxênio (augita) e plagioclásio (bytownita) localmente superimposta por superfícies rúpteis (fraturas) e com característica reações entre olivina-plagioclásio e ilmenita-plagioclásio, resultando na geração de coronas múltiplas (Cap. 3).

A associação de rochas contendo olivina e plagioclásio é diagnóstica de baixa pressão (< 6 Kbar), relacionada a temperaturas superiores a 800°C, típicas de intrusões crustais máficas, com correspondentes metamórficos desconhecidos (Bucher & Grapes, 2011). A associação ígnea, representada pela assembléia de clinopiroxênio+ plagioclásio+ olivina+ ilmenita ± ortopiroxênio foi estimada com condições de formação em torno de 1250°C ($\sigma = 16,65$) e 11 a 12,8 Kbar ($\sigma = 0,68$) utilizando calibrações de Putirka (2008). Em torno de 1140°C ($\sigma = 54,62$) quando utilizado o geotermômetro de Nimis & Taylor (2000), compatível com o valor determinado para a curva *solidus* de basaltos e gabros, em torno de 1200°C (Bucher & Grapes, *op. cit.*), e, necessariamente, entre 1205°C e 1718°C, frente aos respectivos valores da curva *solidus* para composições faialíticas e crisolíticas (Fo₇₅).

A utilização do geotermobarômetro de Putirka (2008), idealizado para rochas vulcânicas, utiliza a composição ideal do “líquido”, nesse caso representado pelos valores químicos de rocha total, considerado dessa forma, diante da débil presença de estruturas metamórfico-deformacionais, como representante do “líquido” original, como demonstrado pelo teste de validação representado a partir de diagrama binário do conteúdo dos componentes do clinopiroxênio calculado *versus* valores estimados (Putirka 2008, Fig. 7.8).

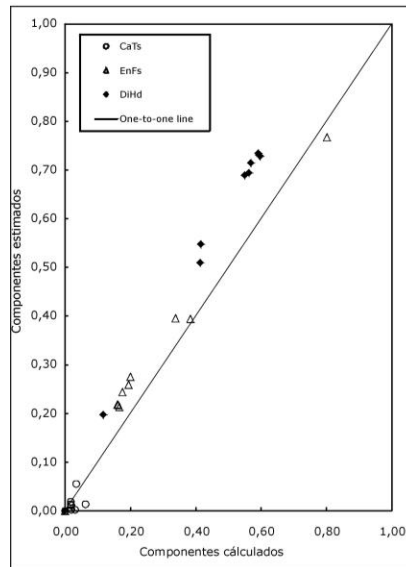


Figura 7.8: Teste de validação segundo parâmetros de Putirka (2008) para a determinação da temperatura de solidificação de magma básico utilizando análises de clinopiroxênio e do “líquido” ideal.

Reações envolvendo olivina e plagioclásio são comuns em rochas gabróicas contendo essas fases e, comumente, são constituídas por uma corona de ortopiroxênio sucedida por intercrescimento simplectítico entre espinélio e clinopiroxênio/hornblenda, frequentemente associada a terrenos desde fácies anfífolio a eclogito (Claeson, 1998). Seu mecanismo é amplamente relacionado a processos *subsolidus* a partir de difusão iônica de elementos em presença de fase de fluida, no entanto, sem consenso na assunção do processo desencadeador dessas reações, associadas tanto a processos metamórficos (*e.g.*, Lamoen 1979, Otten, 1984, Ashworth 1986, Candia *et al.* 1991) quanto a deutéricos/tardi-magmáticos (*e.g.*, Griffin & Heier 1973, Gardner & Robins, 1974, Joesten, 1986, Turner & Stuwe 1992, Claeson 1998, Ludka & Weidemann 1997), com divergências quanto ao sistema químico envolvido, relacionado tanto a sistema isoquímico (*e.g.*, Grieve & Gittins, 1975, Joesten, 1986, Candia *et al.* 1991) quanto a aloquímico (*e.g.*, Lamoen 1979, Mongkoltip & Ashworth, 1983, Ashworth 1986, Turner & Stuwe 1992, Nasipuri *et al.* 2011).

Mongkoltip & Ashworth (1983) e Ashworth (1986) admitiram processos metamórficos em sistema aberto para a geração de coronas entre olivina e plagioclásio e ilmenita e plagioclásio em gabros troctolíticos da Noruega o que contrapõe o modelamento computacional que aponta origem magmática em sistema fechado apresentado por Joesten (1986) para esses mesmos corpos.

Candia *et al.* (1991) atribuíram condições metamórficas isoquímicas para a formação de coronas entre olivina e plagioclásio em gabronoritos e metaultramafitos de Goiás, baseados na constância do conteúdo de $(Na+K)/CaO$ dos anfífolios e plagioclásio, comparando a relação Fe/Mg

entre as fases envolvidas na reações e assumindo reações estequiométricas na geração de espinélio, anfibólio e ortopiroxênio em detrimento de olivina e plagioclásio. Outro fator levantado pelos autores decorre dos equivalentes conteúdos químicos, em rocha total, quando comparadas espécimes com diferentes volumes de material coronítico.

Laemon (1979) relacionou a processos aloquímicos o desenvolvimento de reações coroníticas entre olivina e plagioclásio e atribuiu composições correlatas entre olivina e ortopiroxênio, com variações químicas expressivas no anfibólio. Considerações similares foram apresentadas por Nasipuri *et al.* (2011), que sugeriram que os processos de difusão são controlados pela taxa de reação em um sistema aberto com remoção, por difusão de transferência de massa, de MgO, com produção de ortopiroxênio, espinélio e anfibólio cálcico às expensas de olivina e plagioclásio, com a ausência ou presença de fase fluida na interface desses minerais que regem o desenvolvimento das coronas de reação.

Ludka & Wiedmann (1997) associaram a geração das coronas entre olivina e plagioclásio em gabros coroníticos do Rio de Janeiro a estágios intra- a tardi magmáticos, com a coexistência de fases cumuláticas sólidas e o líquido magmático, diante dos valores entre 850-900°C para o desenvolvimento das reações, próximas aos valores obtidos para a cristalização do magma, em torno de 940-970°C. No entanto, não descartaram a possibilidade da natureza metamórfica para essas reações.

Claeson (1998) interpretou a geração de simplectitas e quelifitas entre plagioclásio e olivina, em gabros do cinturão ígneo trans-escandinávio na Suécia, como reflexo de reações *sub-solidus* em sistema aberto durante o resfriamento magmático, com a natureza indeformada do corpo e o conteúdo rico em voláteis do magma, plausíveis para uma origem livre de influências metamórficas.

Considerações similares foram apontadas por Turner & Stuwe (1992) para reações coroníticas sem envolvimento de espinélio e granada, em corpos gabróticos australianos intrudidos em baixa pressão. Estes autores atribuem o desenvolvimento das reações em sistema aberto para elementos menores, incluindo H₂O e TiO₂, com a fase fluida provavelmente derivada de sistemas hidrotermais associados ao resfriamento sub-solidus do plutão, em condições de não mais que 1 Kbar.

Otten (1982) relacionou processos metamórficos a reações envolvendo plagioclásio e olivina com a geração de coronas de ortopiroxênio e intercrescimento de hornblenda e gedrita, sugerindo que o conteúdo de ortopiroxênio, hornblenda e gedrita correspondesse a variações da associação ortopiroxênio-hornblenda-espinélio.

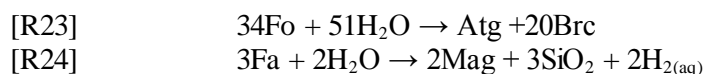
A presença de plagioclásio e clinopiroxênio deformado, juntamente com a ausência de evidências de recristalização dinâmica, a “cicatrização” de fraturas e o predomínio de estruturas de substituição pseudomórfica, uralitização e serpentinitização, sugerem que o desencadeamento das

reações coroníticas nessa variedade está relacionado a processos pós-magmáticos/metamórficos com as reações ocorrendo em estado sólido, limitado pela disponibilidade de fluido, o que desenvolveu quelifitas de serpentina (ortopiroxênio?) ao redor de olivina e anfibólio, hornblenda e gedrita (Cap. 5), no contato com plagioclásio.

Grieve & Gittins (1975) advogaram da possibilidade de mudança química na olivina em virtude das reações com plagioclásio como um ajuste isoquímico. Mongkoltip & Ashworth (1986) consideram que a restrita mobilidade de Al e Si implique em razões similares de Al/Si no anfibólio, no espinélio coronítico e no plagioclásio reagente, com essas considerações adotadas por Otten (1984) na associação de hornblenda (0,52-0,56) e gedrita (0,58-0,62) em plagioclásio reagente (0,58).

No entanto, a ausência de olivinas sem corona, assim como o zoneamento oscilatório do plagioclásio impossibilita uma averiguação do reflexo das reações coroníticas na composição dessas fases e dificulta especulações acerca da natureza iso/aloquímica do sistema nessas reações, juntamente com a variação química do anfibólio, hornblenda e gedrita, exibida pelas análises. As razões de Al/Si do plagioclásio orbitam entre 0,48 e 0,73, com média situada em 0,62, com valores de 0,56 e 0,69 para a hornblenda coronítica e em torno de 0,48 para a gedrita. Esses valores podem estar relacionados tanto a mobilidade relativa dos elementos, quanto a composição original do plagioclásio.

A presença de magnetita neorformada associada as coronas, especificamente, exsolvidas em fraturas de olivina e concentradas na interface dos níveis serpentínicos, possivelmente resulte da reação [R23] e [R24], desencadeada em torno de 400°C (Bucher & Grapes, 2011). No entanto, teores do componente faialita acima de 10% acarretam na não incorporação de excesso de ferro, pela serpentina, refletido na formação de magnetita segundo a [R23], em condições sensíveis a pressão de hidrogênio no fluido (Evans, 2010).



Outro fator relevante quanto a especulação das condições de geração das reações coroníticas advém do fato de que o desenvolvimento dessas reações ocorreu após o fraturamento do clinopiroxênio e, em menor escala no plagioclásio, que exibe intensa deformação intracristalina que progressivamente ocasiona a cataclase do grão, sem evidências de processos de recristalização.

A deformação do plagioclásio é fortemente dependente das condições metamórficas (Trouw & Passchier, 1996). Em temperaturas abaixo de 400°C, o feldspato deforma-se principalmente por fluxos cataclásticos e fraturamento, passa a exibir microfraturamentos internos e deslocamento de discordâncias, com o desenvolvimento de extinção ondulante, maclas em cunha, bandas de

deformação e *kinks*, com ausência de matriz recristalizada e estruturas do tipo núcleo-manto, em condições de médio grau, 400-500°C (Trouw & Passchier, 1996).

Em condições em torno de 450-600°C, saltos de discordâncias e processos de recristalização se tornam significativos, principalmente nas bordas dos grãos, associadas a nucleações do tipo *bulging* e novos grãos. Em condições de alta temperatura (> 600°C) maclas são menos comuns, com recuperação intracristalina e o surgimento frequente de sub-grãos nessas condições, com recristalização por migração de borda, *bulging* e estrutura do tipo núcleo-manto (Trouw & Passchier *op cit*).

Em condições de baixa a intermediária pressão os grãos são do tipo *strain free*, com fraturamento, extinção ondulante e bandas de deformação frequentes. Em condições de altas temperaturas (> 850°C) pode ocorrer recristalização por migração de borda em presença de líquido, associada a grãos do tipo *strain free*, contatos interlobados e *leftover grains* (Rosenberg and Stünitz, 2003).

Diante do exposto, a geração das reações coroníticas, posterior aos processos de fraturamento do clinopiroxênio e associada a estruturas de deformação intracristalina, sugere que o seu desencadeamento iniciou em temperaturas superiores a 400°C e inferiores a 600°C, em condições metamórficas de médio a baixo grau, limitadas pela ausência de recristalização do plagioclásio, compatível com a temperatura *solvus* entre antofilita e gedrita, abaixo de 600°C, determinada a partir da assembléia dessas fases com hornblenda (Spear, 1980).

A ausência de espinélio e a presença de gedrita e hornblenda, provavelmente nas mesmas condições, sugere uma coexistência em equilíbrio para essas variedades de anfibólio, particionados diante da mobilidade relativa e a existência de, possível, gradiente químico envolvido nas reações, consoante com Otten (1984). Desse modo, a associação gedrita/hornblenda-serpentina (ortopiroxênio) caracteriza uma variante da comumente relatada associação ortopiroxênio-espinélio-anfibólio (*e.g*, Griffin & Heier 1973, Grieve & Gittins 1975, Lamoen 1979, Mongkoltip & Ashworth, 1983, Ashworth 1986, Joesten, 1986, Claeson 1998, Candia *et al.* 1991, Turner & Stuwe 1992, Ludka & Wiedemann 1997, Nasipuri *et al.* 2011) gerada sob as mais diversas condições de formação (Tab. 7.1).

Tabela 7.1: Estimativas termo-barométricas apresentadas em reações olivina-plagioclásio a partir de diversos autores.

Estimativas de pressão (Kbar)											
8-9	>7	5-7	>5	8±1	6-10	>4	>6	7,5-8,5	-	6-8	5
Estimativas de temperatura (°C)											
			500-550						850-900	800±30	700-780
Griffin (1971)	Gill (1981)	Selverstone & Stern (1983)	Otten (1984)	Whitney & Mclelland (1983)	Burn (1985)	Rivers & Mengel (1988)	Khan et al (1989)	Dasgupta et al (1993)	Ludka & Wiedemann (1997)	Claeson (1998)	Nasipuri et al (2011)

Em síntese, o olivina metagabro coronítico (Pet-006) apresenta uma evolução petrogenética definida a partir de dois processos principais. O primeiro está associado a sua formação, em ambiente

ígneo plutônico gabróico toletítico, em níveis crustais relativamente rasos (< 6 Kbar), com câmara magmática dominada por cristalização sob influência de processos gravitacionais, cúmulus e adcúmulus, expresso a partir de grãos de olivina e plagioclásio cumuláticos, com o consumo de líquido residual e intersticial, intercúmulus, que resultou na cristalização do clinopiroxênio (augita) e, de modo subordinado, ortopiroxênio, que imprimiu estruturas subofítica e intergranular.

O segundo processo provavelmente está relacionado a uma hidratação desencadeada a partir da geração de estruturas frágeis (fraturas), culminou nas estruturas de reação coronítica e substituição, em condições entre 400-600°C, e foi fortemente dominada por processos de difusão em estado sólido, persistindo a condição de fácies xisto verde (Fig. 7.9).

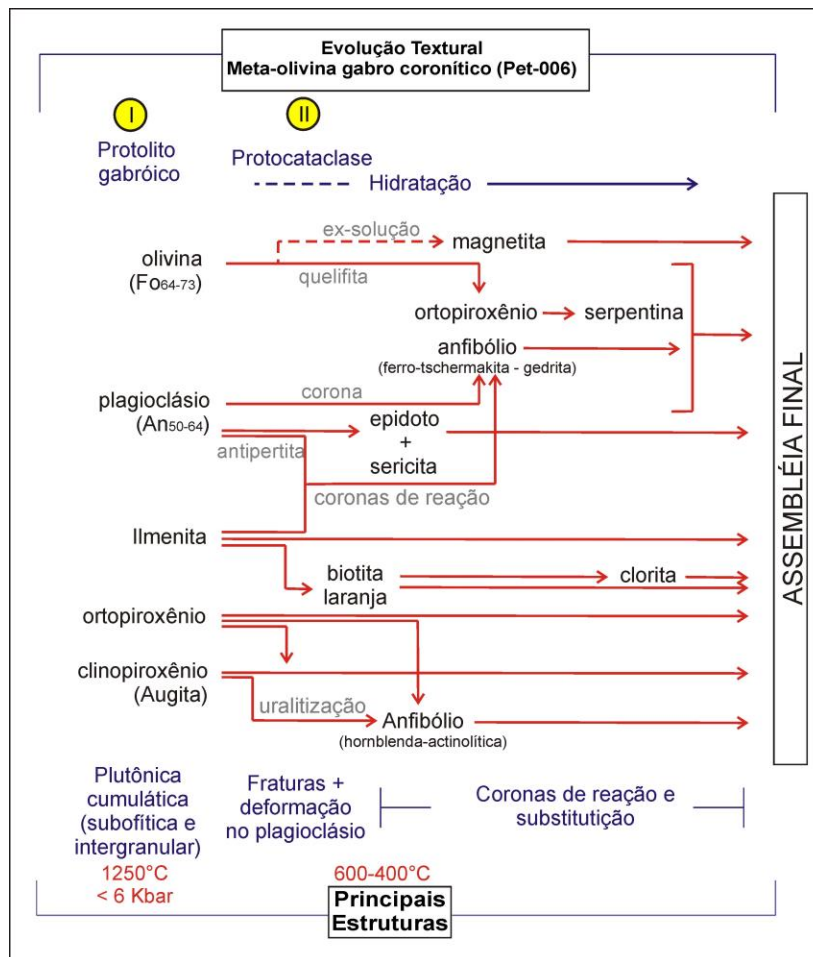


Figura 7.9: Diagrama com a evolução petrogenética do meta olivina gabro (Pet-006).

7.2.2.2-Meta gabro cataclasado

O metagabro (Pet-004), em síntese, apresenta uma textura granonematoblástica, a partir de trama subofítica intensamente obliterada por recristalização dinâmica e, posteriormente seccionada, por no mínimo, duas gerações de fraturamento, associadas a pseudotaquilitos, em primeiro momento, com posterior brechamento coesivo superimposto. A associação ígnea, representada pela associação de diopsídio+ plagioclásio (oligoclásio/andesina) foi intensamente obliterada, sendo discerníveis cinco processos de reequilíbrio texturais: i) relacionado a petrogênese em ambiente magmático plutônico, ii) hidratação, que resultou na uralitização do clinopiroxênio, iii) recristalização, que compôs arranjos granonematoblásticos no anfibólio, recristalizou plagioclásio (albita) em agregados lenticulares com epidoto, quartzo e titanita associada, iv) cisalhamento rúptil que gerou pseudotaquilito, e, v) cisalhamento rúptil, que seccionou e falhou as estruturas anteriores, e que pode estar relacionada a uma continuidade do episódio iv (Fig. 7.10).

Análise de núcleo de grão de plagioclásio deformado que exhibe composição oligoclásica/andesínica, associada a magnésio hornblenda, sugere condições de fácies anfibolito para a assembléia em arranjo granonematoblástico, com a associação plagioclásio ($>An_{17}$)+ hornblenda± biotita± epidoto, típica da fácies anfibolito baixo a xisto verde alto (Yardley, 1994). A ausência de granada limita o pico metamórfico a condições inferiores a 400-450°C, intervalo de aparecimento dessa fase nos metabasitos (Bucher & Grapes, 2011).

As composições químicas do anfibólio e do plagioclásio sistematicamente se modificam face ao metamorfismo, com o anfibólio variando de actinolita, em baixo grau, a variedades ricas em Na e Al, e o plagioclásio de albita a composições mais cálcicas (andesina), em virtude do incremento metamórfico (Bucher & Grapes, *op. cit.*, Winter, 2001).

Dessa forma, a maciça composição albítica (Ab_{92-96}) do plagioclásio em agregados e grãos recristalizados associados com quartzo e epidoto evidencia um retrometamorfismo intenso a partir da associação de magnésio-hornblenda+ plagioclásio (An_{30}), tendo em vista que em metabasitos a transição de oligoclásio para albita é abrupta e define a transição da fácies anfibolito para xisto verde, em temperaturas inferiores a 400-500°C (Bucher & Grapes, 2011). A associação albita+ clinozoisita representa o componente labradorítico na quebra retrometamórfica do plagioclásio, em condições com significativa fugacidade de água em condições de fácies xisto verde (Goldsmith, 1982).

A formação de pseudotaquilito ocorre associada a fusões locais, reflexo de um alto aquecimento, frente a rápido esforço friccional em rochas de baixa porosidade (10^{-2} a 1 ms^{-1} , Philpots 1964, Spray 1995), que gera um pequeno volume de fusão que rapidamente se resfria e resulta na formação de vidro ou material afanítico que preenche as estruturas de falhas e vênulas. Pode constituir bandamentos irregulares a dobrados, em decorrência do fluxo do fundido, estando relacionado a

condições infra-crosta, compatíveis com a de fácies granulito/eclogito (Clarke & Norma, 1993), com temperaturas estimadas entre 750-1600°C (e.g., O'Hara 2001, Di Toro & Penacchioni 2004).

A formação de estruturas e grãos formados a partir da recristalização da matriz do pseudotaquilito é uma característica comum e relaciona-se a devitrificação da estrutura (Maddock *et al.* 1987), frequentemente com a geração de grãos aciculares idiomórficos (microlito) de feldspato, biotita, anfibólio e ortopiroxênio (Di Toro & Penacchioni 2004).

Baseando-se em relações microestruturais, como a interface retilínea entre os níveis de pseudotaquilito e a rocha encaixante, a relação inversa entre a presença de pseudotaquilito e a de clinopiroxênio, o predomínio de estruturas por dissolução na interface da estrutura, em plagioclásio e anfibólio com inexpressivo conteúdo de clastos dessas fases preservadas na matriz, sugere-se que a geração localizada de fundidos e a recristalização rápida dos pseudotaquilitos em níveis e vênulas, ocorreram em condições crustais rasas posteriores, ou concomitantes com a uralitização do clinopiroxênio, associada a deformação rúptil de quartzo, plagioclásio e anfibólio, vistos principalmente em regiões com ausência de pseudotaquilitos, com temperaturas mínimas estimadas entre 1.100 a 1.500°C, estipuladas a partir do ponto de fusão do plagioclásio (Toyoshima, 1990, Lin 1994).

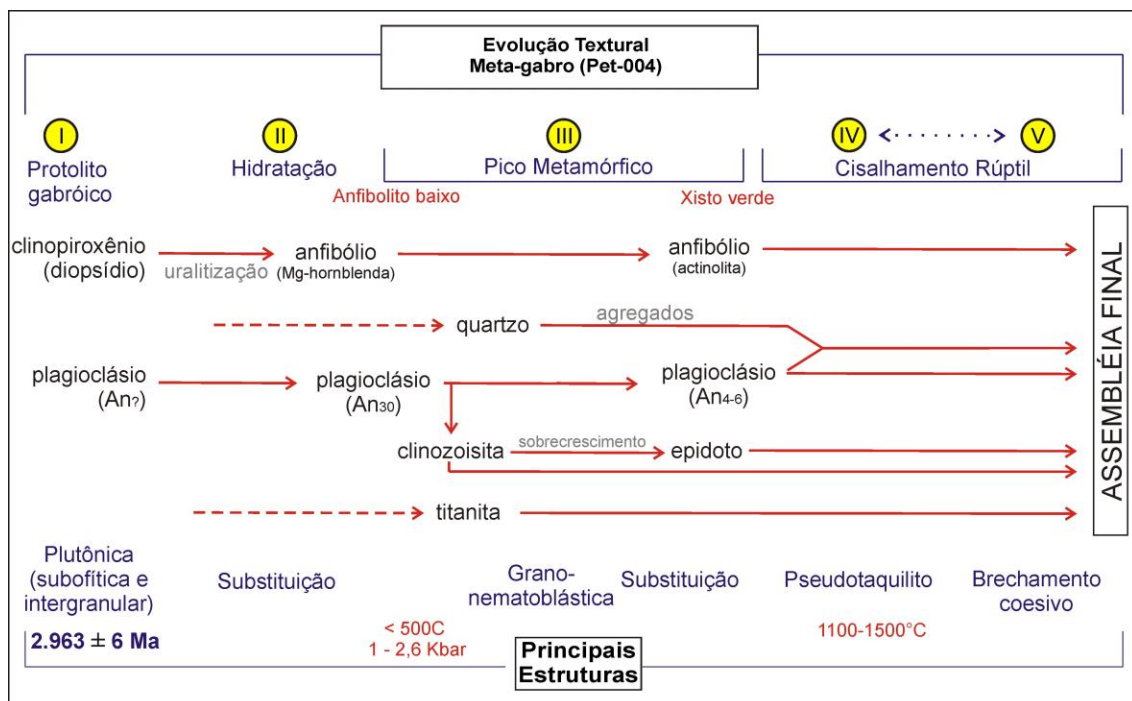


Figura 7.10: Diagrama com a evolução petrogenética proposta para o metaolivina gabro (Pet-004).

7.2.2.3- Granada anfibolitos

De modo geral, os granada-anfibolitos do CP exibem assinaturas químicas compatíveis com as de basaltos *N-MORB* (Cap. 4) com diversificado arranjo textural refletido em tramas granonematoblástica até proto/milonitizadas, com uma assembléia mineral constituída por granada ($Alm_{54-58}Gro_{25-31}Prp_{6-10}$), hornblenda (tschermakita e ferro-pargasita), titanita, ilmenita e plagioclásio (An_{20-40} , Caps. 4 e 5). A variedade nematoblástica (Pet-019) apresenta plagioclásio com conteúdo de andesina associado a anfibólios de composições essencialmente tschermakíticas, com a variedade proto/milonitizada a oligoclásio e ferro-pargasita (*sub-ítem 5.2.1.2*). O conteúdo de granada permanece homogêneo independente da variedade anfibolítica.

A associação plagioclásio + hornblenda é típica das associações metabásicas equilibradas em condições de fácies anfibolito, com o aparecimento de granada como reflexo do incremento metamórfico, com condições de formação entre 400-450°C (Winter, 2001, Bucher & Grapes, 2011). A ausência de clinopiroxênio além essa associação a entrada na fácies granulito, juntamente com a inexistência de actinolita e epidoto que restringe a condições superiores as da fácies xisto verde. A associação oligoclásio+ hornblenda define o limiar entre as fácies anfibolito e xisto verde, em detrimento de albita+ actinolita, típica dessa última fácies (Yardley, 1992, Winter, 2001, Bucher & Grapes *op. cit.*).

Calibrações geobarométricas clássicas (*e.g.*, Hammarstrom & Zen, 1996, Hollister *et al.* 1987, e, Schmidt 1992) foram utilizadas para determinar as condições de pressão geradoras dessas variedades (Tabela 7.2, Fig. 7.11), os quais exibiram valores na ordem de 7,5-8 e 8,3-9,0 Kbares, respectivamente para as bordas e núcleos da variedade nematoblástica (Pet-019), e 7,3-7,8 e 7,15-7,7 Kbares, para as bordas e os núcleos da variedade milonitizada (Pet-018C).

Tabela 7.2: Estimativas geobarométricas calculadas a partir de calibrações diversas.

		Geobarômetro (Pet-019)			Geobarômetro (Pet-018)				
		Hammarstrom & Zen 1996	Hollister <i>et al.</i> 1987	Schmidt 1992		Hammarstrom & Zen 1996	Hollister <i>et al.</i> 1987	Schmidt 1992	
BORDA	Média	7,51	8,05	7,80	Média	7,33	7,85	7,63	
	Max	7,67	8,24	7,96	Max	7,67	8,23	7,96	
	Min	7,22	7,73	7,53	Min	7,09	7,59	7,41	
	σ (n=3)	0,25	0,28	0,24	σ (n=3)	0,30	0,34	0,29	
		Pet-019 (Núcleo)			Pet-018 (Núcleo)				
NUCLEO	Média	8,30	8,94	8,55	Média	7,15	7,66	7,47	
	Max	9,66	10,46	9,84	Max	7,62	8,18	7,91	
	Min	7,63	8,19	7,92	Min	6,62	7,06	6,96	
	σ (n=7)	0,69	0,77	0,65	σ (n=5)	0,39	0,44	0,37	

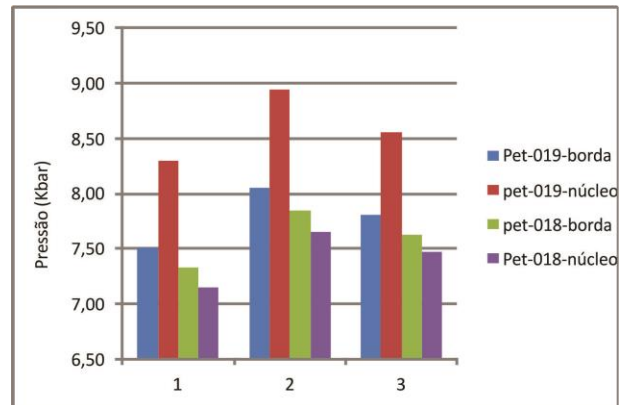


Figura 7.11: Variações barométricas determinadas para os granada anfibolitos do Complexo Petúnia utilizando-se diversas calibrações: 1) Hammarstrom & Zen (1996), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992).

Quando são utilizados geotermobarômetros aplicados à pares de hornblenda-plagioclásio (Anderson, 1996, Holland and Blundy, 1994) obtiveram-se valores de temperaturas entre 635-675°C associados a valores de pressão entre 7,5 a 8,9 Kbares, compatíveis com o exibido pela tabela 7.2 e que posiciona os granada anfibolitos em fácies anfibolito alta. Na utilização de pares anfibólio-granada, com calibrações de Graham & Powell (1984) e Perchuck *et al.* (1985), através da utilização do *software* de Soto & Soto (1995), obtiveram-se valores entre 525-620°C ($\mu=568^\circ\text{C}$) e 460-545°C ($\mu=495^\circ\text{C}$), respectivamente, para as variedades nematoblástica e proto/milonítica, ressaltando que esses valores podem estar subestimados frente as modificações químicas exibidas por essas fases durante os processos retrogressivos.

O padrão inverso observado nos anfibolitos milonitizados, com as bordas exibindo os menores valores barométricos (Tab. 7.2), sugere que o processo de proto/milonitização ocorreu em níveis crustais mais rasos com posterior recristalização em condições retrometamórficas, cuja evolução textural esta representada na figura 7.12.

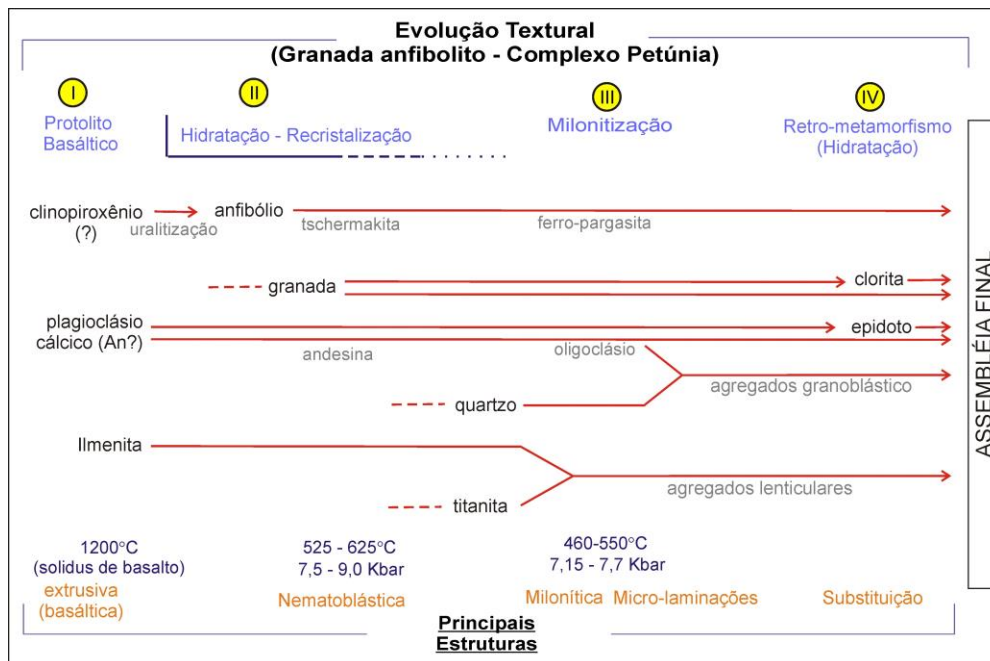


Figura 7.12: Evolução textural proposta para os granada anfibólitos do Complexo Petúnia.

7.2.3- Discussão

Diante da proximidade espacial, pela similaridade das ocorrências, estando o Complexo Petúnia encaixado tectonicamente em metassedimentos e orto-granitóides biotíticos, pela assinatura química, agrupada em tendência toleítica com padrões de ETR semelhantes quando normalizados para valores do manto primitivo (Caps. 2, 3, 4 e 5), sugere-se que as diversas variedades são pertencentes a uma associação petrotectônica evoluída em ambientes distintos a partir de processos correlatos.

As assinaturas geoquímicas *N-MORB*, rotineiramente apresentadas pelos granada-anfibólitos (Cap. 4), assim como seu aspecto textural, sugerem uma evolução a partir de magmatismo extrusivo, reflexo de processo distensivo associada a geração de crosta oceânica.

Sen (1973) mostrou que o conteúdo de potássio plagioclásio nos metamorfitos está relacionado a temperatura de formação e não a razão Ab/An ou a disponibilidade de potássio no momento da cristalização, estando diretamente relacionado ao grau metamórfico e que as substituições isomórficas de Na e Si por Ca e Al são termodinamicamente dependentes e refletem diretamente as condições as quais a rocha foi submetida. Lindh (1978) assume que a influência de incorporação de Na na estrutura do plagioclásio decorre da mudança na paragênese mineral.

O conteúdo de alumínio/Al, assim como sua coordenação, na estrutura do anfibólio, estão subordinados às condições termodinâmicas. Anfibólitos cálcicos de rochas de baixo grau metamórfico apresentam baixo conteúdo de Al, com altos valores exibidos por anfibólio sódico e cálcio-sódicos

com alto Ti, derivados de metamorfismo regional de alto grau (Ernst, 1968). Desta forma, condições de altas pressões favorecem tanto anfibólios sódicos quanto cálcicos, frente a anfibólios ferro-manganesianos que promovem uma significativa incorporação de Al de coordenação octaédrica no anfibólio resultante (Ernst, 1968).

Dessa forma, a diversidade composicional apresentada pelo plagioclásio e anfibólio nos metamafitos do Complexo Petúnia (Cap. 5), reflete a estabilização quimio-textural em condições dissimilares, atuantes nas diversas variedades, o que corrobora os dados termo-barométricos obtidos e o posicionamento das variedades em grades petrogenéticas, e que reflete diretamente as condições as quais estas rochas foram submetidas.

A assinatura cálcio-alcálica do metagabro (Pet-004), exibida em diagramas basálticos, sugere componente magmático, gerado em ambiente de supra-subdução, iniciado por volta de $2,963 \pm 6$ G.a (Cap. 6).

Câmaras magmáticas básico/ultrabásicas foram posicionadas em condições infra-crustais, submetidas a um resfriamento lento, dominadas por processos magmáticos gravitacionais, o que conferiu os aspectos texturais do metaolivina gabro coronítico e das variedades metaultramáficas (Cap. 3). Os registros quimio-texturais das diversas variedades mostram-se dissimilares entre si o que reflete a arquitetura da região, a qual atuou de maneira heterogênea (Cap. 2). No entanto, foram atribuídos a quatro processos como os responsáveis pelos registros texturais impressos nesses litotipos, sendo:

1) geração do protólito magmático ($2,963 \pm 6$ G.a) que imprimiu tramas subofíticas a intergranulares nos metagabros e texturas cumuláticas nos metaultramafitos, com texturas pegmatóide primária no metaolivina ortopiroxenito e ortocumulática no dunito e cromitito. Os anfibólitos se destacam como uma exceção, não sendo discerníveis feições reliquias primárias, porém inferidas a partir de seu conteúdo quimio-textural,

2) hidratação precoce que ocasionou a uralitização do clinopiroxênio das variedades gabróicas e basálticas e a serpentinização e talcificação de olivina e ortopiroxênio nos metaultramafitos,

3) evento metamórfico-deformacional, atribuído ao pico metamórfico, que atingiu fácies anfibólito superior, associado a geração de trama cataclástica, milonítica, estiramento e recristalização mineral (granonematoblástese) e *felses* em variedades antofílicas, dependentes do nível crustal de atuação, da disponibilidade de fluidos e da composição da rocha. A esse evento está relacionada a geração de brechas coesivas e pseudotaquilitos na variedade metagabróica (Pet-004), as reações coroníticas do metaolivina gabro (pet-006) e a geração de foliação e milonitização dos

anfíbolitos. Nas variedades metaultramáficas, estruturas frágeis e a recristalização de anfibólitos nematoblásticos e talco lepidoblástico ocorrem associadas, com as estruturas rúpteis sendo impressas, reflexo da resistência à recristalização de olivina, ortopiroxênio e cromita.

4) Processo de hidratação tardio que culminou na geração de fases hidratadas tanto nos metaultramafitos quanto nos metabasitos.

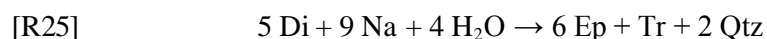
7.3- REGIÃO DE ANDRELÂNDIA

7.3.1- Anfíbolitos

De modo geral, os anfíbolitos da região de Andrelândia apresentam trama granonematoblástica constituída pela assembléia de plagioclásio+ hornblenda, com algumas variedades contendo epidoto (*e.g.*, 271-B, And-006, 264, And-007) e granada (*e.g.*, Alagoa, Ibit-01 e 288), com biotita, titanita e ilmenita subordinadas.

A associação plagioclásio+ hornblenda± granada é típica das associações de fácies anfíbolito, com o aparecimento de granada como reflexo do incremento metamórfico, com condições de formação sob temperaturas entre 400-450°C (Yardley, 1992, Bucher & Grapes, 2011). A ausência de clinopiroxênio limita a assembléia a condições inferiores a fácies granulito e a presença de actinolita e epidoto restringem a condições superiores as da fácies xisto verde, conforme discutido no *sub-ítem* 7.2.1.3.

No entanto, a textura retrogressiva exibida pelos anfíbolitos da NL, na região de Alagoa (*e.g.*, And-007), representada pelo intercrescimento vermiforme de epidoto e quartzo ao redor de anfibólito, com possíveis relictos de clinopiroxênio, e corona de epidoto ao redor de titanita, posteriormente recristalizada em arranjos granoblásticos (Cap. 3), evidencia uma retrogressão a partir, ou de metamorfito em fácies granulito, ou de assembléia primária, despressurizada e com exumação rápida, que preservou as texturas retrogressivas simplectíticas. Chalokwu & Kuehner (1992) apresentam feições similares em anfíbolitos apalachianos segundo a reação [R25], estimadas em condições de temperatura entre 500-550°C e pressão de 6 Kbares.



Estimativas termobarométricas foram utilizadas na estimativa da determinação das condições físicas geradoras das assembléias dos diversos anfíbolitos da região de Andrelândia. O epidoto anfíbolito metagabro da NL (271-B), a partir de cálculos barométricos, segundo parâmetros termodinâmicos do conteúdo de Al em anfibólito cálcico, exibiu condições médias de pressão que variam entre 5,50 a 5,90 Kbares, segundo calibrações de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Schmidt (1992), para análises realizadas em núcleos de grãos (Tab. 7.3).

De modo geral, as bordas exibem composições actinolíticas com baixo conteúdo de Al, não satisfazendo as condições dos geobarômetros utilizados acima. No entanto, uma análise de borda, com composição de hornblenda, exibiu valores de pressão entre 4,7 a 5,0 Kbares, o que sugere processos de recristalização de borda em condições barométricas mais brandas.

Tabela 7.3: Valores barométricos (Kbar) obtidos segundo diferentes calibrações de Al em anfibólio, para a variedade epidoto anfibolito da NL (271-B).

Núcleo (Kbar)			
Calibrações			
n=8	1	2	4
μ	5,49	5,79	5,89
max	6,67	7,11	7,01
min	3,61	3,68	4,11
σ	0,95	1,07	0,90

1) Hammarstrom & Zen (1986), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992).

Pares de anfibólio-plagioclásio exibem valores médios de temperaturas em torno 670°C (n=6), a partir de calibrações de Holland & Blundy (1994), com valores obtidos a partir de parâmetros de Ridolfi *et al.* (2009) em torno de 775°C, em bordas de grãos zonados, empalidecidos em relação às tonalidades esverdeadas dos núcleos, em condições mais brandas, ante média de 860°C apresentados pelos núcleos dos grãos.

Os menores valores da razão $(Na+K)/Al^{IV}$, associados as composições actinolíticas das regiões de bordas (Fig. 7.13), fortalecem as evidências de condições metamórficas mais amenas para a formação das regiões marginais dos grãos, levando-se em conta que as substituições isomórficas de Na e Si por Ca e Al são termodinamicamente dependentes e intensificam-se com o incremento do grau metamórfico (Sen, 1957, Ernst, 1968, Derr *et al.* 1966)

Portanto, estes valores, sugerem mecanismos tardios de recristalização de borda (ajuste estático), a medida em que o gradiente termobarométrico atenuou-se e atingiu condições de fácies xisto verde, o que é refletido na assembléia final actinolita+ plagioclásio+ epidoto, típica dessa fácies (Yardley, 1992, Bucher & Grapes, 2011, Winter, 2001).

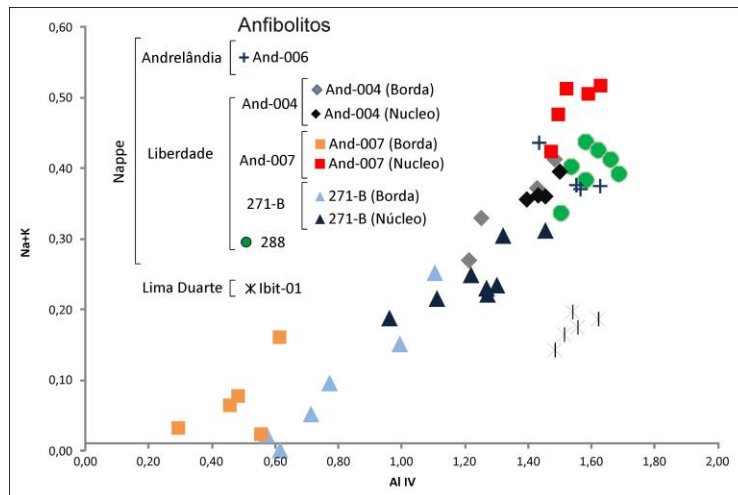


Figura 7.13: Relação de $Na + K$ versus Al^{IV} dos anfibólios dos anfibolitos da região de Andrelândia.

O granada anfibolito da NL (288) apresenta valores médios de pressão entre 7,70 a 8,30 Kbares, quando são utilizadas calibrações de Al em anfibólio cálcico de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Schmidt (1992, Tab. 7.4).

Tabela 7.4: Valores barométricos obtidos para a amostra 288, segundo calibrações de Al em anfibólio cálcico.

n=7	Pressão (Kbar)		
	1	2	3
μ	7,73	8,30	8,01
max	8,11	8,73	8,37
min	7,28	7,79	7,58
σ	0,25	0,28	0,24

1) Hammarstrom & Zen (1986), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992)

Geotermômetros baseados no equilíbrio de pares de granada-anfibólio forneceram valores de temperaturas entre 657,80 a 733,0°C ($\mu=695^\circ\text{C}$, n=4) (Graham & Powell, 1984) e entre 545,9 a 593,6°C ($\mu=573^\circ\text{C}$, n=4) (Perchuk *et al.* 1985), quando aplicados em 4 pares. Utilizando-se calibrações de Holland & Blundy (1994) obtiveram-se condições de temperatura entre 647-723°C e pressões entre 7,15 a 8,28 Kbares, aplicados a pares anfibólio-plagioclásio. Calibrações que utilizam o par granada-biotita, a partir de sete calibrações diferentes, forneceram temperaturas da ordem de 625-765°C para o equilíbrio do par, com pressão estimada em torno de 6,5 Kbares (Bhattacharya *et al.* 1992, Dasgupta *et al.* 1992, Bhatt *et al.* 1992).

O anfibolito da NL (And-04), com ausência de epidoto e granada, a partir de geobarometria baseada no conteúdo de Al no anfibólio, apresenta condições médias de pressão em torno de 6,75 e 7,5 Kbares, respectivamente para as regiões de bordas e núcleos, utilizando-se média obtida a partir de diferentes calibrações (Tab. 7.5). Os menores valores barométricos das bordas dos grãos, junto com as

menores razões $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}^{\text{IV}}$, sugerem, uma recristalização de borda em condições metamórficas mais amenas, consoante com o determinado para a amostra do anfibólito metagabro da NL (271).

Tabela 7.5: Valores barométricos obtidos a partir de calibração de Al em anfibólito cálcico para o anfibólito AND-004.

Borda (Kbar)				Núcleo (Kbar)			
Calibrações				Calibrações			
n=4	1	2	3	n=4	1	2	3
μ	6,85	7,31	7,18	μ	7,53	8,08	7,83
max	8,06	8,68	8,33	max	8,04	8,65	8,31
min	5,71	6,04	6,10	min	6,97	7,45	7,29
σ	1,08	1,21	1,03	σ	0,44	0,49	0,42

1) Hammarstrom & Zen 1986, 2) Hollister *et al.* 1987, 3) Schmidt 1992

Calibrações efetuadas utilizando-se pares de plagioclásio-hornblenda, segundo calibrações de Blundy & Holland (1990), a 7,5 Kbar, estimaram valores de temperaturas entre 853 e 985°C para o equilíbrio de 6 pares. Calibrações de Holland & Blundy (1994) exibiram valores médios de temperaturas entre 794,1 e 928,7°C para a formação de bordas dos grãos e entre 788,5 e 896,5°C para as regiões de núcleos.

O granada anfibólito posicionado na NLD (Ibit-01, Cap. 2) apresenta valores médios de pressão que variam entre 8,3-8,9 Kbares para a formação dos núcleos de grãos nematoblásticos, quando utilizadas calibrações baseadas no conteúdo de Al no anfibólito (Tab. 7.6). Calibrações de equilíbrio hornblenda-plagioclásio, segundo Blundy & Holland (1990), a 8,5 Kbares, estimaram condições de temperaturas entre 780-810°C para o par.

Tabela 7.6: Valores barométricos obtidos a partir de calibrações de Al em anfibólito cálcico para o granada anfibólito da NLD.

Calibrações - borda (Kbar)			
n=6	1	2	4
μ	8,28	8,92	8,54
max	9,01	9,73	9,22
min	7,89	8,48	8,16
σ	0,42	0,47	0,39

1) Hammarstrom & Zen (1986), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992).

O (epidoto) anfibólito da NA (And-006) apresenta valores médios de pressão para núcleos de grãos nematoblásticos, entre 7,5 e 8,1 Kbares, segundo calibrações de Al em anfibólito cálcico (Tab. 7.7). Na utilização de calibração com o par anfibólito-plagioclásio, com pressão em torno de 7,5 Kbar, determinaram-se valores térmicos em torno de 694°C (Blundy & Holland, 1990).

Tabela 7.7: Estimativas barométricas para o anfíbolito And-006.

Calibrações - Al em anfíbólio (Kbar)			
n=4	1	2	4
μ	7,53	8,08	7,83
max	8,43	9,09	8,68
min	6,32	6,72	6,68
σ	0,88	0,99	0,84

1) Hammarstrom & Zen (1986), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992).

O epidoto anfíbolito da NL (And-007) apresenta valores médios de pressão entre 6,1 a 6,5 Kbares quando utilizadas calibrações de Al em núcleo de anfíbólio cálcico (Tab. 7.8), com valores de temperaturas estimadas entre 745,7 e 793,61°C e pressão de 6 Kbares, segundo calibrações de equilíbrio do par hornblenda-plagioclásio, com parâmetros de Blundy & Holland (1990).

Porém, as reações simplectíticas definidas pelo intercrescimento vermiforme de epidoto e quartzo ao redor de anfíbólio (com relictos de clinopiroxênio) e corona de epidoto ao redor de titanita, posteriormente recristalizada em arranjos granoblásticos (Cap. 3), foram determinadas por Chalokwu & Kuehner (1992) como geradas em condições de temperatura entre 500-550°C e pressão de 6 Kbares, segundo a reação [R20].

Tabela 7.8: Estimativas barométricas para o anfíbolito And-007 da NL.

Núcleos de grãos			
Calibrações - Al em anfíbólio (Kbar)			
n=4	1	2	4
μ	6,12	6,50	6,49
max	6,37	6,78	6,73
min	5,67	6,00	6,07
σ	0,28	0,31	0,26

Diante das bordas exibirem composições actinolíticas, com baixo conteúdo de Al, o que invalida o uso dos geobarômetros utilizados acima, foram atribuídas condições de fácies xisto verde (<500°C e <6 Kbares), diante da assembléia actinolita+ plagioclásio+ epidoto, típica dessa fácies (Yardley, 1992, Bucher & Grapes, 2011, Winter, 2011).

Conforme exposto no subitem 7.2.3, a composição química do plagioclásio e do anfíbólio sistematicamente se modifica em virtude das condições físicas, com o conteúdo de anortita no plagioclásio em metamorfitos sendo diretamente associado ao incremento do grau metamórfico (*e.g.*, Beck, 1913, Derr *et al.* 1966, Chalokwu & Kuehner, 1992). A presença de epidoto, ou outra fase cálcica, influencia fortemente o conteúdo de An no plagioclásio (Ramberg, 1943, 1952, Goldsmith, 1982).

Ramberg (1952), a partir de reações contínuas definiu um diagrama baseado em superfícies isobáricas e isotérmicas que apresentam a influência do incremento da pressão de fluido (H_2O) no deslocamento do equilíbrio do sistema no campo do epidoto, o que favorece o incremento na razão Fe^{+3}/Al dessa fase.

Misch (1968) e Rambaldi (1973), observaram uma relação no aumento do conteúdo de anortita no plagioclásio associado a uma diminuição no conteúdo de Al no epidoto em decorrência do aumento do grau metamórfico, em metassedimentos e metavulcânicas, que apresentam composições de oligoclásio e andesina, com máximo de An_{40} , com composições da albita nas rochas sem epidoto. Hormann e Raith (1973) observaram um decréscimo no Fe^{+3} e de $Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Fe^{+2})$, a partir de condições de fácies xisto verde a anfíbolito.

O conteúdo cálcico do plagioclásio nos diversos anfíbolitos da região de Andrelândia mostrou-se crescente, na seguinte ordem: And-006→And-007→288→Ibit01→271→And-004, não necessariamente representando um incremento do grau metamórfico, mas sim a influência do epidoto na composição do plagioclásio.

O anfíbolito da NL (And-004), que exhibe as composições mais cálcicas de plagioclásio (Fig. 6.35, $An_{89,40}$ a $An_{91,60}$), não representa necessariamente a variedade submetida as condições metamórficas mais intensas, mas sim a preservação do conteúdo cálcico frente a ausência de fases cálcicas secundárias (*e.g.*, epidoto e granada). Levou-se em conta que as determinações termobarométricas para essa variedade exibiram valores intermediários aos determinados para cada grupo, com valores similares ao da amostra de epidoto anfíbolito (And-006), que exhibe os menores conteúdos cálcicos no plagioclásio e os maiores conteúdos modais de epidoto (Cap. 3).

Aparentemente, a composição do anfíbolito, mostra-se insensível a presença de epidoto, com as amostras exibindo a seguinte sequência crescente da razão Al^{VI}/Al^{VI} (Fig. 6.24): And-007 (borda) → 271-B (borda) → And-004 (borda) → 271-B (núcleo) → And-004 (núcleo) → And-007 (núcleo) → And06 → 288 → Ibit-01, consoante com os valores termobarométricos determinados.

Em síntese, os anfíbolitos da região de Andrelândia, diante das suas heterogeneidades químicas, composicionalmente transitando em campos de basaltos *N-MORB* e de arcos de ilhas (Cap. 5), junto a suas dissimilaridades quimio-texturais (Cap. 3 e 5, Fig. 7.14), provavelmente representam fragmentos basálticos, e, subordinadamente, gabróicos, provenientes de diversos ambientes tectônicos, reflexo da complexa arquitetura tectônica da região. Esses corpos, possivelmente representam lascas de uma crosta oceânica e/ou fragmentos de arcos submetidos a processos distintos, o que impossibilita a caracterização coletiva dessas variedades, com os registros quimio-texturais dos

anfíbolitos da região de São Vicente de Minas (Cap. 4), tanto posicionados na NA, quanto na NL, dissimilares aos dos anfíbolitos da região de Alagoa (Fig. 7.14).

Os registros químio-texturais, nas variedades estudadas, mostram que o pico metamórfico não ultrapassou condições de fácies anfíbolito, independente do espécime ou da estrutura encaixante, com os registros precoces destoando entre as variedades. É apresentada, em algumas espécimes da região de Alagoa (*e.g.*, And-007, And-008 e 288), uma evolução policíclica, com trajetória horária superimpondo trajetórias precoces anti-horárias, exumada a partir de condições de fácies granulito, com esses registros, nos seus congêneres, podendo não ter existido ou estarem totalmente obliterados (Fig. 7.14).

No entanto, as idades paleoproterozóicas (± 2150 Ma, Cap.6) obtidas nos anfíbolitos da NL e NA, da região de São Vicente de Minas, e no anfíbolito da NLD, sugere magmatismo contemporâneo gerado em ambientes desenvolvidos a partir de um processo tectônico comum, em ambiente oceânico (Cap. 4).

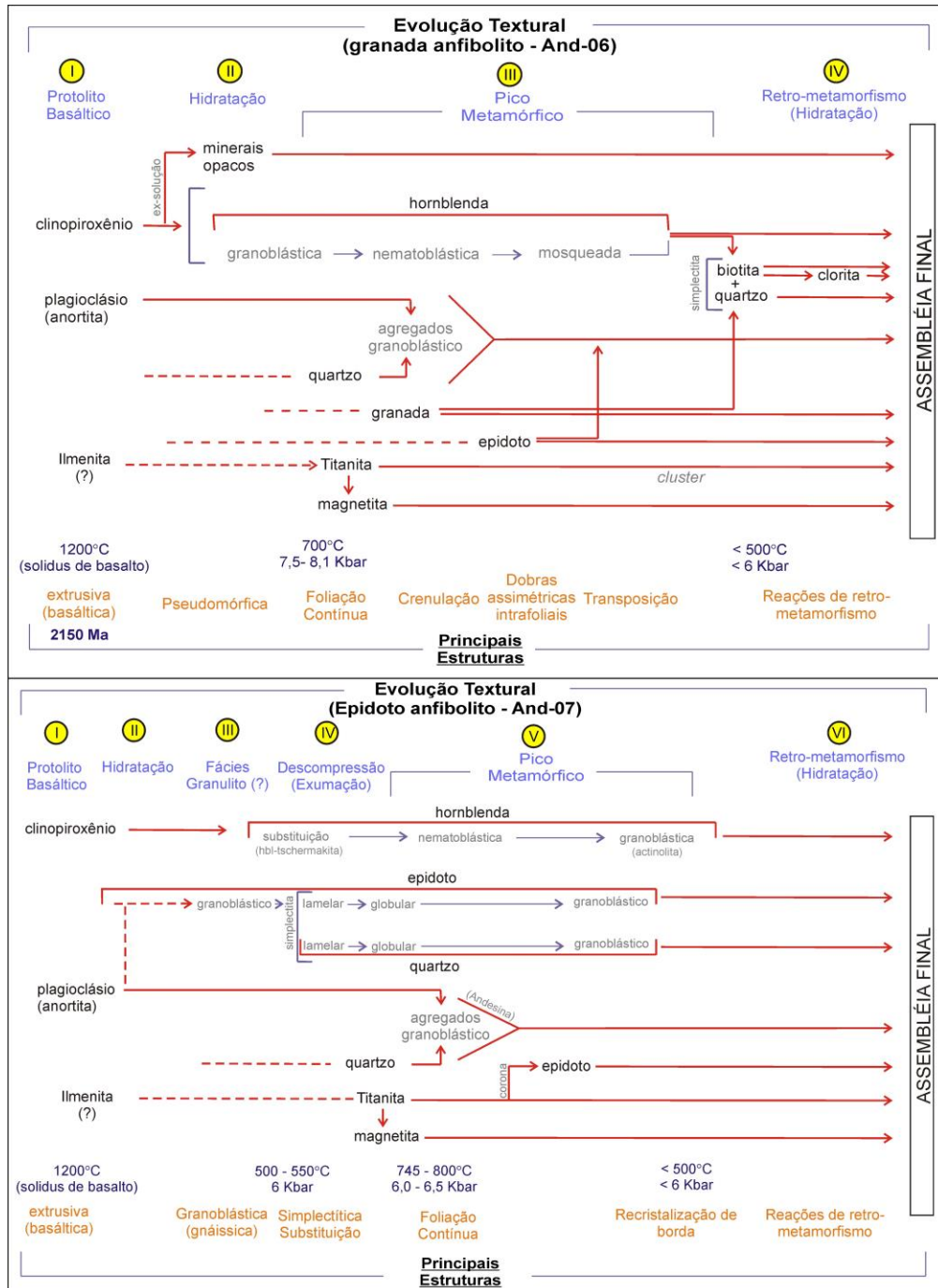


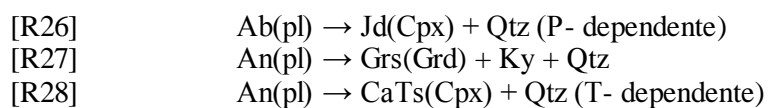
Figura 7.14: Evolução quimio-textural proposta para o granada anfíbolito (And-006) e o epidoto anfíbolito (And-007).

7.3.2- Metarrodingtonito

O metarrodingtonito cujos aspectos litoquímicos e texturais encontram-se em Pinheiro & Suita (2012) e Pinheiro & Suita (2013, em preparação) está anexado ao presente trabalho como parte integrante do mesmo, apresenta trajetória petrogenética a partir de rocha com assinatura toleítica, olivina normativa e assembléia primária desconhecida frente às modificações minerais. Seus padrões químicos similares aos dos metawebsteritos e metabasaltos (Pinheiro, 2008), assim como a evidente gradação químio-textural, a proximidade com serpentinitos e a associação com variedades de (granada) espinélio clinopiroxênitos/websterito (Pinheiro & Suita, *op. cit.*) sugerem uma zonalidade químio-metamórfica intimamente relacionada a espécimes máfico-ultramáficas previamente serpentinizadas (Pinheiro & Suita, 2008), submetidas progressivamente a fácies eclogito, com posterior exumação em condições de fácies granulito-anfibolito.

A assembléia metamórfica constituída por granada(grd)+ clinopiroxênio(cpx)± epidoto ± hornblenda, com ausência de plagioclásio(pl), é característica da fácies eclogito (Hauy, 1922, Yardley, 1989, Carswell, 1990, Desmons & Smulikowski, 2007, O'Brien & Rotzler, 2003). Da mesma forma que as reações simplectíticas de clinopiroxênio/anfibólio+ plagioclásio, ao redor de granada, representam reações típicas de rochas retroeclogíticas estabilizadas em fácies granulito a anfibolito (*e.g.* Barker, 1990, Bettini & Messiga, 1990, Passchier & Trouw, 1996, Vernon 2008, Lang & Gilloti, 2001, O'Brien & Rotzler, 2003). A associação grd+ cpx+ pl+ quartzo(qtz), com ausência de ortopiroxênio é característica de alta pressão e associada tanto a fácies granulito (Fig. 7.15, O'Brien & Rotzler, 2003) quanto a anfibolito (Pattison, 2003).

Em altas pressões, o plagioclásio, em metabasitos, desaparece a partir das reações [R26] e [R27] (Fig. 7.15, O'Brien & Rotzler, 2003), com o conteúdo de Al no piroxênio granulítico controlado pela reação [R26], pressão-dependente, e pela [R28], temperatura-dependente (Lovering & White, 1969).



A presença de clinopiroxênio (Cap. 5), rico em Al^{VI} (fassaita) ao invés de onfacita, reflete a variação de sua composição química frente a concepção original de eclogito de Hauy (1822), posteriormente redefinida (*e.g.* Eskola, 1921, White, 1964, O'Hara 1967, Miyashiro, 1973, Smulikowski, 1964) e, atualmente, caracterizada como rocha de composição basáltica constituída predominantemente por onfacita ou cloromelanita, com alto teor de Al^{VI} e Na, granada magnesiânica e plagioclásio ausente, com cianita, ortopiroxênio, rutilo e quartzo associados. Em rochas de composição ultramáfica, a associação forsterita e piropo é diagnóstica das condições dessa fácies.

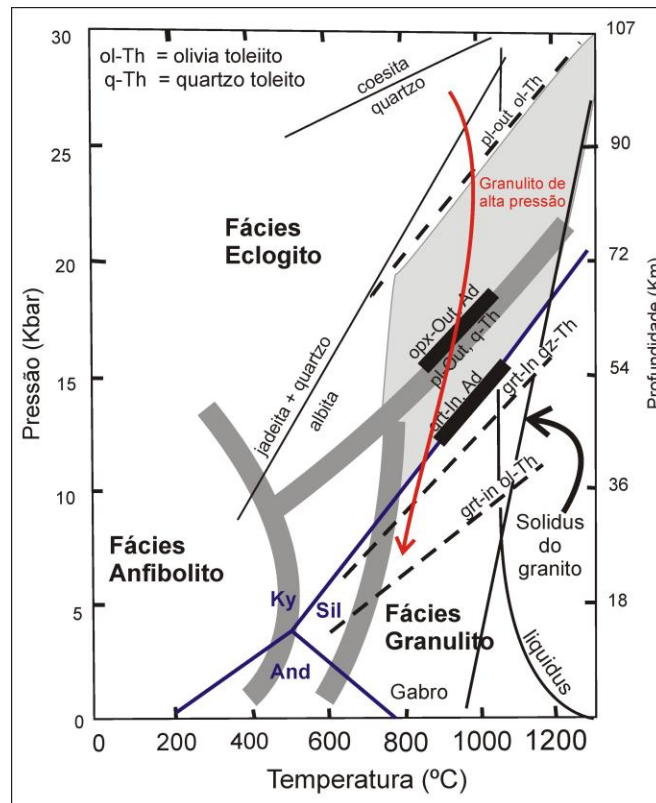


Figura 7.15: Grade petrogenética com os domínios das faces eclogito, granulito e anfibolito (Spear, 1993). As curvas de estabilidade de granada e piroxênio em metabasitos definem os campos de granulito de alta, média e baixa pressão (Green & Ringwood, 1967, Hansen, 1981). Curvas de composição adamelítica de Green & Lambert (1965). A linha vermelha indica a trajetória retrograda da variedade metarodíngítica e congêneres metaultramáficos da região de Andrelândia.

A ausência de cianita e a presença de diopsídio diferenciam essas variedades de grosspiditos e assemelham-nas a metabasitos cálcicos submetidos a fácies eclogito (Evans, 1979, Rice, 1983). As substituições de tschermakíta ($Al^{IV}Al^{VI} \leftrightarrow MgSi$), assim como substituições edeníticas ($Na, Al^{IV} \leftrightarrow Si$) e pargasíticas (Na na posição A e troca $Al^{IV} \leftrightarrow Si$ e $Al^{VI} \leftrightarrow Si$) são termodinamicamente controladas, e sensíveis as variações de P e T nos sistemas. A incorporação de Al, tanto no piroxênio quanto em anfibólio, é reflexo do incremento no grau metamórfico, havendo expansão no campo de estabilidade de Al em temperaturas mais elevadas (Enst, 1968, Jenkins, 1983, Evans, 1982). Dessa forma, os maiores teores de Al no piroxênio e anfibólio granoblásticos, frente a seus congêneres simplectíticos (Cap. 5) evidenciam condições báricas mais elevadas na geração da constituição da trama granoblástica, posteriormente submetida a condições de decompressão rápida, o que desencadeou as reações simplectíticas ao redor de granada, com a geração de intercrescimentos de diopsídio/tschermakita de composições menos aluminosas e anortita, com ilmenita, epidoto e espinélio que constituem fases formadas a partir do excesso de Ti, Ca e Al (Cap. 3).

Com base nas informações levantadas (Pinheiro & Suita, 2012), restringe-se o espécime metarodíngítico a variedade constituída por granada+ diopsídio± epidoto± anfibólio com nítido enriquecimento cálcico e diluição nos valores de álcalis, pretérito ao desenvolvimento da trama gnáissica (Pinheiro & Suita, *op. cit.*), que foi equilibrada sob condições metamórficas de fácies eclogito, com as variedades de (granada) espinélio clinopiroxenito/websterito simplectíticos (Pinheiro & Suita, *op. cit.*) constituindo variedades metaultramáficas faciológicamente correlatas.

A formação de granada em rochas metaultramáficas ocorre em condições acima de 20 Kbares (Fig. 7.16, O'Hara, 1967, Green & Ringwood, 1970), com valores entre 1.350 e 1.500°C e 40± 10 Kbares, determinados para a transição espinélio-granada em estado *subsolidus* a partir de experimentos no sistema CMAS (Walter *et al.* 2002).

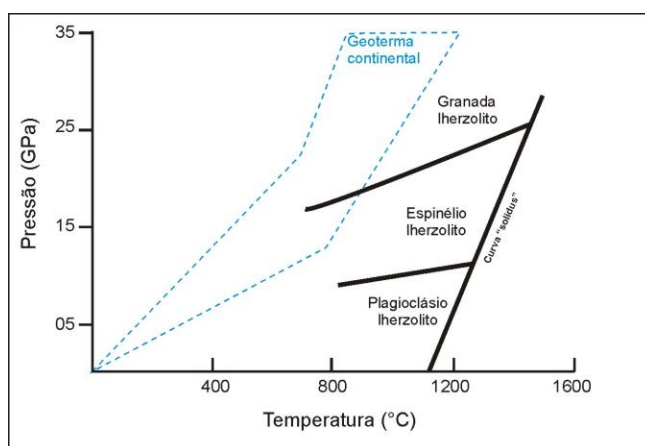
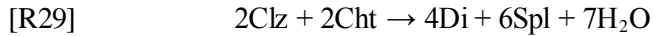


Figura 7.16: Condições de estabilidade de granada, espinélio e plagioclásio em composições ultramáficas (modificado de Winter, 2001).

A presença de espinélio poiquiloblástico em porções com significativo conteúdo modal de simplectitas, a partir de consumo parcial a total de granada, sugere uma retrogressão com entrada no campo do espinélio, entre 8 e 20 Kbares (Fig. 7.16), com a granada representando a fase aluminosa em condições superiores de pressão e o plagioclásio pressões inferiores (O'Hara 1967, Green *et al.* 1970, Green & Ringwood, 1970). Associações metarodíngíticas, com epidoto+ diopsídio+ espinélio, ocorrem estáveis acima de 2,5 Kbares, do contrário, são substituídas por anortita+ granada+ clorita (Rice, 1983).

A ausência de clorita, formada em condições de estabilidade do espinélio em sistemas com significativa fugacidade de H₂O, limita as condições segundo a reação [R4] modelada em sistema MASH (O'Hara, 1967, Evans, 1977). Frost (1975) ao analisar rochas metarodíngíticas de Washington associou a assembléia epidoto+ diopsídio+ espinélio, a partir da quebra da clorita, à reação [R29], com variação de temperatura entre 694 a 720°C.



Texturas coroníticas e simplectíticas são profícuas indicadoras de reações metamórficas. Refletem, a partir de substituição mineral incompleta, as mudanças nas condições físicas do sistema o que possibilita inferir a evolução nas condições termobarométricas da rocha. Essas feições são melhor preservadas em volumes de rochas pouco influenciadas por processos deformacionais durante a reação, sendo sensíveis a recristalização, diante de sua forma exibir padrões altamente energéticos (Clarke & Powell, 1991, Passchier & Trouw, 1996, Vernon *et al.* 2008).

O uso de calibrações termobarométricas em rochas submetidas a alto grau é problemática (Ravna & Paquin, 2003). Durante o resfriamento e a descompressão, componentes de trocas catiônicas utilizados nas calibrações, são modificados e obliterados por reações de difusão, com maior sensibilidade nas calibrações térmicas do que nas barométricas, sendo designados como o princípio da incerteza dos granulitos (Frost & Chacko, 1989). Granulitos derivados de eclogitos, submetidos a elevação do gradiente térmico na descompressão, podem ter seus valores térmicos, referentes a condições termais mais brandas da fácies eclogito, totalmente obliterados, com a trajetória P-T apresentando padrões de descompressão isotérmica ao invés do aquecimento durante a descompressão.

Outro fator relevante na utilização de calibrações geotermobarométricas advém do fato de que granulitos de alta pressão, formados a partir de eclogitos, apresentam um posicionamento subcrustal em condições de fácies eclogito, com posterior exumação descompressiva, com suas condições termobarométricas indiscerníveis diante das modificações impostas à trajetória P-T durante a progressão da descompressão (O'Brien & Rotzler, 2003). (O'Brien & Rotzler, *op. cit.*), no entanto, apresentaram condições de temperaturas entre 700-850°C e pressões de 10-14 Kbares para o desenvolvimento de simplectitas de clinopiroxênio e plagioclásio sem ortopiroxênio, a partir de assembléia retroeclogítica livre de plagioclásio.

No entanto, utilizaram-se algumas calibrações em pares de granada-clinopiroxênio, comumente utilizadas em rochas cálcicas de alto grau, para fins comparativos, e foram obtidos valores médios de temperaturas entre 970-990°C quando aplicados em composições de borda de clinopiroxênio, e, em torno de 1.000°C para composições de núcleo de clinopiroxênio e granada (Fig. 7.17).

Calibrações aplicadas ao equilíbrio do par granada-anfibólio de Graham & Powell (1984) e de Perchuk *et al.* (1985), apresentam temperaturas médias de 760°C e 560°C, respectivamente. Ravna & Paquin (2003) fazem ressalvas quanto a estas calibrações utilizadas, desconsiderando seu uso para rochas eclogíticas. Porém, diante da retrogressão metamórfica, para condições fora da fácies eclogito, mantiveram-se os valores obtidos para fins comparativos.

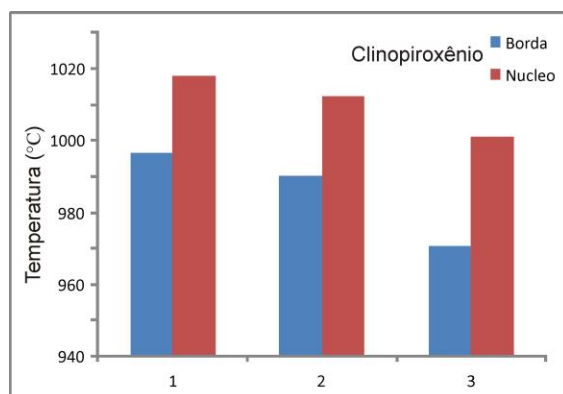
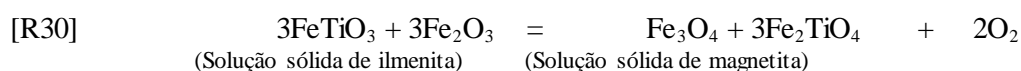


Figura 7.17: Valores termométricos determinados a partir de calibrações: 1) Ellis & Green (1974), 2) Powell (1985), e, 3) Krogh (1985).

Utilizando-se calibrações de Spencer & Lindsley (1981) e Andersen & Lindsley (1985) obtiveram-se valores médios de temperaturas de 549°C e 554°C, respectivamente, para par de magnetita-ilmenita que constitui corona ao redor de simplectitas de clinopiroxênio e plagioclásio em níveis com espinélio, hornblenda e clinopiroxênio granoblástico. A ocorrência da associação magnetita+ ilmenita, sugere a pré-existência de uma fase óxido nas condições do pico metamórfico (fácies eclogito). Newton (1986) atribui a coexistência de magnetita e ilmenita em soluções sólidas, como resultado de um sistema redutor na cristalização, altamente influenciado pela fugacidade de oxigênio, com interação com fase fluida, expressa pela reação [R30]. Buddington & Lindsley (in Newton, 1986) determinaram valores de temperaturas de 600 a 1.000°C e pressões de 670 a 2.000 Kbares para a formação da associação magnetita e ilmenita, como resultado da variação dos valores de temperatura e fugacidade de oxigênio ($T-f_{O_2}$). Ocorre a desmiscibilização desta solução nas duas fases distintas em condições inferiores a esta.



Atualmente, não existem calibrações confiáveis para determinações barométricas para rochas em fácies eclogito (Ravna & Paquin, 2003). No entanto, foram utilizadas calibrações baseadas no conteúdo de Al em anfibólio cálcico, frente a entrada dessa fase em condições fora do campo eclogítico. Dessa forma, foram obtidos valores médios de pressão entre 10,5 a 11,5 Kbares para os grãos granoblásticos e de 8,1 a 8,4 Kbares para a formação dos grãos simplectíticos (Tab. 7.9).

Tabela 7.9: Valores barométricos determinados a partir de calibração do conteúdo de Al em anfibólio cálcico, aplicado em tschermakita granoblástica e simplectítica do retroeclogito.

Valores barométricos (Kbar)							
Grãos granoblásticos (Al-tschermakita)				Grãos simplectíticos (Hbl-tschermakita)			
n=19	1	2	3	n=12	1	2	3
μ	10,56	11,48	10,69	μ	8,10	8,72	8,37
max	11,36	12,37	11,45	max	9,35	10,12	9,55
min	9,14	9,88	9,35	min	6,57	7,00	6,91
σ	0,63	0,71	0,60	σ	0,77	0,87	0,73

1) Hammarstrom & Zen (1986), 2) Hollister *et al.* (1987), e, 3) Schmidt (1992).

Diante do exposto, especula-se uma origem dessa variedade eclogítica cálcica (metarodíngítica), a partir de associações metaultramáficas plutônicas, possivelmente com metabásicas associadas, submetidas a processos metamórficos-metassomáticos precoces (*e.g.*, serpentinização, Pinheiro & Suita, 2008) responsáveis pelo enriquecimento cálcico (rodingitização, Pinheiro & Suita, 2012) em baixo grau, possivelmente associado a ambiente oceânico (Pinheiro & Suita, 2008, 2011, 2012), posteriormente submetido a condições de fácies eclogito.

Estimaram-se condições de pressão acima de 11,5 kbares e valores de temperatura em torno de 1.000°C para o campo de estabilidade da assembléia de pico metamórfico, em fácies eclogito, caracterizada por clinopiroxênio+ granada. Processos posteriores atribuídos a descompressão e diluição do gradiente térmico, que caracterizam uma trajetória PT horária, com entrada no campo do espinélio, via fácies granulito de alta pressão, são definidos pela ausência de ortopiroxênio, e estão relacionados a condições de pressões de 10,5 a 11,5 Kbares, com a formação de hornblenda tschermakítica aluminosa (560 a 760°C) e espinélio, inicialmente coexistindo com granada e clinopiroxênio aluminoso.

Com o progresso da retrogressão das condições termobarométricas, desencadearam-se reações simplectíticas de clinopiroxênio-plagioclásio e hornblenda-plagioclásio (~8,5 kbares), primeiramente, ao redor de granada e, posteriormente, ao redor de espinélio e clinopiroxênio aluminoso, junto com a dissociação de fases titaníferas pré-existentes em pares de ilmenita-magnetita (~550°C). Estas reações definem a entrada no campo do plagioclásio e equilíbrio em condições de fácies anfíbolito.

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

8.1- INTRODUÇÃO

Os registros de informações metalogenéticas relacionadas aos corpos máfico-ultramáficos posicionados em meio às unidades metassedimentares neoproterozóicas da porção meridional do Orógeno Tocantins são poucos. Na região de Andrelândia, o níquel, e subordinadamente o cromo, são os recursos minerais que tem registro de atividades extrativas e de pesquisa mineral. Mineralizações e/ou indicações de depósitos econômicos de Ni laterítico ocorrem em dois corpos metaultramáficos, no município de Liberdade: o do Morro do Corisco, e, os da Fazenda da Roseta (Cap. 2, Almeida, 1998, Pinheiro, 2008).

O corpo do Morro do Corisco, posicionado na base da *Klippe* de Carvalhos, entre cianita e/ou sillimanita-granada xistos (Cap. 2), abrigou a mais antiga mina de níquel garnierítico do país, onde a exploração iniciou em 1927, através da companhia de Nickel do Brasil (Sarmiento & Almendra Filho, 1964). Atualmente, é extraído serpentinito para fabricação de fertilizantes termofosfáticos e corretivos de solo.

O Complexo ultramáfico Fazenda da Roseta constitui uma complexa associação de rochas metaultramáficas de alto grau metamórfico (Almeida, 1998, Pinheiro, 2008). O depósito niquelífero é comprovado por diversas galerias de pesquisa no corpo, estudado por serviços de exploração mineral na década de 1950.

No Complexo Petúnia, as ocorrências cromíferas ocorrem em ultramafitos posicionados em meio a unidades metassedimentares, nas regiões de Carmo do Rio Claro (Morro do Tabuleiro), sul de Alpinópolis e norte de Nova Resende, às margens do Córrego Mumbuca e nos arredores da Fazenda Catalão (Roig, 1993). Esta última ocorrência é portadora de ocorrências de ligas de Os, Ir e Ru (Roig & Schrank, 1992, Roig, 1993). Data da década de 1960, os registros mais antigos acerca da presença de cromo na Fazenda Catalão. É relacionada a essa década a extração de cerca de 50 toneladas de minério (Kaefer *et al.* 1975). Trabalhos posteriores foram executados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, Silva *et al.* 1977) e pela BP Mineração (Roig, 1992), sem resultados satisfatórios.

8.2- CONSIDERAÇÕES SOBRE PROCESSOS MINERALIZADORES EM ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS

8.2.1- Mineralizações em magmas máfico e ultramáficos.

8.2.1.1- Fe-Ni-Cu-(EGP)

Concentrações econômicas de Fe-Ni-Cu ± EGP+Au (Elementos do Grupo da Platina e ouro) em depósitos magmáticos máfico-ultramáficos tem condições específicas de formação. Estas concentrações são estritamente controladas por parâmetros do gradiente térmico, viscosidade, conteúdo de voláteis e trajetória de cristalização do magma, intimamente dependentes da geração de líquidos imiscíveis sulfetados, a partir da incorporação, ou não, de sulfetos por interação com rochas crustais encaixantes (Arndt *et al.* 2005).

Os depósitos magmáticos primários de Ni-Cu-EGP são classificados em 3 tipos principais (Leshner & Keays, 2002). Os depósitos do tipo I correspondem a mineralizações formadas no início da cristalização e constituem horizontes maciços ou disseminados de sulfetos de Fe-Ni-Cu-(EGP), próximos a base do pacote (tipo 1a) ou associados à interface com a rocha encaixante (tipo 1b). Concentrações econômicas do tipo II ocorrem em horizontes cristalizados nos estágios finais da cristalização magmática, e compreendem depósitos *stratabound* com sulfetos disseminados grossos (tipo IIa), finos (tipo IIb), muito finos (tipo IIc) ou em vênulas, *pods* ou *stockwork* (tipo IId). As do tipo III associam-se a unidades formadas a partir da cristalização fracionada e constituem estratos finos (*reefs*) acompanhados por valores significativos de EGP.

Naldret (2004) atribuiu quatro fases críticas para a formação de depósitos magmáticos de Fe-Ni-Cu ± EGP que são: 1) a geração de magmas parentais portadores de fases metálicas, a partir de fusão mantélica, que ascendem a crosta sílica diante da diferença de densidade entre líquido magmático e crosta sílica, 2) a interação do líquido magmático com as rochas encaixantes sílicas, o que forma magmas híbridos ou contaminados, com significativa incorporação de enxofre crustal e resulta em saturação de S, com segregação de líquidos imiscíveis sulfetados retentores de metais, 3) a interação dinâmica entre o líquido sulfetado e o silicático, que potencializa a retenção de metais calcófilos em fases sulfetadas, e, 4) a acumulação das fases metálicas sulfetadas em quantidade suficiente para a formação de depósitos econômicos.

O mecanismo de fusão e, conseqüente geração de magma(s), reflete mudanças nos parâmetros físicos em diversificado espectro processual, sendo: 1) fusão de equilíbrio, com o fundido permanecendo em equilíbrio com a fonte, o que se reflete em fracionamento moderado de elementos moderada a altamente incompatíveis, 2) fusão fracionada, caracterizada por processos contínuos de fracionamento e extração, o que acarreta no empobrecimento progressivo de elementos incompatíveis e pronunciado fracionamento de elementos moderada a altamente incompatíveis, 3) fusão crítica,

caracterizada pela retenção de líquidos fracionados junto a fonte, o que resulta no fracionamento menos pronunciado de elementos moderada a altamente incompatíveis (Arndt *et al.* 2005).

Embora concentrações imiscíveis de magmas sulfetados sejam componentes comuns na segregação de sistemas máfico-ultramáficos, sua disponibilidade é restrita e em baixas concentrações, diante do limitado conteúdo de enxofre extraído pela fusão parcial. McDonough & Sun (1995) estimaram conteúdos de enxofre entre 200-300 ppm para o manto primitivo com sua incorporação no líquido a partir de 17 a 25% de fusão parcial (Fig. 8.1). No entanto, o restrito conteúdo primário de enxofre extraído na fusão, é insuficiente para a retenção e geração de fases sulfetadas metálicas em quantidades econômicas, sendo a geração de muitos depósitos associada a assimilação de enxofre de rocha encaixante.

Estudos experimentais (Leshner & Campbell, 1993, Fleet *et al.* 1996, Naldret, 2004) determinaram que a solubilidade do sulfeto em magmas máficos ou ultramáficos tem relação direta com o aumento de temperatura, α_{FeO} e $f\text{S}_2$, e inversa com o incremento da pressão, α_{SiO_2} e $\alpha_{\text{Na}_2\text{O}}$. Dessa forma, a composição do magma máfico ou ultramáfico é regida pela composição da fonte mantélica, fortemente influenciada pelo tipo e taxa de fusão parcial, com significativa influência do modo de interação com a rocha encaixante, o que possibilita a incorporação e saturação de enxofre no líquido (Arndt *et al.* 2005).

O conteúdo de EGP no magma depende da natureza e abundância das fases retentoras desses elementos no resíduo da fusão, com suas distribuições governadas por seus coeficientes de partição. Keays (1982, 1995) dividiu os EGP em dois grupos, baseados em seu comportamento:

- 1) elementos do sub-grupo do paládio (PEGP), constituído por Pd, Pt e Rh, com comportamento calcófilo, que são retidos em fases sulfetadas ricas em Cu em peridotitos *sub-solidus*,
- 2) elementos do sub-grupo do irídio (IEGP), representado por Ir, Os e Ru, retidos em fases e ligas de Fe-Ni e em espinélios, em especial cromita, com comportamento siderófilo.

Os EGP exibem comportamento calcófilo ($D_{\text{EGP}}^{\text{sulfeto-silicato}} \sim 10^4 - 10^5$, Balhaus *et al.* 1994, Fleet *et al.* 1996) e são extremamente siderófilos ($D_{\text{EGP}}^{\text{sulfeto-silicato}} \sim 10^5 - 10^6$, O'Neil *et al.* 1995). A partição sulfeto-silicato de elementos calcófilos apresenta comportamento inverso ao da razão $f\text{O}_2/f\text{S}$. Assim, o cobre, embora tenha baixo coeficiente de partição ($D_{\text{Cu}}^{\text{sulfeto-silicato}} \sim 10^3$), comumente forma sulfetos (Fleet *et al. op. cit.*).

O níquel, por seu comportamento calco-siderófilo, ocorre na estrutura de sulfetos ($D_{Ni}^{\text{sulfeto-silicato}} \sim 10^2-10^3$) e olivina ($D_{Ni}^{\text{olivina-silicato}} \sim 2$, Kinzler *et al.* 1990), com seus valores de partição, junto com os do Co, decrescentes com o aumento de pressão, com seu conteúdo gradativamente enriquecido de acordo com as taxas de fusão parcial (Dingwell *et al.* 1994, Leshner & Stone, 1996). Os coeficientes de partição da Pt, Pd e Ir mostram-se insensíveis as mudanças barométricas (Holzheid *et al.* 1998).

Se fases sulfetadas, óxidos e ligas permanecerem no resíduo mantélico durante o processo de fusão parcial, significativos conteúdos de elementos calcófilos ficarão retidos nestas fases, o que acarretará baixas concentrações destes elementos no líquido formado. Desse modo, o grau de fusão parcial exerce um forte controle na extração e conteúdo de Ni-Cu-EGP em magmas derivados de fusão mantélica. Os magmas formados a baixas taxas de fusão parcial, em condições relativamente reduzidas, contém baixos conteúdos de EPG, Cu e Ni. Magmas que são gerados a partir de moderada taxa de fusão parcial tem significativo conteúdo de EGP (PEPG e IEGP), Ni e Cu, e, magmas formados por altas taxas de fusão parcial tem baixos teores de Cu e EGP e alta abundância de Ni e IEGP (Arndt *et al.* 2005). Assim, magmas komatíticos, picríticos e toleíticos, que são formados a alta temperatura e tem baixa viscosidade apresentam maior capacidade de formação de depósitos de Ni-Cu (EGP) em relação a magmas picríticos alcalinos e basálticos, formados em condições térmicas mais brandas, ricos em voláteis e com maior viscosidade (Arndt *et al.* 2005).

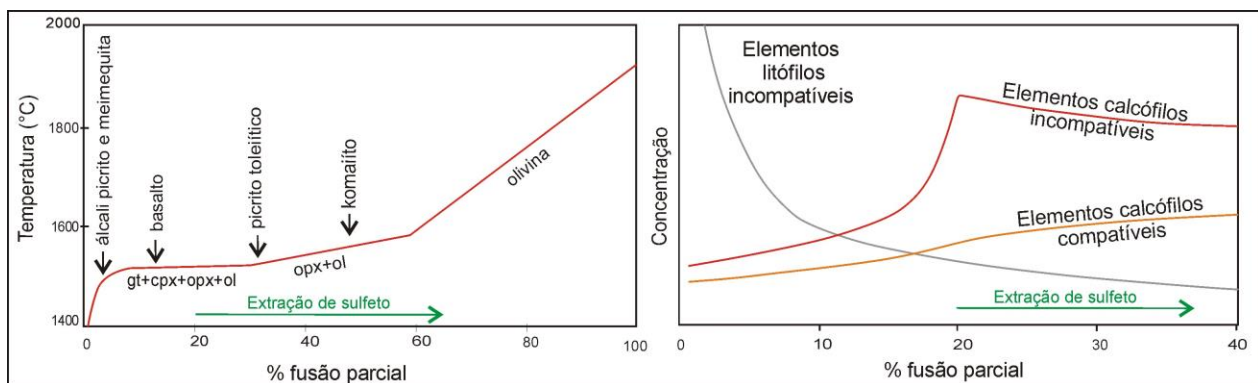


Figura 8.1 A) Variações na composição do líquido em consequência do incremento nas taxas de fusão e extração de fases silicatadas, B) variação na concentração de elementos menores em resposta ao aumento da taxa de fusão (diagramas extraídos de Arndt *et al.* 2005).

8.2.1.2- Cromitito

As concentrações primárias econômicas de cromita, em sua grande maioria, constituem-se de segregações magmáticas máfico-ultramáficas maciças a disseminadas, com depósitos subordinados formados por processos intempéricos (*e.g.* aluviais e coluvionares, Duke, 1983). Com base na geometria primária do depósito, características petrológicas e posicionamento tectônico, estes depósitos são divididos em duas classes: 1) estratiformes, e, 2) podiformes.

Os depósitos estratiformes correspondem ao acúmulo de cromita ao longo de horizontes que definem estratos em complexos máfico-ultramáfico intrusivos (*e.g.* Bushveld, Stillwater), como reflexo do processo de cristalização fracionada na câmara magmática em seus estágios iniciais (Irvine, 1965, 1967, Thayer, 1964, Duke, 1983). Os depósitos podiformes constituem concentrações irregulares, lenticulares, tectonicamente posicionadas e associadas a sequências ofiolíticas. Embora este tipo de depósito relacione-se a deformação, texturas cumuláticas sugerem formação por processos de cristalização fracionada de líquidos máficos ou ultramáficos, em condições similares as dos processos geradores de depósitos estratiformes. A analogia se torna pertinente principalmente para depósitos relacionados a seções ultramáficas cumuláticas de sucessões ofiolíticas que são associadas ao fracionamento de líquidos basálticos posicionados na base da crosta oceânica (Duke, 1983).

A natureza lenticular e a limitada continuidade lateral dessa classe de depósito reflete o condicionamento magmático no momento de seu fracionamento, com a ocorrência de cromitos maciços restritos a regiões específicas da câmara magmática (Greenbaun, 1972) ou associadas a deformações em condições ígneas, em estado parcialmente consolidado, frente aos distúrbios intrínsecos relacionados ao seu ambiente gerador (*e.g.* centros de espalhamento) e consequente evolução tectônica (Thayer, 1964). Diversas arguições relacionam cromitos e dunitos associados a resíduos refratários de fusão parcial (*e.g.* Dickey & Yoder, 1972), porém, as evidências cumuláticas contrapõe esse modelo (Duke, 1983).

8.2.2- Mineralizações em ofiolitos

O potencial metalogenético em corpos ofiolíticos requer atenção aos processos concentradores ou dispersadores, reflexo das transformações decorrentes da trajetória orogênica, com processos concentradores primários totalmente obliterados, remobilizados ou reconcentrados devido aos processos atuantes nas diversas etapas de sua formação, em ambiente crustal oceânico, até o seu posicionamento crustal orogenético (Proenza *et. al*, 2004).

Dessa forma, as concentrações econômicas em corpos ofiolitos ou alpinos são classificadas como: 1) primordiais– correspondem a teores econômicos gerados em processos sub-oceânicos, intralitosféricos e de fundo oceânico, 2) exóticos– concentrações geradas a partir de processos orogênicos, e, 3) supergênicos– associados a processos superficiais, denudação erosiva e lixiviação de elementos, o que pode gerar enriquecimento residual, posterior a exumação e posicionamento crustal do corpo.

Ao primeiro grupo associam-se concentrações econômicas de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS), Cu+Zn e Au+Cu, e concentrações de Au+Ag epitermais e *stockwork*

(Prichard *et al.* 2004). Os depósitos podiformes de cromo (*subitem* 8.2.1.2) que estão nessa classificação tem significativos conteúdos de EGP. Segundo Prichard *et al.* (2004), os EGP encontram-se em complexos ofiolíticos a níveis de ppb, com valores expressivos de Pt, Pd e Rh associados a sulfetos e os de Os, Ir e Ru associados a cromitito podiforme. Evidências geoquímicas apontam um decréscimo na razão Pd/Ir diretamente relacionada ao aumento do grau de fusão, o que indica que Pd e Au são extraídos a baixa taxas de fusão, de forma mais eficiente que os demais EGP (*subitem* 8.2.1.1), exibindo comportamento geoquímico similar e associa-se, neste contexto, aos EGP.

A introdução de água no processo de subdução possibilita o aumento do grau de fusão parcial (Fig. 8.2) e taxas relevantes de extração de EGP e enxofre da fonte. Sequências ofiolíticas ricas em platinóides são formadas a partir de altas taxas de fusão mantélica e associadas a geração de magmas boniniticos (Fig. 8.2). Isto possibilita a geração de sulfetos metálicos platiníferos, o que contrasta com complexos ofiolíticos gerados por taxa de fusão insuficiente para extração e concentração de EGP (*e.g.*, MORB's) e com alta taxa de fusão que dispersa os EGP. Estes corpos férteis, associados a boninitos (ofiolitos do tipo *HOT- harzburgitic ophiolitic type*) tendem a possuir unidade cumulática mais expressiva que as do tipo MORB, com abundância de corpos cromitíferos podiformes, com o resíduo mantélico, nessas seções, constituído de harzburgito refratário (Fig. 8.2).

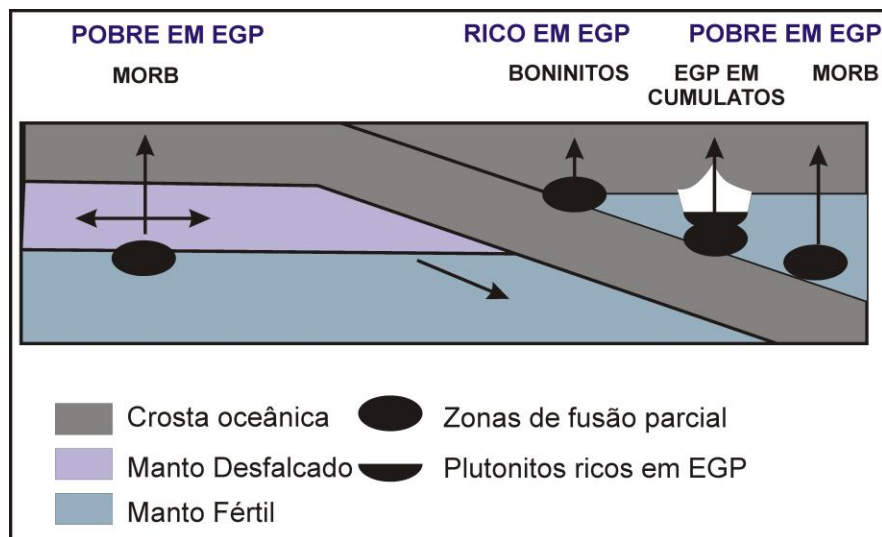


Figura 8.2: Esquema tectônico simplificado que ilustra a geração de líquidos ricos e pobres em EGP (extraído de Prichard, 2004).

As concentrações primárias auríferas em complexos ofiolíticos ocorrem em zonas de supra-subducção, retroarco e ante-arco, em ambientes de baixa sulfetação. Estes depósitos de ouro ocorrem, de forma menos expressiva, em ambientes de alta sulfetação, relacionados a zonas de espalhamento. No segundo grupo de depósitos auríferos, destacam-se concentrações metamórficas e orogênicas,

associadas a geração de litwanitas e birbiritas auríferas e, por remobilização, em veios e zonas de cisalhamento.

As concentrações supergênicas relacionam-se a geração de *gossans*, lateritas e depósitos detríticos, reflexo dos processos físico-químicos, intempérico/erosivos, submetidos sobre rochas em condições crustais rasas. Os depósitos gerados por concentrações a partir de processos físicos, como resposta ao desmonte mecânico, constituem, pela alta densidade do Au, Cr e EGP, depósitos de pláceres, coluvionares e aluvionares.

8.3- CONSIDERAÇÕES METALOGÊNICAS PRELIMINARES.

Diante da potencialidade metalogenética de associações máfico-ultramáficas, em caráter preliminar, foram analisados no Complexo Petúnia conteúdos de metais nobres (Au+Pt +Pd) em 11 amostras, distribuídas em 4 variedades metamáfico-ultramáficas (Anexo- *CD-ROM*). Destas variedades, foram escolhidas 3 amostras de cromitito, 6 de metaolivina ortopiroxenito e suas variedades metamórficas, 1 de metagabro coronítico e 1 de granada anfíbolito.

Na região de Andrelândia, para o estudo metalogenético comparativo de metais nobres (Au+Pt+Pd+Rh), foram selecionadas 12 amostras representativas de metaultramáficas do Morro do Corisco, Fazenda da Roseta e ortopiroxenito da região de Carrancas (caracterizadas por Pinheiro 2008). Destas, escolheram-se 5 amostras de meta-harzburgito e serpentinitos derivados, 3 amostras de metarrodíngito, retroeclogito e piroxenito transicional, 2 de metawebsterito, 1 de bronzitito pegmatóide e 1 de metaolivina ortopiroxenito (Anexo 1- *CD-ROM*). Esses ultramafitos foram caracterizados como remanescentes de seções crustais oceânicas, submetidos a processos metamórfico-metassomáticos primários e reequilibrados em assembléias de alto grau, decorrentes de sua trajetória orogênica (Pinheiro, 2008, Pinheiro & Suíta, 2008).

8.3.1- Complexo Petúnia (CP)

As variedades metaultramáficas do CP apresentam singularidades no conteúdo de metais nobres. As variedades de metaolivina ortopiroxenito tem conteúdos de níquel que variam de 187,20 a 1.925,60 ppm (Figs 8.3 e 8.4, Anexo 1- *CD-ROM*). O maior teor é exibido pela amostra Pet-040 (1.925,60 ppm), com os maiores conteúdos de ortopiroxenio (60%), olivina (15-18%) e sulfetos (3%, Caps. 4 e 6). Os teores mais baixos de Ni estão nas variedades intensamente modificadas por processos metamórficos, com o menor teor (187,20ppm) em variedades com talco e antofilita (*e.g.*, Pet-027, Cap. 3).

O cobalto e o vanádio apresentam padrões similares, com teores que variam entre 86,90-119,40 ppm de Co e 40-80 ppm de V, que são compatíveis com os do manto primitivo (MP, Figs. 8.3B e 8.4D). O cobre nas variedades metaultramáficas tem teores abaixo de 80 ppm, na grande maioria com concentrações inferiores as mantélicas (Fig. 8.4D). O metagabro coronítico (amostra Pet-006C) exibe o maior conteúdo desse elemento (109 ppm, Fig. 8.3).

A platina e o paládio, únicos EGP analisados em conjunto em amostras de ortopiroxenitos do CP, apresentam conteúdos abaixo de 8 ppb, com médias de 2,3 ppb de Pd e 2,5 ppb de Pt. O metagabro coronítico tem 6,9 ppb de Pt e 7,8 ppb de Pd, que são teores compatíveis com os do manto primitivo (Fig. 8.4E). O granada anfibolito apresenta conteúdos insignificantes.

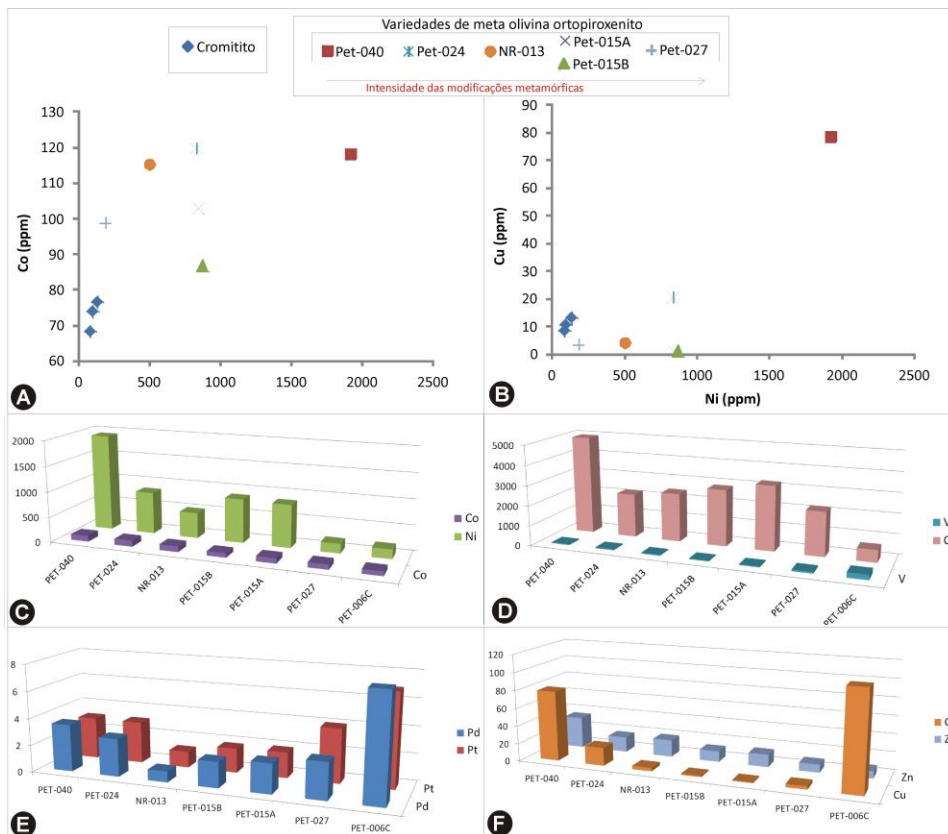


Figura 8.3: Diagramas binários das concentrações de Ni nos litotipos analisados do CP, versus: A) Co, e, B) Cu. Diagramas colunares que representam concentrações de: C) Co e Ni, D) Cr e V, E) Pt e Pd, e, F) Cu e Zn.

Os cromititos do CP possuem valores muito anômalos de Pt (341,5-794,7 ppb) e muito baixos teores de Pd (2,0-8,4 ppb, Fig. 8.4A). Os valores de Pt são de quase 100 vezes os do manto primitivo (MP, Fig. 8.4C). Nestes cromititos, o V ocorre em conteúdos relevantes, com concentrações médias em torno de 1.000 ppm, cerca de 10 vezes o valor do MP (Fig. 8.4D) e com média de 50 ppm nos

metaortopiroxenitos (Figs. 8.3 e 8.4). Os teores de Au estão abaixo do limite de detecção analítica na maioria dos litotipos analisados.

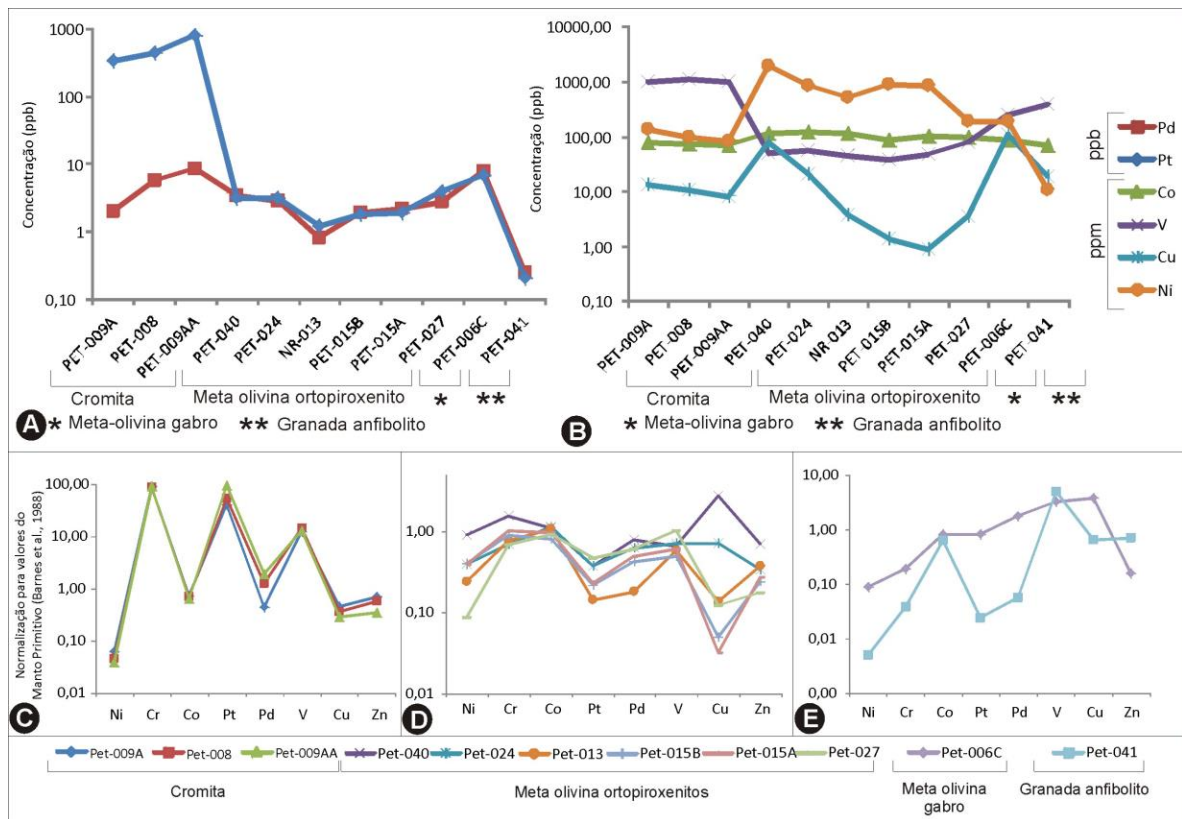


Figura 8.4: Diagramas (do tipo *aranha*) que apresentam as concentrações (ppb) de: A) Pt e Pd, B) Co, V, Cu e Ni para as variedades metaluminosas do CP, e normalizados aos valores do “manto primitivo, MP” de Pt, Pd, Cr, Ni, Co, V, Cu e Zn dos: C) cromititos, D) metaolivina ortopiroxenito, e, E) metamáficas, granada anfibolito e gabro coronítico.

8.3.1.1- Discussão

No Complexo Petúnia (CP), a existência de corpos cromitíferos desmembrados com assinatura petroquímica e textural de corpos de complexos estratiformes diferenciados (Caps. 4, 5 e 6), com conteúdo de ligas de Os-Ir (Roig, 1993), junto a registros de lavra desses corpos nos anos 1960 (Kaefer *et al.* 1975), evidencia seu caráter econômico quanto a cromo e, possivelmente, platinóides na região.

Os expressivos conteúdos de Pt, associados a baixos teores de Pd, sugerem prováveis processos de concentração de platina e dispersão de paládio, como possível resposta a processos metamórfico/hidrotermais-deformacionais. Considerou-se para tal assertiva, os valores de coeficientes de partição e pontos de fusão, o que torna improvável o pareamento de concentração “rica” e “pobre”, e mobilidade relativa durante processos pós-magmáticos desses elementos, nos litotipos analisados, só por processos primários.

Campbell *et al.* (1983) apresentaram valores da ordem de 160.000 e 120.000, para o coeficiente de partição (K_d) entre os líquidos sulfetado e silicático, para Pt e Pd, respectivamente. Barnes *et al.* (1985), organizaram os EGP pelos valores de K_d : Os>Ir>Ru>Rh>Pt>Pd. Os PEGP (Pt, Pd e Rh), em processos magmáticos e pós-magmáticos (metamorfismo e/ou hidrotermalismo), apresentam significativa mobilidade e são muito reativos e transportáveis (Barnes *et al.* 1985, Woodeia, 1992), de modo diferente dos IEGP, que são menos reativos e permanecem *in situ* ou são pouco mobilizáveis e constituem concentrações residuais em porções refratárias (Kieser 1993).

No CP, os níveis de metaolivina ortopiroxenito pegmatóide bandado criptamente, com porções meta-harzburgíticas e variações metamórficas (Cap. 4), dunitos e cromititos associados, provavelmente representam níveis diferenciados de uma unidade maior (um complexo acamadado?), desmembrada pelos processos tectônicos atuantes na região. Níveis de ortopiroxenitos pegmatóides basais do Complexo de Bushveld são interpretados (Cawthorne *et al.* 2002, Cawthorne & Boerst 2006) como reflexo de *annealing* pós-magmático, estéreis em EGP, e sobrepostos a níveis platiníferos de piroxenitos de granulação normal, cromititos basais e níveis sulfetados, com os níveis pegmatíticos associados as mineralizações de EGP.

No entanto os baixos valores de EGP nos metaultramafitos coletados e descritos, com conteúdos relativamente altos no metagabro coronítico (~15ppb Pt+Pd), junto aos valores anômalos muito expressivos nos cromititos (até ca. 1ppm) aventam a possibilidade de um magama rico em EGP, com estes elementos concentrados em horizontes específicos, isto é, “reefs” platiníferos.

A escassez de diversidades litológicas dificulta maior extrapolação da potencialidade econômica, metalogênica, da área. Os valores obtidos para Ni, Cu e EGP não representam viabilidade econômica imediata. Porém, a ótica estratiforme para esses corpos, antes aceitos como sucessões ofiolíticas desmembradas (*e.g.*, Roig, 1993, Feola, 2004, Zanardo, 2006), expande o potencial para a região e amplia as expectativas econômicas intrínsecas destes corpos magmáticos máfico-ultramáficos gerados a partir de processos de diferenciação e cristalização fracionada de modo similar aos complexos, *e.g.*, Bushveld, Stillwater e Campo Formoso.

Assim, uma maior averiguação futura faz-se necessária quanto a existência (ou não) de uma pré-disposição do magma para gerar concentrações sulfetadas de Fe- Ni-Cu(EGP), assim como a

deteção de processos ou mecanismos que afetaram seus parâmetros físico-químicos, desde a sua geração, durante seu trajeto rumo a crosta e ao seu posicionamento crustal. Isto possibilitaria, ou não, a retenção e concentração de elementos e minerais em conteúdos viáveis economicamente, como exposto anteriormente (*subitem 8.2.1*).

8.3.2- Região de Andrelândia

Nas rochas metaultramáficas analisadas da região de Andrelândia, Ni, Cr e Co apresentam padrões semelhantes, com conteúdos crescentes de: rodingito→ websterito→ ortopiroxenito→ serpentinitos→ bronzitito pegmatóide (Fig. 8.5). Há pequena presença de sulfetos nessas variedades (Pinheiro, 2008), o que sugere que tais elementos estão na estrutura dos silicatos.

A exceção das variedades metarrodíngíticas e piroxeníticas de alto grau associadas e do litotipo a antofilita, do Alinhamento Arantina-Andrelândia (Pinheiro, 2008), o conteúdo de Ni nos metaultramafitos está acima de 1.500 ppm, com média em torno de 3.000 ppm. O metabronzitito tem teores maiores que 7.500 ppm, cerca de cinco vezes os do MP (Figs. 8.5 e 8.6).

O cromo, à exceção do metabronzitito (~3.700 ppm) e dos metarrodíngitos (fortemente empobrecidos), orbita, nas demais variedades, valores próximos aos do MP (Fig. 8.6). O conteúdo de Zn, nos serpentinitos e metarrodíngitos, está abaixo dos do MP. Os piroxenitos exibem teores próximos aos do MP, e o maior conteúdo no metabronzitito (146 ppm), é aproximadamente o dobro do MP (Fig. 8.6).

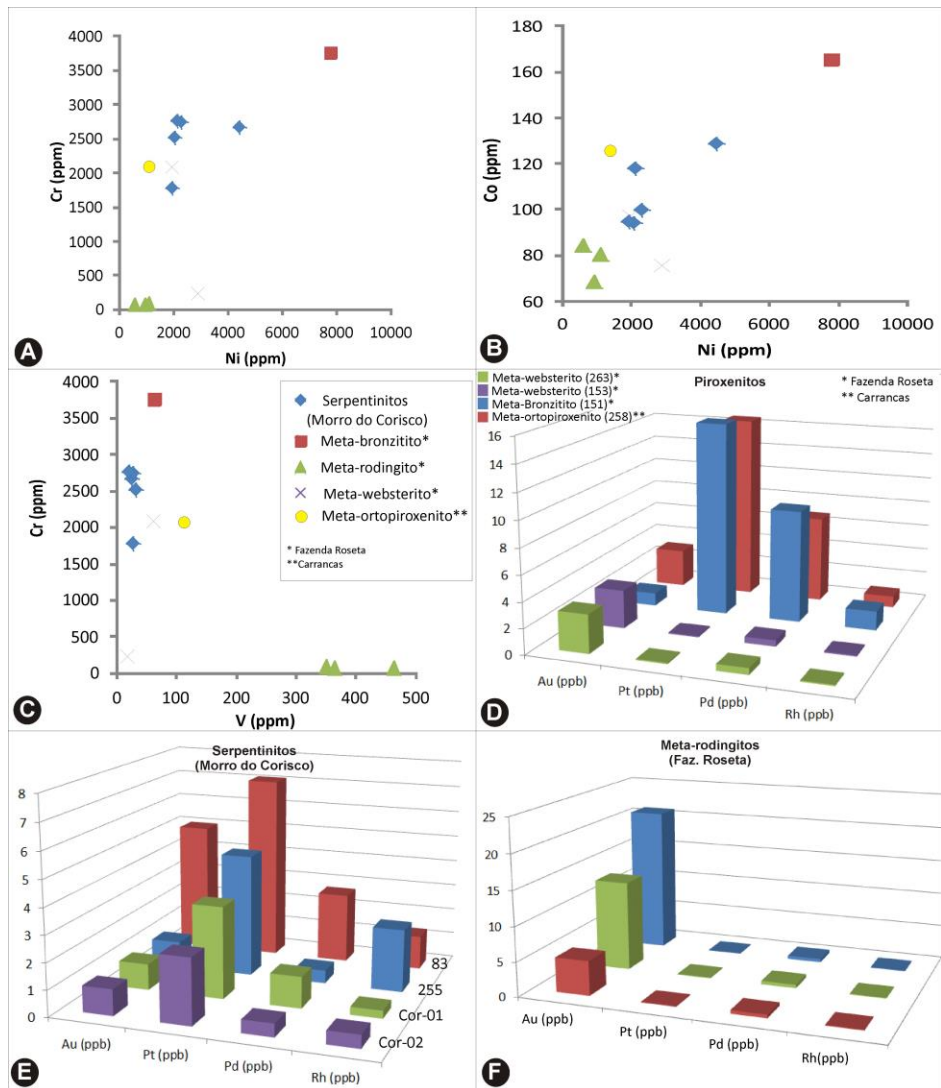


Figura 8.5: Diagramas binários para concentrações de metalultramafitos da região de Andrelândia: A) Ni-Cr, B) Co-Ni, C) Cr-V. Diagramas em coluna que exibem valores de Au, Pt, Pd e Rh: D) metapiroxenito, E) serpentinito, e, F) metarrodíngito.

Os valores de cobre são inexpressivos na maioria das metalultramáficas analisadas e incidem abaixo dos 10 ppm. Os maiores conteúdos de Cu (9,4-88,2ppm) e de V (463-350 ppm), ocorrem no metarrodíngito, que se destaca em relação aos serpentinitos e metawebsteritos (Figs. 8.5 e 8.6). Os teores de platinídeos (Pt, Pd e Rh) mostram-se maiores, nas variedades analisadas, no metabronzitito e metaortopiroxenito, em torno de 25 ppb (Fig. 8.5), semelhantes aos do MP (Fig. 8.7). Teores acima de 10 ppb de Au são exibidos apenas pelo metarrodíngito, o restante das variedades aloja teores muito baixos e os serpentinitos exibem valores abaixo do limite de detecção analítico.

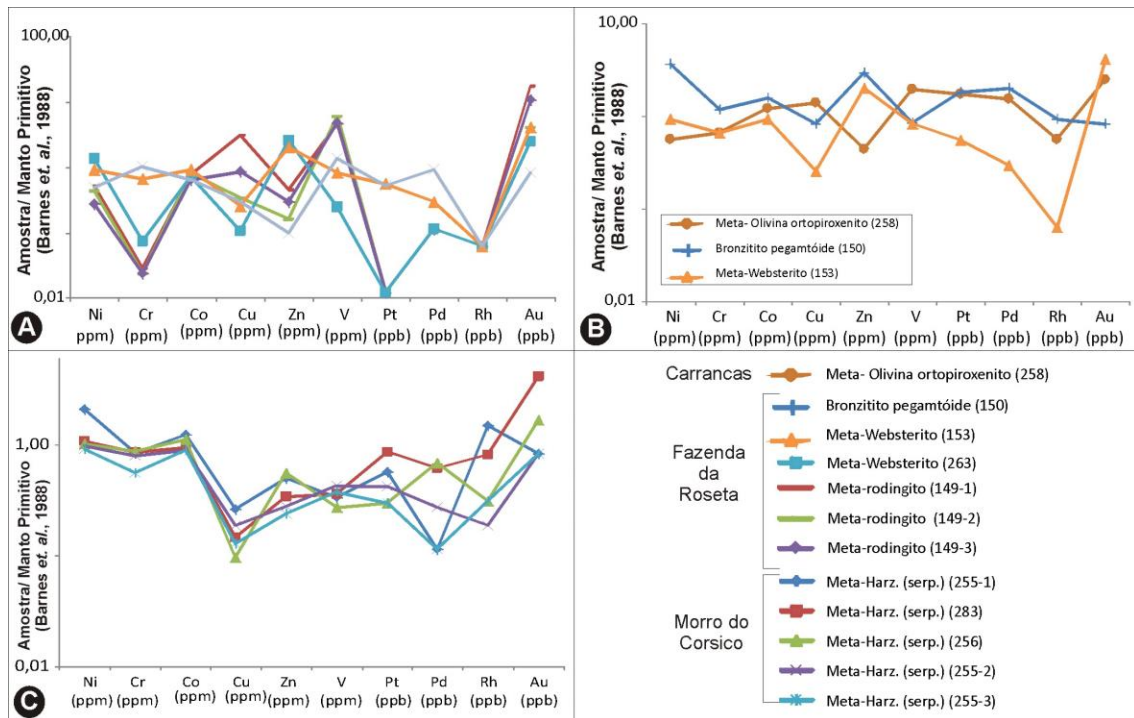


Figura 8.6: Resultados das análises químicas para Au, Pt, Pd e Rh (em ppb), e Co, Cu, V, Zn (ppm) e Ni e Cr (em %), normalizados para valores do manto primitivo, MP (Barnes *et. al.*, 1988), nos metaltramafitos da região de Andrelândia. A) Metarrodíngitos e metabasites, B) Metaproxenitos, e, C) serpentinites.

8.3.2.1-Discussão

No Morro do Corisco, a atividade de lavra de hidrosilicatos níquelíferos (garnierita) residualmente concentrados em serpentinites, assim como as diversas campanhas de pesquisa mineral na Fazenda da Roseta, confirmam o potencial desses corpos para depósitos supergênicos de Ni e Co, gerados por processos intempéricos sobre rochas metaperidotíticas (harzburgitos e olivina piroxenitos).

Em análise preliminar, o metabronzítico pegmatóide da Fazenda da Roseta e o metaortopiroxenito de Carrancas, associados a porções diferenciadas de intrusões toleíticas (Almeida 1998, Almeida, 2012) ou a seção crustal de corpos ofiolíticos desmembrados, do tipo alpino (Pinheiro, 2008, Pinheiro & Suita, 2012) apresentam-se como melhores prospectos para prospectos e depósitos de EGP. Embora com baixos teores absolutos, estas rochas tem os maiores valores de Pt, Pd e Rh entre os ultramafitos analisados. As concentrações iniciais de EGP (Pt, Pd, Rh) do metabronzítico podem ter sofrido relevantes modificações pela intensa alteração intempérica nesta litologia (da qual foi amostrado e analisado o saprolito) e/ou por processos pós-magmáticos e deformacionais.

Questões relevantes ao potencial metalogenético nos corpos metaultramáficos dessa região permanecem abertas, diante da complexa evolução petrogenética-estrutural desses corpos, associada a uma diversidade litológica, com relações obscuras entre si e rochas encaixantes (Almeida 1998, Pinheiro 2008). Diante do predomínio de metaperidotito (meta-harzburgito serpentizado), no Morro do Corisco, e metapiroxenitos na Fazenda da Roseta e na região de Carrancas, que contrapõe variedades cumuláticas refratárias e férteis, reequilibradas em alto grau e intensamente afetadas por processos aloquímicos (Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008), torna-se necessária uma averiguação da pré-disposição magmática dessas variedades, para disponibilidade e capacidade de extração ou retenção, de metais nobres, em concentrações primárias significativas, a partir do processo de fusão parcial formador do(s) magma(s), juntamente com a influência dos processos magmáticos envolvidos.

Questões quanto à reconcentração e/ou dispersão de concentrações significativas de metais nobres (Au+EGP) tornam-se relevantes quando considerada a evolução petrogenética-estrutural desses corpos. Faz-se necessária a investigação quanto a sensibilidade desses elementos frente a expressivas mudanças nas condições físico-químicas do sistema no decorrer da complexa arquitetura tectônica da região e sua potencialidade na geração de depósitos do tipo exóticos (*subitem 8.2.2*).

CAPITULO 9

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

9.1- COMPLEXO PETÚNIA

As associações metamáfica/ultramáficas foram atribuídas a unidades disruptas de sucessões ofiolíticas (Soares *et al.* 1990 e 1991, Zanardo *et al.* 1990, 1996 e 2006, Roig 1993, Feola 2004, Zanardo & Cordeiro 2009), raízes de *greenstone* (Teixeira 1978, Teixeira & Danni 1979, Schmidt *et al.* 1992) ou corpos estratiformes (Szabó & Choudhuri 2003), com as associações supracrustais correlacionáveis tanto com as unidades basais do Grupo Andrelândia (Trouw *et al.* 1986, Roig 1993), Araxá/Canastra (Zanardo *et al.* 1996, Feola 2004) ou às unidades metassedimentares de sequências de *greenstone belts* (Pinto 2013, em preparação). Teixeira *et al.* (1987) e Del Lama (1993), em análise de anfibólitos das imediações de Bom Jesus da Penha, concluíram que a litoquímica destas rochas corresponde a de basaltos de fundo oceânico (*MORB*). Feola (2004) apresentou composições de afinidade komatiítica para plutonitos e vulcanitos da região e correlacionou-os a unidades ofiolíticas desmembradas.

As assinaturas químicas dos granada anfibólitos estudados neste trabalho, são compatíveis com as de basaltos dos tipos *N* e *E-MORB* até de arco vulcânico ($La/Sm > 1,8$ e $TiO_2 > 1,0$, Cap. 5), e sugerem magmas de composições transicionais a partir de fonte mantélica fértil, em ambientes dinâmicos e cronocorrelatos, associados a zonas de suprasubdução (*e.g.*, assinatura cálcio-alcálica do metagabro e anomalias negativas de Nb) com a interação de fluidos oceânicos em estágios precoces (anomalias negativas de Ce, Oliveira & Suita 2006, Cap. 5).

As características petroquímicas exibidas pelas diversas variedades de metaplutônicas máfico-ultramáficas abordadas, são admitidas por este trabalho como sendo membros desmembrados de unidade plutônica acamadada, cripticamente bandada (Irvine 1981), formados a partir de diferenciação e fracionamento de líquidos básicos magnesianos (em função da composição química da cromita, olivina e ortopiroxênio ígneos reliquias), posicionados em regiões subcrustais submetidos a processo de resfriamento lento. Estes processos geraram variedades orto-cumuláticas (*e.g.*, dunito, ortopiroxenito e cromitito), e metagabro, com posterior *annealing* pós-cumulus, que imprimiu as feições pegmatóides do ortopiroxênio nas variedades de metaolivina ortopiroxenito (Caps. 4, 6 e 7) e contrapõe a origem metamórfica de olivina e ortopiroxênio, na gênese de dunitos e ortopiroxenitos, que foram assumidas por Roig (1993) e Feola (2004) como metaultramafitos na região.

As assembléias minerais representam modificações progressivas ou eventos metamórfico-deformacionais sucessivos e apresentam-se dissimilares entre si. Estas assembleias apontam que os processos tectônicos atuaram de modo heterogêneo na região, alcançaram fácies anfibolito superior, com geração de granada, nos anfibolitos, e antofilita e tremolita, nos metaultramafitos e não ultrapassaram os 800°C, em variedades precocemente submetidas a processos de hidratação e metassomatismo primário (Caps. 4 e 7).

O metagabro coronítico e, em parte os cromitos, constituem membros preservados do primeiro processo metamórfico-deformacional, exibem registros apenas de mecanismos rúpteis (Cap. 4), associados ao segundo evento. Os granada anfibolitos, o hornblendito, o metadunito, e as variedades metaortopiroxeníticas, preservam, em maior ou menor grau, estruturas relacionadas ao primeiro evento, como o estiramento mineral, e a sucessiva milonitização nos anfibolitos, a formação de xistos ultramáficos e algumas variedades de antofilita *fels* nos metaultramafitos (Cap. 4) associados a esta fase. As estruturas rúpteis, fraturas e diáclases, assim como a geração de estruturas cataclásticas (brechas coesivas) e do pseudo-taquilito associam-se ao segundo evento (Caps. 4 e 7).

As condições barométricas obtidas para os granada anfibolitos variam de 7,5-8 e 8,3-9,0 Kbares, respectivamente, para as bordas e núcleos da variedade nematoblástica (Pet-019), e 7,3-7,8 e 7,15-7,7 Kbares para as bordas e os núcleos da variedade milonitizada (Pet-018C, Cap. 7, Tab. 7.2, Fig. 7.4), o que indica que a milonitização se processou em condições crustais mais rasas (Cap. 7). Tais valores são compatíveis com os apresentados por Del Lama (1993) para a assembléia de cpx-grd-pl, em torno de 7,9-10,5 kbares, e entre 8,9-11,5 Kbares para associação de hbl-pl-qtz, nas rochas da região.

As estimativas térmicas obtidas partir de calibrações em hornblenda-plagioclásio (Cap. 7), orbitam valores entre 635-675°C e entre 525-620°C e 460-545°C quando aplicados entre pares de anfibólio-granada, respectivamente, para as variedades nematoblástica e milonítica. Estes valores são ligeiramente menores aos determinados por Del Lama (1993) para associações de hornblenda-plagioclásio (700-760°C), granada-clinopiroxênio (645-706°C) e granada-hornblenda (660-715°C).

Os valores de concordia U-Pb, em zircão (*SHRIMP*), forneceram valores de cristalização entre 2.963±6 Ma (Pinheiro *et al.* 2013a, em preparação), e sugerem magmatismo toleítico associado às rochas metabasálticas/komatíticas do *greenstone belt* Morro do Ferro. Esta hipótese é fortalecida pela idade de cristalização Sm-Nd de 2.863 ±65 Ma (Pimentel & Ferreira 2002), obtida de isócronas em metakomatiúto deste *greenstone belt*, diacrônicas ao *greenstone belt* de Pium-hí, com idades (isócronas Rb-Sr) entre 2,9-3,1 Ga. (Schränk & Silva 1993).

Em termos metalogenéticos, depósitos sulfetados ocorrem apenas nas unidades das sequências vulcanossedimentares do bloco norte, no segmento de Fortaleza de Minas que possui mina de Ni-Cu-

Co-(EGP+Au) e, no segmento de Alpinópolis, que possui depósitos não econômicos sulfetados (Brenner *et al.* 1990, Mincatto *et al.* 1992).

A limitada diversidade litológica abordada por este trabalho na região dificulta uma maior extrapolação da potencialidade econômica da área. Embora os valores absolutos obtidos nos teores de metais nobres (Ni-Cu-EGP+Au) não representem viabilidade imediata, uma nova abordagem quanto a natureza estratiforme desses corpos expande as perspectivas da potencialidade metalogenética da área (Cap. 8).

Dessa forma, relacionam-se as associações metamáficas e metaultramáficas plutônicas da região a norte de Nova Resende a membros extirpados, formados a partir de processos de fracionamento e diferenciação de magmas básicos e ultrabásicos. O magmatismo básico constitui complexo intrusivo estratiforme de idade arqueana que pode ter ocorrido em raiz de *greenstone*. Isto contrapõe a associação dessas variedades como representantes de membros desmembrados de sucessões ofiolíticas (Soares *et al.* 1990 e 1991, Zanardo *et al.* 1990, 1996 e 2006, Roig 1993, Feola 2004, Zanardo & Cordeiro 2009).

9.2- REGIÃO DE ANDRELÂNDIA

9.2.1- Anfibolitos

Diversas são as descrições de rochas metamáficas, posicionadas em meio às unidades de seqüências meso-neoproterozóicas na Faixa Brasília Sul, as quais são atribuídas as mais variadas naturezas, desde fragmentos de intrusões toleíticas penecontemporâneas a sedimentação proterozóica (e.g, Gonçalves & Figueiredo 1992, Paciullo 1992, Valeriano & Simõesb1997, Heilbron *et al.* 2003a) até restos de associações crustais e mantélicas oceânicas (e.g, Strieder & Nilson 1992, Trouw 1992, Roig 1993, Seer *et al.* 2001, Zanardo *et al.*2006).

Na região de Andrelândia, Gonçalves & Figueiredo (1992) e Paciullo (1992) atribuíram às rochas anfibolíticas posicionadas em meio as unidades neoproterozóicas na região de Santana do Garambéu à magmatismo extensional relacionado à abertura da Bacia Andrelândia (Ribeiro *et al.* 1995). Metabasaltos (anfibolitos) de alto Ti foram associados às unidades inferiores, *E-MORB* às intermediárias, e, *N-MORB* às superiores, com ocorrência subordinada, nas unidades intermediárias e superiores, de corpos metabasálticos de assinatura continental. Na mesma região, Campos Neto *et al.* (2012) apresentaram idades U-Pb de anfibolitos em *ca.*, de $793 \pm 6,0$ Ma, associando estas rochas à olistolitos.

As variações químicas dos anfibolitos abordados por este trabalho, localizados na mesma região e com correlato contexto lito-tectônico, incidem em campos de composições de basalto toleíticos de assoalho oceânico até as de arcos de ilhas, com subordinados membros cálcio-alcálicos (Cap. 5). Isto sugere uma gênese a partir de ambientes oceânicos diversificados, dinâmicos e cronocorrelatos, associados a zonas de suprasubdução em períodos riacianos (Cap. 6). A distinção petrogenética baseada só em parâmetros químicos torna-se impraticável pela variação químio-textural das amostras, inclusive no mesmo afloramento.

Os valores da razão La/Sm e teores de TiO_2 , apresentam-se entre 1,0-3,4 e 0,75-1,75% para os anfibolitos da NL e entre 0,8-4,0 e 1,07-1,27% para os da NA, respectivamente, junto com valores enriquecidos em elementos traços e ETR, são utilizados para distinguir basaltos dos tipos *N*, *T* e *E-MORB* e de arcos de ilha (e.g, Philpots & Ague, 2009). Os padrões dos anfibolitos da NL são ligeiramente maiores (Cap. 5). Isto sugere fonte mantélica fértil em ambiente oceânico para essas rochas.

O retroeclogito da NL, posicionado na base da *Klippe* de Aiuruoca (Cap. 4) exhibe valores para a razão La/Sm de 3,1 e conteúdo de TiO_2 de 2,83% e o granada anfibolito da *Nappe* Lima Duarte tem razão La/Sm= 3,63 e teor de TiO_2 =1,65%. Esses valores, mesmo diante de suas variações, sugerem fonte mantélica enriquecida para essas variedades máficas. Suas composições transitam de campos de basaltos de arcos de ilha a *E-MORB*, com subordinadas composições de basaltos normais de fundo

oceânico (Cap. 5). Seus padrões químico-texturais (Caps. 4 e 6) apresentam particularidades que permitem estimar uma evolução textural a partir de 4 eventos principais, sendo: 1) associado à geração da assembléia ígnea básica em ambiente extrusivo, com componente plutônico subordinado (metagabro), 2) hidratação, que uralitizou o clinopiroxênio e substituiu e transformou o plagioclásio, 3) descompressão acompanhada por recristalização dinâmica, que imprimiu uma foliação contínua e milonítica que foi, posteriormente, obliterada, transposta e (ultra)milonitizada, com a geração e rompimento de dobras isoclinais em decorrência da progressão dos processos metamórfico-deformacionais, e, 4) hidratação decorrente de processos retrometamórficos (Caps. 4, e 7).

No entanto, variedades de epidoto anfíbolitos da região de Alagoa (*nappe* Liberdade) com simplectitas de epidoto e quartzo e, actinolita e quartzo ao redor de hornblenda (Cap. 4) sugerem estágios de descompressão desacompanhados de recristalização. A possível pré-existência de clinopiroxênio, neste caso metamórfico, exige fase antecessora de fácies granulito, posteriormente obliterada por processos metamórfico-deformacionais nas demais variedades (Fig. 6.14), o que evidencia um caráter alofacial dessas variedades.

As estimativas termobarométricas obtidas revelam condições desarmônicas entre as condições apresentadas pelas diversas variedades, mesmo quando posicionadas em regiões próximas ou com mesma estrutura, que exibem um ordenamento dos valores barométricos da seguinte forma: 271 (NL, 5,5-5,9 Kbares) → And-007 (NL, 6,0-6,5 Kbares) → And-004 (NL, 7,5 Kbares) → And-006 (NA, 7,5-8,1 Kbares) → 288 (NL, 7,7-8,3 Kbares) → Ibit01 (NLD, 8,3-8,9 Kbares). Os valores termométricos são delineados no seguinte arranjo: 288 (550-735°C) → And-006 (NA, 695°C) → And-007 (NL, 745-795°C) → Ibit01 (NLD, 780-810°C) → 271 (NL, 860°C) → And-004 (NL, 780-930°C). Esses valores evidenciam trajetórias incongruentes para esses corpos, com os maiores valores béricos nem sempre acompanhados pelos maiores valores térmicos, o que indica o complexo e heterogêneo arranjo geotérmico alcançado pelas diversas variedades.

Pinto (1991) associou corpos anfíbolíticos, posicionados em meio às unidades metassedimentares do Grupo Andrelândia na NLD, com basaltos toleíticos do tipo *MORB* transicional derivado de fonte mantélica. O granada anfíbolito posicionado na *Nappe* Lima Duarte tem composição química associada a basaltos toleíticos de arcos oceânicos (Cap. 5), com razão $La/Sm > 1,8$ e $TiO_2 > 1,0$, fortemente enriquecido em *LILE*, com anomalia negativa de Nb e sem anomalia negativa de Ce (Cap. 5). Isto, de acordo com Pinto (*op. cit.*), indica fonte mantélica fértil para o magma gerador, similar a gerada por basaltos dos tipos *E-MORB* e de arcos de ilhas. Os valores termobarométricos nesta variedade, 8,3-8,9 Kbares e 780-810°C, apresentam-se diferentes dos obtidos por Rocha (2011) em paragnais migmatíticos basais da *nappe* Lima Duarte, próximos a infraestrutura alóctone da

estrutura, em torno de $10\pm 0,6$ Kbares e $807\pm 25^\circ\text{C}$, com pico térmico em $827\pm 44^\circ\text{C}$ a $8,2\pm 1,8$ Kbares.

O metabasalto retroeclogítico da NL mostra-se uma variedade quimicamente exótica em relações aos seus congêneres e exibe composições de basaltos toleíticos *intraplaca*, com forte indicação de ambientes continentais (Cap. 5). São várias ocorrências de rochas eclogíticas entre as unidades metassedimentares neoproterozóicas do Grupo Andrelândia (e.g, Trouw 1992, Campos Neto & Caby 1999, 2000, 2004, Trouw *et al.* 2000), que ocorrem em lentes e estão posicionadas no contato entre as *nappes*.

Campos Neto *et al.* (2004) forneceram idades pré-metamórficas (U-Pb_{SHRIMP}) em torno de 669 ± 25 Ma para metabasalto toleítico retroeclogítico, em meio as unidades da NL, e associaram estas idades a episódio magmático do criogeniano tardio, contemporâneo a sedimentação pelítica das rochas encaixantes. Variedades retroeclogíticas da Folha Cristina, apresentam idades de cristalização (U-Pb_{SHRIMP}) em torno de 1,4 Ga, com auge metamórfico pré-colisional da Faixa Brasília em 670 Ma, e foram relacionadas a evento tafrogênico mesoproterozóico (Trouw, 2008). Reno *et al.* (2009) apresentaram idade de 678 ± 29 Ma para a geração de zircões em basaltos retroeclogíticos na *klippe* Aiuruoca e as posicionam como idade mínima para o “descolamento” da *nappe* a partir da subducção da margem passiva Sanfranciscana que marcou o início da orogenia Brasileira.

Frente ao exposto acima, e pelas diferenças químico-texturais, o retroeclogito da NL (este trabalho) não é considerado pertencente às associações anfibolíticas riacianas (ca, 2,05-2,3 Ga). Este retroeclogito é correlacionado a associações criogenianas (ca, 669-679 Ma, Campos Neto *et al.* 2004, Reno *et al.* 2009) ou as ectasiana/calimianas (ca, 1,4 Ga, Trouw 2008).

Os valores de interceptos superiores obtidos em anfibolitos da NA e NLD, em torno de 2,14-2,16 Ga (**Ibit01**: 2.142 ± 27 Ma, **264**: 2.143 ± 10 Ma, **And-006**: 2.146 ± 31 Ma, e, **271**: 2.158 ± 10 Ma) incidem em intervalo apresentado para as unidades infracrustais paleoproterozóicas da porção sudeste do Cráton São Francisco, o Cinturão Mineiro (Ávila *et al.* 2000). Assim, provavelmente, correspondem à remanescentes de basaltos oceânicos riacianos, formados em episódio pré-acrescionário (2,1-2,2 Ga), e constituem componentes oceânicos toleíticos entre os arcos magmáticos Juiz de Fora (1,97-2,2 Ga) e Mantiqueira (2,07-2,20 Ga) na constituição do paleocontinente Sanfranciscano, segundo a concepção geodinâmica de Heilbron *et al.* (2010). Posteriormente, estas rochas foram incorporadas em metassedimentos e retrabalhadas pela Orogenia Brasileira.

9.2.2- Metaultramafitos e metarrodingito associado

Diversas são as ocorrências de rochas metaultramáficas posicionadas em meio às unidades metassedimentares neoproterozóicas na porção oriental do Terreno Andrelândia (Campos Neto *et al.* 2004). Nesta discussão e conclusões são abordados os corpos mais expressivos e estudados da região, posicionados na base da *Klippe* Carvalhos, discutidos por Pinheiro (2008): o metaultramafito Morro do Corisco, e, o Complexo metaultramáfico Fazenda da Roseta (Almeida, 1998 e 2012, Pinheiro, 2008, Pinheiro & Suita, 2008 e 2012) que contém o metarrodingito em condições retroecológicas, (Caps. 4 e 7). Esses corpos são os mais relevantes na região, em magnitude, potencial econômico, diversidade litológica e estilos metamórfico-deformacionais e foram relacionados a associações komatiíticas ou alpinas (Magalhães 1985), fragmentos do manto litosférico (Ribeiro *et al.* 1995), produtos de cristalização de líquidos toleíticos (Almeida 1992, 1998, 2012) ou a restos de sequências ofiolíticas crustais oceânicas (Berbert 1981, Paciullo *et al.* 2003a, Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008).

Souza & Zalan (1977) associaram a presença de uma rocha densa, escura e constituída por andradita, hornblenda, quartzo, com zoisita, cianita e zircão subordinados a um xenólito retroecológico em meio aos serpentinitos da Fazenda Roseta. O Complexo da Fazenda Roseta foi associado a condições de metamorfismo granulítico e atingiu condições de equilíbrio em fácies espinélio lherzolito (Almeida, 1998, 2012, Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2012, e Capítulos 4, 6 e 7). Neste complexo há um provável metaultramafito que exhibe associações, previamente submetidas a hidratação e metassomatismo cálcico, rodingitização, que foram submetidas a fácies eclogito, estabilizadas no campo de granada lherzolito e com retrogressão em fácies (espinélio) plagioclásio lherzolito (Pinheiro & Suita 2012, Cap. 7).

Estes dados evidenciam zonalidade metamórfica heterogênea imposta por condições de descompressão relativamente rápida. As dissimilaridades químicas exibidas entre os metaultramafitos em questão e os anfibolitos da região de Andrelândia, Arantina, São Vicente de Minas e Alagoa (Cap. 5), desvinculam essas rochas de associações petrogenéticas parentais a partir de uma fonte magmática comum.

Diante do posicionamento tectônico desses metaultramafitos, na base de *klippe* granulítica de alta pressão (Cap. 4, Cioffi 2009), o grau metamórfico alcançado, fácies eclogito (Cap.7), similar aos exibidos pelos metabasaltos retroecológicos da região (*e.g.* Campos Neto *et al.* 2004, Trouw *et al.* 1992, Trouw, 2008, Reno *et al.* 2009) e o significativo conteúdo de simplectitas de reações retrometamórficas (Almeida 1998, Pinheiro 2008), sugere-se que estes corpos têm padrões petrogenéticos similares aos exibidos pelos metabasaltos toleíticos retroecológicos da região, com

episódio de eclogitização cronocorrelacionável e uma origem a partir de seções crustais oceânicas, férteis (Fazenda Roseta) e refratárias (Morro do Corisco). Assim, estes constituem peridotitos orogênicos crustais do tipo *HP/UHP* (*high pressure/ultra high pressure*), desmembrados e extirpados durante o processo de exumação do prisma acrescionário dos metassedimentos da *nappe* Varginha-Três Pontas e são, possivelmente, pertencentes a seções crustais ultramáficas de sucessões ofiolíticas meso- a neoproterozóicas.

Estes metabasitos retroeclogíticos tem idades criogenianas (*ca.* 0,67 Ga, Campos Neto *et al.* 2004b, Reno *et al.* 2009) ou ectasiana/calimianas (*ca.* 1,4 Ga, Trouw 2008), relacionadas a magmatismo penecontemporâneo a sedimentação da *Nappe* encaixante (Campos Neto *et al.* 2004) e a remanescentes de basaltos acrescidos nas unidades metassedimentares da margem San-franciscana, frente a colisão com o paleocontinente Paranapanema, em cenário de aglutinação neoproterozóica do Gondwana Ocidental (Campos Neto *et al.* 2000) e constituem fragmentos ofiolíticos (Trouw 1992, Reno *et al.* 2009).

As questões relevantes quanto ao potencial metalogenético nesses corpos metaultramáficos permanecem abertas, diante da complexa evolução petrogenética-estrutural associada a uma diversidade litológica, com relações obscuras entre si e com rochas encaixantes (Cap. 8, Almeida 1998, Pinheiro, 2008). O predomínio de metaperidotito (meta-harzburgito serpentizado), no Morro do Corisco, e metapiroxenitos na Fazenda da Roseta e, possivelmente associados, os da região de Carrancas, pareando variedades cumuláticas refratárias e férteis, reequilibradas em alto grau e intensamente afetadas por processos aloquímicos (Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008), ressalta a necessidade de estudos adicionais quanto à pré-disposição magmática dessas variedades na disponibilidade e capacidade de extração ou retenção, de metais nobres, em concentrações primárias significativas, a partir do(s) processo(s) de fusão(ões) parcial(is) formador(es) do(s) magma(s).

O metabronzito pegmatóide da Fazenda da Roseta e o metaortopiroxenito de Carrancas, apresentam-se como os melhores prospectos para depósitos de EGP+Au pelos maiores valores relativos de Pt, Pd e Rh entre os metaultramafitos analisados. Suas concentrações iniciais foram possivelmente afetadas por intensas modificações hidrotermal-metamórfico-deformacionais, pós-magmáticas, e alteração intempérica superimpostas.

CAPITULO 10

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. Geo.*, **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 F. F. M., Hasui Y., Neves B. B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, 363-391p.
- Almeida S. 1992. Petrografia e Geoquímica de rochas ultramáficas na região de Liberdade e Carrancas, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de mestrado, 166p.
- 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. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 194p.
- Almeida S. 2012. Condições físicas de formação de associações metamórficas do cinturão ultramáfico Carrancas-Liberdade, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **42**(1):162-186.
- Arndt N. T. 2005. *The conduits of magmatic ore deposits*, in Mungall, J.E, ed, *Exploration for platinum-group element deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Notes*, **35**:181–201.
- Andersen D. J. & Lindsley D.H. 1985. *New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer*. *Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union*, **66** (18)416.
- Anderson J. L. 1996. *Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **87**:125-138.
- 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, 97-98p.
- Ashworth J. R. 1986. *The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Norway: a discussion*. *Mineralogical Magazine*, **50**:469-73.
- Ávila C. A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. *Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt*. *Journal of South American Earth Sciences*. **29**:464–482
- Ballhaus C., Ryan C.G., Mernach T. P., Green, D. H. 1994. *The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt and Au between sulfide, metal, and fluid phases: a pilot study: Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 811-826
- Barker, A. J., 1990. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie, Glasgow and London. 162p.
- Barnes S. J., Naldrett A.J., Gorton, M.P. 1985. *The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas*. *Chemical Geology*, **53**:303-323.
- Barnes S. J, Boyd R., Komeliussen A., Nilsson L. P., Often M., Pedersen R. B., Robins B. 1988. *The use of Mantle Normalization and Metal Ratios in Discriminating between the Effects of Partial Melting, Crystal Fractionation and Sulphide Segregation on Platinum-Group Elements, Gold, Nickel and Copper: Examples from Norway*. In: Prichard, H.M, Potts, P.J, Bowles, J.F.W. & Cribb, S.J. (eds) 1988. *Geo-Platinum 87*. Essex, Elsevier, **12**:113-143.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- Bhattacharya C. 1971. *An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes*. *Am. Mineral*, **56**:499-506.
- Becke F. 1903. *Über Mineralbestand und Struktur der Kristallinischen Schiefer*. *Comptes Rendus, Congrès Géologique International*, 9th, Vienna, **75**:1-51.
- Bebert C. O. Svisero D. P., Sial A. N., Meyer H. O. A. 1981. *Upper mantle material in the Brazilian Shield*. *Earth Sci. Rev.*, **17**:109-133
- 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, 630p.
- Bettini E., Messiga B. 1990. *Reactions behaviour during kelyphite and symplectite formation : a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif*. *Eur. J. Mineral*, **2**:125-144
- Bittar S. M. B. 1989. Mapeamento Geológico-Estrutural da Folha Caxambú e da Parte Sul da Folha Luminárias, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado.
- Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG, Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 692p.
- Blundy J. D. & Holland, T. J. B. 1990. *Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*. *Contrib Mineral Petrol.*, **104**:208-24.
- 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.
- Bowen N. L. & Schairer J. F. 1932. *The system FeO-MgO-SiO₂*: *Amer. Journal of Science*. **24**:177-213.
- Braun J. J., Pagel M., Muller J. P., Bilong P., Michard A., Guillet B. 1990. *Cerium anomalies in lateritic profiles*. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **5**: 597–605.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., Ryerson F. J. 1994. *Rutile–aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts*. *Earth and Planetary Science Letters* **128**: 327–339
- Brenner T. L., Teixeira N. A., Oliveira J. A. L., Franke N. D., Thompson J. F. H. 1990. *The O’Toole Nickel Deposit, Morro do Ferro Greenstone Belt, Brazil*. *Econ. Geol.*, **85**:904-920
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:379-392.
- Brod J. A., Leonardos O. H., Meneses P. R., Albuquerque M. A. C., Almeida R., Blanco S. B., Cardoso F. B. F., Romão P. A., Tallarico F. H. B., Thomsen F. P. R. 1992. Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro- MG. *Rev. Esc. Minas*, **45 (1 e 2)**:164-166.
- Bucher K. & Frey M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer-Verlag, 318p.
- Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428p.
- Bums L. E. 1985. *The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics*. *Canad. Journal Earth Sci.* **22**:1020-38.
- Butler J. C. & Woronow A. 1986. *Discrimination among tectonic settings using trace element abundances of basalts*, *J. Geophys. Res.*, **91(10)**:289–300.
- Bynton W. V. 1975. *Fractionation in the solar nebula: condensation of yttrium and the rare earth elements*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**:569–584.
- Campbell I. H., Naldrett A. J., Barnes S. J. 1983. *A model for the origin of the platinum-rich sulphide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes: Journal of Petrology*, **24**:133-165.

- 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.
- Campos Neto M. C. 2000. *Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil*. In: Cordani , U. G, Milani , E. J, Thomaz Filho , A, Campos, D. A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 335-365.
- Campos Neto M. C., Basei M. A. S., Vlach S. R. F., Caby R., Szabó G. A. J., Vasconcelos P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **4**:13-40.
- Campos Neto, M. C, Base M. A. S., Janasi V. A., Siga Jr. O., Cordani U. G. 2005. O Grupo Andrelândia no sistema de *Nappes* Andrelândia Oriental. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador. Anais.143-146.
- Campos Neto M. C., Janasi V. A., Basei M. A. S., Siga Jr O. 2007. O Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:47-60.
- Campos Neto M. C., Lima R. B, Frugis G. L., Moraes R., Basei M. A. S., Alves A. 2012. Idade de Sedimentação, proveniência e subducção-colisão na *Nappe* Andrelândia. 46 Congresso Brasileiro de Geologia. Santos.
- Candia M. A. F., Schultz-Güttler R. A., Gaspar J. C. 1991. Formação metamórfica de coronas em rochas dos complexos máfico-ultramáficos de mangabal I e II, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**(4):305-316.
- Candia M. A. F & Gaspar J. C. 1996. Exsoluções em cromo-espinélios. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:87-92.
- Cann J. R. 1970. *New model for the structure of the ocean crust*. *Nature*, **226**:928-930.
- Carr M. 1995. *IgPet for Windows*. Terra Software, Somerset, New Jersey, U.S.A.
- Cawthorn R. G., Lee C. A., Schouwstra R. P., Mellowship P. 2002. *Relationship between PGE and PGM in the Bushveld Complex*. *Canadian Mineralogist*, **40**:311-328.
- Cawthorn R. G., Boerst K. 2006. *Origin of pegmatitic pyroxenite in the Merensky Unit, Bushveld Complex, South Africa*. *Journal of Petrology*, **47**:1509–1530.
- Chalokwu C. I. & Kuehner M. 1992. *Mineral chemistry and thermobarometry of a southern Appalachian amphibolite with epidote + quartz symplectite*. *American Mineralogist*, **77**:617-630.
- Clarke G. L. & Powell, R. 1991. *Decompressional coronas and symplectites in granulites of the Musgrave Complex, central Australia*. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**:441–450.
- Chernosky Jr. J. V., Day H. W., Caruso L. J. 1985. *Equilibrium in the system MgO-SiO₂-H₂O: experimental determinations of the stability of Mg-anthophyllite*. *American Mineralogist*, **70**:223-236.
- Choudhuri A, Szabó G. A. P., Ebert H. D. 1982. Feições estruturais dos derrames ultramáficos a norte de Petúnia, Sul de Minas Gerais. *Ciências da Terra*, **7**:18-20.
- Choudhuri A. 1984. *Paragenesis and stability of hornblend in charnockitic gneiss and mafic granulite-examples from Minas Gerais*. In: Reunião da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, *Anais*, **56**:155-161.
- Choudhury N. & Chaplot S. L. 2000. *Free energy and relative stability of the enstatite Mg₂Si₂O₆ polymorphs*. *Solid State Communications*, **114**:127–132.
- Chripim 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. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 171p.
- Cioffi C. R. 2009. Geologia dos granulitos de alta pressão da Klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 104p.
- Claeson D. T. 1998. *Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian Igneous Belt, southern Sweden*. *Mineralogical Magazine*, **62**(6):743-757
- Clarke G. L. & Norman, A. R. 1993. *Generation of pseudotachylite under granulite facies conditions, and its preservation during cooling*. *Journal of Metamorphic Geology*, **11**:319-335.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- Coleman R. G. 1971. *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal Geoph. Res.*, **76**(5):1212-1222.
- Coleman R. G. 1977. *Ophiolites - Ancient Oceanic Lithosphere? In Minerals and Rocks, 12. (Ed) P.J.Wyllie. Berlin- Germany, Springer-Verlag. 229p.*
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks.* George Allen & Unwin, London, 215p.
- Correia C. T. & Girardi V. A. V. 1989. Estudo geoquímico e petrológico dos anfibolitos da região de Cássia, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(1):37-50.
- Crósta A. P., Choudhuri A., Szabó G. A. J., Schrank A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. *In: 34 Cong. Bras. Geol. Goiânia, Anais*, **2**:710-721.
- Condie K. C. 1982. *Plate tectonics and crustal evolution.* Pergamon Press, 2nd edition, 310p.
- Corfu F., Hancher J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. 2003. *Atlas of zircon textures.* In: Hancher J. M., Hoskin P. W. O. (eds) *Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**:469-500.
- Cumming G. L., Richard J. R. 1975. *Ore lead isotope ration in a continuously changing Earth. Earth and Planetary Science Letters*, **28**(2):155-171.
- Dasgupta S., Sengupta P., Mondal. A., Fukuoka M. 1993. *Mineral chemistry and reaction textures in metabasites from the Eastern Ghats belt, India and their implications. Mineralogical Magazine*, **57**:113-20.
- Dardenne M. A. 2000. *The Brasília Fold Belt.* In: Cordani U. G., Milani E. J., A., Thomaz-Filho D., Campos A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*, 31 Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, 231-263p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1966. *Minerais constituintes das rochas - uma introdução.* Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 558p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals. 2nd Ed, Longman Scientific and Technical*, England, 696p.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2 – diagrams and major element analysis its relationships with current nomenclature Chemical. Geology*, **29**:183-210.
- 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.
- Del Lama E. A., Zanardo A., Oliveira M. A. F., Morales, N. 2000. *Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. Geological Journal*, **35**: 231-249.
- 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.
- De Waard D. 1965. *A proposed subdivision of the granulite facies. American Journal of Science*, **263**: 455-461.
- 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.
- Dickey J. S. & Yoder H. S. 1972. *Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. Carnegie Institute Washington Yearbook*, **71**:384-392.
- Dilek, Y. & Newcomb S. 2003. *Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Geological Society of America Special Paper*, **373**:1-16.
- Di Toro G., Pennacchioni G. 2004. *Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylytes within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps). Journal of Structural Geology* **26**:1783-1801.
- Duke J. M. 1983. *Ore Deposit Models. Magmatic Segregation Deposits of Chromite, Geoscience Canada*, **10**(1):15-24.
- Duncan A. R. 1987, *The Karoo igneous province- a problem area to inferring tectonic setting from basalt geochemistry. Journal Vulc. Geotherm. Res.*, **32**:13-34.

- Ellis D. J. & Green D. H. 1979. *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria: Contrib. Mineral. Petrol*, **71**(1):13-22.
- Erichsen A. I. 1929. Geologia da Folha de São João del Rei. Serv. Geol. Miner. do Brasil, DNPM, Bol., 36, 26p.
- Ernst W. G. 1968. *Amphiboles*. Springer-Verlag, New York, 140p.
- Eskola P. 1921. *The mineral facies of rocks. Norsk Geologisk Tidsskrift*, **6**:143-194.
- 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
- Evans B. W., Trommsdorff V., Richter W., 1978. *Petrology of a metarodingite-eclogite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland, American Mineralogist*, **64**:15-31.
- Evans B. W. 1982. *Amphibole in metamorphosed ultramafic rock. In: D.R. Veblen and P.H. Ribbe (Eds), Amphibole: Petrology and experimental phase relation. Mineralogy Society of America, Washington, D.C.*, 98-113p.
- Evans B. W. 2010. *Lizardite versus antigorite serpentinite: magnetite, hydrogen, life(?)*. *Geology*, **38**:879-882.
- Farina M. 1988. Metais do grupo da platina: Ambiências geológicas e ensaio sobre a litologia quantitativa com aplicações para descobrimento de depósitos. *In: 35 Congr. Bras. Geol, Belém, Anais*, **1**:130-143.
- Farina M. 1993. *Program for the prospection of Platinum group minerals*. Extended abstracts..., Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina, I, SBG, Brasília, 16-17p.
- Fawcett J. J. & Yoder H. S. 1966. *Phase relationships of chlorites in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. American Mineralogist*, **51**:353-80.
- Feola J. L. 2004. Mineralizações auríferas hospedadas na faixa metavulcano-sedimentar Jacuí-Bom Jesus da Penha – sudoeste de Minas Gerais. Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista, Unesp, Tese de Doutorado, 272p.
- Figueiredo A. N., Motta J., Marques V. J. 1975. Estudo comparativo entre os complexos de Barro Alto e do Tocantins, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**:15-29.
- Fleet M. E., Tronnes R. G., Stone W. E., 1996, *Partitioning of platinum-group elements (Os, Ir, Ru, Pt, Pd) and gold between sulfide liquid and basalt melt: Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**:2397-2412.
- Floyd P. & Winchester J. 1975. *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary discrimination using immobile elements, Earth and Planetary science letters*, **27**: 211-218.
- Freitas F. C. & Juliani C. 1999. Geotermobarometria dos granulitos da zona de Cisalhamento de Socorro, SP. *In: 6 Simp. Geol. Sudeste, São Pedro, SP. Boletim de Resumos*, 11p.
- Frost B. R. 1975. *Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy - Go- Easy Pass, Central Cascades, Washington. Journal of Petrology*, **16**(2):272-313.
- Frost B. R. & Chacko, T. 1989. *The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. Journal of Geology*, **97**: 435-450.
- Fuck R. A., Jardim de Sá E. F., Pimentel M. M., Dardenne M. A., Soares A. C. P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do cráton do São Francisco. *In: Dominguez J. & Misi A.(coords). O Cráton do São Francisco. SBG, Salvador*, 161-185p.
- Gardner P. M. & Robins B. 1974. *The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province. Contr. Min. Petrol*, **44**:149-156.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- 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)*, 571–575p.
- Gill J. B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 204p.
- Godoy A. C. 1968. Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos. In: Congr. Bras. Geol, 22, Belo Horizonte, *Anais*.
- Goldschmidt V. M. 1954. *Geochemistry*. Oxford University Press, London. 730 p.
- Goldschmidt J. R. 1982. *Review of the behavior of plagioclase under metamorphic conditions. American Mineralogist*, **67**:1982
- Gonçalves M. L. & Figueiredo M. C. H. 1992. Geoquímica dos anfibolitos de Santana do Garambéu (MG): implicações sobre a evolução do Grupo Andrelândia. *Geochimica Brasiliensis*, **6**: 127-140.
- Graham C. M. & Powell, R. 1984, *A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California: J. Metamorphic Geol*, **2**(1)13-31.
- Greenbaum D. 1972. *Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif Cyprus*. *Nature Phys. Sci.* **238**:18-21.
- 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. & Lambert I. H. 1965. *Experimental crystallization of anhydrous granite at high pressures and temperatures, Journal of Geophys. Res.*, **70**: 5259-5268.
- Green D. H. & Hibberson W. 1970. *The instability of plagioclase in peridotite at high pressure, Lithos*, **3**:209-221.
- Green D. H. & Ringwood E. A. 1970. *Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions, Phys. Earth Planet.*, **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.
- Greenwood H. J. 1963. *The synthesis and stability of anthophyllite. Journal of Petrology*, **4**:317-351.
- Greenwood H.J. 1971. *Anthophyllite. Corrections and comments in its stability. American Journal of Science*, **270**:151-154
- Griffin W. L. 1971. *Genesis of Coronas in Anorthosites of the Upper Jotun Nappe, Indre Sogn, Norway. Journal of Petrology*, **12**: 219-43.
- Griffin W. L. & Heier K. S. 1973. *Petrological implications of some corona structures. Lithos*, **6**:315-335
- Grieve R. A. & Gittins J. 1975. *Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. Can. J. Earth. Sci*, **12**:289-299.
- Guimarães D. 1965. Princípios de Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil. MME, DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Bol. 21, Cap. XV, 385-395p.
- Hammarstrom J. M. & Zen E. 1986. *Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer: Am. Mineral*, **71**:1297-1313.
- Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F. 2007. *Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology* **48**, 341-357.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F., 1984. *Provincia Mantiqueira. In: F.F. Almeida, & Y. Hasui (Eds.). O Pré cambriano do Brasil. Edgar Blücher*, 308-344p.
- Häuy R. J. 1822. *Traité de Minéralogie*, 2nd ed, vol 4. Bachelier, Paris, 604pp.

- 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. Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG, 8-50p.
- 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
- Heilbron M. & Machado N. 2003. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)*. *Precambrian Research*, **125**: 87-112.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A. C., Campos Neto M. C., Silva L. C., Trouw R. A. J., Janasi V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Organizadores: Mantesso-Neto, V, Bartorelli, A, Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. São Paulo, 674p.
- Heilbron M., Valeriano C. M., Tassinari C. C. G., Almeida J. C. H., Tupinamba M., Siga Jr. O., Trouw R. A. J. 2008. *Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. In *West Gondwana*. Eds Pankhust, R. J, Trouw, R. A. J, Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. 211-238p.
- Heilbron M., Duarte B. P., Valeriano C. M., Simonetti N. M., Nogueira J. R. 2010. *Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent*. *Precambrian Research* **178**:136–148.
- Hill I. G., Worden R. H., Meighan I. G. 2000. *Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering*. *Geology*, **28**: 923-926.
- Holland T. & Blundy J. 1994. *Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*. *Contrib Mineral Petrol.*, **116**:433-47.
- Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. 1987. *Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: American Mineralogist*, **72**(3-4):231-239.
- Holm P. E. 1982. *Non-recognition of continental tholeiites using Ti-Y-Zr diagram*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**:308-310.
- Holzheid A., Sylvester P., Palme H., Borisov A., Rubie D. C. 1998. *Solubilities of Pt, Ir, and Pd in silicate melts at high pressures*, *Lunar Planetary Science Conference XXIX*, Abstract, 1296p.
- Hörmann P. K, Raith M. 1973. *Bildungsbedingungen von Al-Fe(III)-Epidoten*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**:307-320
- Hawthorne F. C. 1981. *Crystal chemistry of the amphiboles*. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, **94**:1-102
- Hawthorne F. C. & Oberti R. 2007. *Classification of the amphiboles: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **67**:55-88.
- Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. 2012. *Nomenclature of the amphibole supergroup*. *American Mineralogist*, **97**:2031-2048.
- Humphries S. E. 1984. *The mobility of the rare earth elements in the crust*. In: *Henderson P. (ed.) Rare earth element geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, 315-341p.
- Hussak E. 1905- O paládio e a platina no Brasil. In: Belezkij, V. & Guimarães, D. -1959- “Über das Vorkommen von Palladium and Platin in Brasilien Sitzungsberichte Kais”. *Akademie der Wiss. Wien*, 90 p. In: Sobre uma ocorrência singular de platina e geologia da parte central da Serra do Cipó” & Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil". Div. Fomento Prod. Mineral, DNPM, Ministério da Agricultura, Brasil, Rio de Janeiro (DF), Bol. 106, 102 p.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- Irvine T. N. 1965. *Chrome spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory. Canadian Journal of Earth Sciences*, **2**: 648–674.
- Irvine T. N. 1967. *Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II: Petrogenetic applications. Canadian Journal of Earth Sciences*, **4**:71–103.
- Irvine T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Irvine T. N., Findlay T. C. 1972. *Alpine type peridotite with particular reference to the Bay of Island Complex: Geodynamic Proj, Canadian Contrib*, **8**:97-128.
- Irvine T. N. 1981. *Terminology for Layered Intrusions. Journal of Petrology* , **23**(2):127-162.
- Jagoutz E., Palme H., Blum H., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke 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.
- Jan Q. M. & Windley B. F. 1990. *Chromian spinel- silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, NW Pakistan. Journal of Petrology*, **31**:667-715.
- Janoušek V., Farrow C. M., Erban V. 2006. *Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.
- Jenkins D. M. 1983. *Stability and compositions relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. Contrib. Min. Petrol*, **83**:375-384.
- Jensen L. S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 66.22 p.*
- Jensen L. S. & Pyke D. R. 1982. *Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt In: Komatiites. Geol. (eds) N T Arndt and E G Nesbitt (Allen and Unwin, London), 147-157p.*
- Joesten R. 1986. *The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from, Norway, Reply. Mineralogical Magazine*, **50**:441-67.
- 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.
- Kaefer L. Q., Cavalcante J. C., Cunha H. C. S., Chierigati L. A., Rocha J. M., Daitx E. C., Coutinho M. G. N., Yamamoto K., Drumond J. B. V., Rosa D. B., Ramalho R. 1975. *Projeto Sapucaí. Relatório Final de Geologia. DNPM/CPRM. Série Geologia 4, Seção Geologia Básica, 299p.*
- Kelemen P. B. 2004, *One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in Treatise on Geochemistry, eds, H.D. Holland and K.K. Turekian. Elsevier-Pergamon, Oxford, 593-659p.*
- Khan M. A., Jan M. Q., Windley B.F, Tarney J., Thirlwall M. F. 1989. *The Chilas Mafic-Ultramafic Igneous Complex, The root of the Kohistan Island Arc in the Himalaya of northern Pakistan. Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **232**:75-94.
- Kieser N. B. 1993. *PGM modification in an Alaskan Ophiolite Complex. In: IAGOD- International Symposium on Mineralization Related to Mafic and Ultramafic Rocks, Abstracts. Orleans, France, Terra nova*, **5**:23.
- Kinzler R. J., Grove T. L., Recca, S. I. 1990. *An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt: Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 1255-1265
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C. A. R. 2005. *Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia Belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust?. Journal of South American Earth Sciences*, **20**:122-230.
- Kretz R. 1983. *Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist*, **68**, 277-279.
- Krogh E. J. 1985. *The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data: Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**(1):44-48.

- Kuno H. 1968. *Differentiation of basaltic magmas*. In: Hess H.H, Poldervaart A. (ed.) *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York, Intersence, 2:623-688.
- Kusky T.M. 2004. *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. *Developments in Precambrian Geology*, vol. 13. Elsevier, 748 p.
- Kushiro L. 1912. *Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: the system forsterite-diopside-silica at 1 atmosphere*. *American Mineralogist*, 57:1260-1271.
- Lamoen H. V. 1979. *Coronas in olivine gabbro and iron ores from Susimaki and Riuttamaa, Finland*. *Contr. Min. Petrol*, 68:259-268.
- Leake B. E. 1964. *The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites*. *Journal of Petrology*, 5(2):238-254.
- Leake B. E. 1978. *Nomenclature of amphiboles*. *American Mineralogist*, 63:1023-1052.
- Leake B. E, Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Guo Y. 1997. *Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. *Canadian Mineralogist*, 35:219–246.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. *Journal of Petrology*, 27:745-750.
- Leshner C. M. & Campbell I. H. 1993. *Geochemical and fluid dynamic modeling of compositional variations in Archean komatiite-hosted nickel sulfide ores in Western Australia: Economic Geology*, 88:804-816.
- Leshner C. M. & Stone W. E. 1996. *Exploration geochemistry of komatiites*, in Wyman, D, ed, *Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Society of Canada, Short Course Notes*, 153-204p.
- Leshner C. M & Keays R. R. 2002. *Komatiite-associated Ni-Cu-PGE deposits—Geology, mineralogy, geochemistry, and genesis*, in Cabri, L.J, ed, *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements: Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum*, 54:579–617.
- Leonardos O. H. 1940. *Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais*. *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.
- Le Roex A. P., Dick H. J. B., Erlank A. J., Reid A. M., Frey F. A., Hart S. R. 1983. *Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees east*. *Journal of Petrology*, 24:267-318
- Lin A. 1994. *Microlite morphology and chemistry in pseudotachylyte from the Fuyun fault zone, China*. *Journal of Geology*, 102: 317-329.
- Lindh A. 1978. *Aspects on plagioclase-epidote thermometry*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 133:113-131.
- Lovering J. P., White A. J. R. 1969. *Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia*. *Contrib. Mineral. Petrol*, 21:9-52.
- Ludka P. I. & Wiedemann M. C. 1997. *O Gabro Coronítico de Amparo, RJ- Petrografia, química mineral e geotermometria*. *Anuário do Instituto de Geociências*, 20:143-162.
- Ludwig K. R. 1999. *User's Manual for Isoplot/Ex version 2.05, A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*. (1a) 48p.
- Ludwig K. R. 2000. *SQUID 1.00, A User's Manual*, *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, No 2, CA. 18p.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- 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. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado.
- Mange M. A. & Morton A. C. 2007. *Geochemistry of Heavy Minerals*. In: Mange, M.A. & Wright, D.T. (Eds) *Heavy Minerals in Use, Developments in Sedimentology*, 58:345-391p.
- Miao L. C., Fan W. M., Liu D. Y., Zhang F. Q., Jian P., Guo F., Tao H., Shi Y. R. 2008. *Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia–Daxinganling orogenic belt, China*. *Journal of Asian Earth Sciences* **32**: 348–370.
- Meschede M. 1986. *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram*. *Chemical Geology* **56**: 207–218.
- Menezes Filho N. R, Mattos C. M. M, Ferrari P. G. 1977. Projeto três Marias. Relatório final. Vol. I. Conv. DNPM/CPRM. Belo Horizonte. Não publicado.
- Milliotti C. A. 1978^a. Distribuição e controles da mineralização da platina em Morro Feio - GO. Brasília, DF. Departamento de Geologia. Universidade de Brasília, Brasília. Dissertação de Mestrado, 150 p.
- Milliotti C. A. 1978^b. Distribuição e controles da mineralização da platina em Morro Feio, Goiás. Bol. Mineralógico, Recife (PE), **6**: 67-84
- Misch P. 1968. *Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in northern Cascade Mountains of Washington State*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **17**:1-70
- Mongkoltip P. & Ashworth J. R. 1983. *Quantitative Estimation of an Open-system Symplectite-forming Reaction: Restricted Diffusion of Al and Si in Coronas around Olivine*. *Journal of Petrology*, **24**:635-61.
- Morales N., Carvalho S. G., Choudhuri A., Fiori A. P., Oliveira M. A. F., Rodrigues M. F. B., Soares P. C., Zanardo A. 1983. Geologia das Folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacu e Nova Resende, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. Anais. 411-422p.
- Morrison M. A. 1978. *The use of immobile trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland*. *Earth. Planetary Science Letters*, **39**:407-416.
- Moore E. M. 1982, *Origin and emplacement of ophiolites: Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**:735-760.
- Motta R. G., Moraes R., Trouw R. A. J., Campos Neto, M. C. C. 2010. Reconstrução e comparação de trajetórias P-T no Sistema de *Nappes* Andrelândia, sul da Faixa Brasília, MG. Geologia USP, Série Científica. **10**(3).
- Miyashiro A. 1974, *Volcanic rock series in island arcs and active continental margin: American Journal of Science*, **274**:321-355.
- Mullen E. D. 1983. *MnO/ TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis*. *Earth. Planet. Sci.Lett*, **62**:53-62.
- Nakamura N, 1974. *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**:757–775.
- Naldrett A. J. 1981- *Nickel sulfide deposits: Classification, composition and genesis*. *Econ. Geol*, 75th Anniv. Vol. 628-685p.
- Naldrett A. J. 1989. *Magmatic Sulphide Deposits*. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, no. 14. New York, Oxford, Oxford University Press Inc./Claredon Press, 189p.
- Naldrett A. J. 2004. *Magmatic sulfide deposits—Geology, geochemistry, and exploration*. Berlin, Springer-Verlag, 727 p
- Nasipuri P., Stunitz H., Ravna E. J. K., Menegon L. 2011. *Orthopyroxene-amphibole bi-phase corona from the Arnøya metagabbro, Norway: an example of open system disequilibrium microstructure*. *Geophysical Research Abstracts*. V(13).

- Negri F. A. & Oliveira, M. A F. 2005. Geoquímica e geotermometria dos granulitos máficos associados às rochas supracrustais da extremidade meridional do domínio Socorro, Região de São Francisco Xavier, SP. *Rev. Bras.Geoc.*, **35**(4):591-602
- 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.
- Nicolas A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere.* Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 367p.
- Nimis P. & Taylor W. R. 2000. *Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer.* *Contrib Mineral Petrol* **139**:541-554.
- O'Brien P. J & Rötzler J. 2003. *High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics.* *Journal of Metamorphic Geology*, **21**:3-20.
- O'Hara M. J. 1967. *Mineral parageneses in ultrabasic rocks.* In: Wylie P.J. (ed.) *Ultramafic and Related Rocks.* New York, John Wiley and Sons Inc., 393-401p.
- O'Hara K. D. 2001. *A pseudotachylyte geothermometer.* *Journal of Structural Geology*, **23**:1345-1357.
- Oliveira D. M. & Suita M. T. F. 2006. Revisão da litogeoquímica de ultramafitos da região de Liberdade (Minas Gerais) e seu significado petrológico. Seminário de Iniciação Científica, XII, UFOP, Ouro Preto (MG), Resumos.
- O'Neill H. S. C., Dingwell D. B., Borisov A., Spettel B., Palme H. 1995. *Experimental petrochemistry of some highly siderophile elements at high temperatures, and some implications for core formation and the mantle's early history: Chemical Geology*, **120**:255-273.
- Otten T. M. 1984. *Na-Al-rich gedrite coexisting with hornblende in a corona between plagioclase and olivine.* *American Mineralogist*, **69**:458-464.
- 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. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 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.
- Parrish R. R. & Nobel S. R. 2003. *Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution, Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS).* In: Hanchar, J.M. & Hoskin, W.O. (Eds.). *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Vol. 53. Mineralogical Society of America, Washington*, 183-213p.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. 1996. *Microtectonics.* Springer-Verlag. Berlin. 289p.
- Peloggia A. U. G. & Figueiredo M. C. H. 1991. Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção química entre orto- e para-anfibolitos. *Boletim IG-USP: Série Científica*, **22**:51-60.
- 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.
- Pearce J. A. & Gale G. H. 1977. *Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of association igneous host rocks.* *Geol. Soc. Spect. Publ.*, **7**:14- 24.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos....

- Pearce J. A. & Norry M. J. 1979. *Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:33-47.
- Pearce J. A. Parkinson I. J. 1993. *Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M, Alabaster, T, Harris, N.B.W, Neary, C.R. (Eds.), Magmatic processes and plate tectonics. Geological Society Special Publication*, **76**:373-403.
- Pearce J. A. 1982. *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R.S. ed, Andesites*, 525-548, John Wiley and Sons, Chichester, U.K.
- Pearce J. A. 1983. *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249p.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. 1977. *The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters*, **36**(1):121-132
- 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, 265-285p.
- 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.
- Perchuck L. L., Aranovicii L. Y. A., Podlesskli K. K., Lavranteva, I. V., Gerasimov V. Y. U., Fedkin V. V., Karsakov L. P., Berdnikov N. Y. 1985. *Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Sibéria, USSR. Journal of Metamorphic Geology*, **3**:265-310.
- Peternel R. M. N., Trouw R. A. J., Schmitt R. S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**(3):297-310.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A. 2005. *Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, Geochem. Geophys. Geosyst*, Vol. 6.
- Philpotts A. R., 1964. *Origin of pseudotachylites. American Journal of Science*, **262**:1008-1035.
- Philpotts A. R. & Ague J. J. 2009. *Principles of igneous and metamorphic petrology, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom (GBR)*.
- Pimentel M. M., Fuck R. A., Botelho N. F., 1999. *Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasilia 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 Brasilia 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, 195-229p..
- Pimentel M. M., Ferreira Filho M. F. 2002. Idade Sm-Nd de komatiitos do greenstone belt do morro do ferro, Fortaleza de Minas (Mg). *Rev. Bras. Geoc.*, **32**(1):147-148.
- Pinheiro M. A. P. 2008. Geologia e petrologia de rochas ultramáficas neoproterozóicas da Folha Andrelânida, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Pinheiro M. A. P. & Suita M. T. F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(4):686-699.
- Pinheiro M. A. P. & Suita M. T. F. 2012. Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciosilicático (meta-rodíngito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **42**(3): 489-504
- Pinto C. P. 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Lima Duarte. Belo Horizonte, CPRM/MG. Texto Explicativo, 212 p.
- Piuzana D., Pimentel M. M., Fuck R. A., Armstrong R. A. 2003. *SHRIMP U-Pb and Sm Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. Precambrian Research*, **125**(1-2):139-160.

- Poldervaart A. & Hess H. H. 1951. *Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma: Journal. Geol*, **59**:472-48.
- Prestvick T. 1982. *Basic volcanic rock and tectonic setting. A discussion of Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. Lithos*, **15**:241-247.
- Prichard H. M., Lord R. A., Neary C. R. 1996. *A model to explain the occurrence of Pt-rich ophiolite complexes. J. Geol. Soc. London*, **153**:323-328.
- Prichard H. M., Hutchinson D., Fisher P. C. 2004. *Petrology and crystallisation history of multi-phase sulphide droplets in a mafic dyke from Uruguay: Implications for the origin of Cu-Ni-PGE-sulphide deposits. Economic Geology*, **99**:365-376.
- Powell R. 1985. *Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet clinopyroxene geothermometer revisited. Journal metamorphic of Geology*, **3**:231-243.
- Proenza J. A., Ortega-Gutiérrez F., Camprubí A., Tritlla J., Elías-Herrera M., Reyes Salas M. 2004. *Paleozoic serpentinite enclosed chromitites from Tehuiztzingo, (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. Journal of South American Earth Sciences*, **16**:649-666.
- Pupin J. P. & Turco G. 1972. *Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr*, **95**: 348-359
- Pupin J. P. 1980. *Zircon and granite petrology. Contr. Mineral. Petrol*, **110**: 463-472.
- Pupin J. P. 1985. *Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt*, **65**: 29-56.
- Putirka K. 2008. *Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. Am.*, **69**:61-120.
- Rambaldi E. R. 1973. *Variation in the composition of plagioclase and epidote in some metamorphic rocks near Bancroft, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences*, **10**:852-868.
- Ramberg H. 1943. *En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. Norsk Geologisk Tidsskrift*, **23**:1-174.
- Ramberg H. 1952. *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. University of Chicago Press, Chicago, Illinois*.
- Ravna E. J. K. & Paquin J. 2003. *Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites: Notes in mineralogy*. **5**:229-259.
- Reno B. L., Brown M., Kobayashi K., Nakamura E., Piccoli P. M., Trouw R. A. J. 2009. *Eclogite-High-Pressure Granulite Metamorphism Records Early Collision in West Gondwana: New Data From the Southern Brasí'lia Belt, Brazil: Journal of the Geological Society*, **166**:1013-103.
- 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. Geoc.*, **25**(4):235-248.
- 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, 1:51-152p.*
- 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, 2:521-659p.*

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- Rice J. M. 1983: *Metamorphism of rodingites. I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O*. *Journal of Sciences*, **283**:121-150.
- Richard L. R. 1995. *Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02*. *Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec*.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2009. *Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**(1):45-66.
- Rietmeijer F. J. M. 1983. *Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation*. *Mineralogical Magazine*, **47**:143-51.
- Ringwood A. E. 1966. *Chemical evolution of the terrestrial planets*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**:41.
- Rivers T. & Mengel F. C. 1988. *Contrasting assemblages and petrogenetic evolution of corona and noncorona gabbros in the Grenville Province of western Labrador*. *Canad. J. Earth Sci*, **25**:1629-48.
- Rocha B. C. 2011. *Evolução metamórfica dos metassedimentos da Nappe Lima Duarte e rochas associadas do Complexo Mantiqueira, sul da faixa Brasília*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 297p.
- Rosenberg C. L. & Stünitz H. 2003. *Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite*. *J. Struct. Geol.*, **25**:389-408.
- Roig H. L. & Schrank A. 1992. Ocorrência de Cromítitos Portadores de PGM da Fazenda Catalão, Nova Resende- MG: Caracterização e Classificação. In: Congr. Bras. Geol, 37, Resumos Expandidos, São Paulo (SP), 1: 245-246.
- Roig H. L. & Schrank A. 1993 *Platinum-group minerals (PGM) as indicative of a possible ophiolitic origin for the Petunia Complex, SW Minas Gerais, Brazil*. In: *Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina, I, Extended abstracts*. SBG, Brasília (DF), p.76.
- Roig H. L. 1993. Caracterização da "Zona de Sutura" Jacuí-Conceição da Aparecida, MG. Limite norte do cinturão alto Rio Grande: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. Departamento de Geologia, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 169 p.
- Santos L. P., Campos Neto M. C. & Carvalho C. H. G. 2004. *Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia Nappe, Southern of the São Francisco craton, SE Brazil*. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**:725-741.
- Santos P. S. 2011. Geocronologia, área fonte e ambiente tectônico da unidade Santo Antônio – Megasequência Andrelândia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 77p.
- Sarmiento P. C. M., Almendra Filho J. M. G. 1964. As Indústrias do Zinco e Níquel do Brasil. *Mineração & Metalurgia*. **3**(87).
- Sen S. K. 1959. *Potassium content of natural plagioclases and origin of antiperthites*. *Geology*, **67**: 479-495.
- Seer H. J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 267p.
- Seer H. J., Brod J. A., Fuck R. A., Pimentel M. M., Boaventura G., Dardenne M. A. 2001. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:385-396.
- Silva R. R. 1992. *Estratigrafia, Metamorfismo e Geologia Estrutural do Grupo Andrelândia em Carvalhos, Sul de Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado.
- Schrank A., Padilha A. V., Szabó G. J. A. 1984. Komatiitos em Minas em Minas Gerais. 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. *Anais*. V.12, Excursões.

- Schrank A., Abreu F. R., Roig H. L., Choudhuri A., Szabó G. A. J., Carvalho E. D. C. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do cráton do São Francisco. Cong. Bras. Geol, 36. Natal. *Anais*, **6**:2276-2283.
- Schrank, A & Silva, M. G, 1993. Os greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: J. M. L. Dominguez, A, Misi (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, pp. 85-118
- Schmidt M. W. 1983. *Die geologie der Araxá Gruppe in sudwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer berucksichtigung des grunsteitels von Fortaleza de Minas. Tese (Livre – Docente) - University of Freiburg, Freiburg.*
- Schmidt M. W. 1992. *Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.
- Shervais J. W. 1982. *Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters*, **59**:101–118
- Selverstone J. & Stem C. R. 1983. *Petrochemistry and recrystallization history of granulite xenoliths from the Pali-Aike volcanic field, Chile. American Mineralogist*, **68**:1102-12.
- Sen S. K. 1963. *Some consequences of ordering and unmixing in sodic plagioclases on epidote-plagioclase equilibrium in regionally metamorphosed rocks. American Journal of Science*. 261p.
- Smulikowski K. 1964. *An attempt at eclogite classification. Bull. Acad. Polonaise Sci, Sér. sci. Géol. Géogr.*, **12**:27-33
- Soares P. C., Fiori A. P., Carvalho S. G. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço de Guaxupé. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. *Anais*, **36**:2723-2734.
- 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.
- Souza M. S. P. & Zalan P.V, 1977. Considerações acerca de um xenólito ocorrente em corpo ultrabásico de Liberdade. *Anuário do Instituto de Geociências*, **1**:122-128
- Souza O. M., Alves J. B., Viana H. S., Santos M. J. 1977. Projeto Catalão. Relatório Final de Pesquisa. Relatório Interno. CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendencia regional de Belo Horizonte.
- Soto J. I. & Soto V. M. 1995. *Ptmafic: software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM compatible computer. Comput. & Geosci*, **21**:619-652.
- Spear F. S. 1980. *NaSi - CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**:33-41.
- Spear F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths. Monograph Mineralogical Society of America, Washington.*
- Spencer K. J., Lindsley D. H., 1981. *A solution model for coexisting iron-titanium oxides. American Mineralogist* **66**(11-12):1189-1201.
- Spray J. G. 1995. *Pseudotachylite controversy: fact or friction?. Geology*, **23**:119-122.
- Steinmann G. 1927. *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen, translated 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.
- 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.
- Strieder A. J. & Nilson A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(2):204-215.

- Suita M. T. F. 1996. Geoquímica & Metalogenia de Elementos do Grupo da Platina (EGP+Au) em Complexos Máfico-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no Complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 525 p.
- Suita M. T & Streider 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.
- Szabó G. A. J. 1996. Petrologia da Suite Meta-ultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na Região de Sul a Oeste de Alpinópolis. MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 354 p.
- Szabó G. A. J., Choudhuri A. 2003. Cromititos do domínio Meridional do Complexo Campos Gerais, SW de Minas Gerais. Resultados Preliminares. VIII Simpósio Brasileiro do Sudeste, São Pedro-SP.
- Tassinari C. C. G., Munhá J. M. U., Ribeiro A. A., Correia C. T. 2001. *Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. Episodes*, **24**(4):245-251.
- Teixeira N. A. & Danni J. C. M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. Congr. Bras. Geol, 30, Recife, 1978. Anais. Recife, **2**:700-710.
- Teixeira N. A. & Danni J. C. M. 1979. Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas. Rev. Bras. Geoc., **9**:151-158.
- Teixeira N. A., Gaspar J. C., Brenner T. L., Cheney J. T., Marchetto C. M. L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt Morro do Ferro. Rev. Bras. Geoc., **17**:209-220.
- Thayer T. P. 1964. *Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits, and Some Observations on the Guleman-Soridag District, Turkey, Economic Geology*, **59**:1497- 1524.
- 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, Anais, **5**:2273-2284.
- Trouw R. A. J., Ribeiro A. E., Paciullo F. V. P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **55**:71-85
- 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. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: congresso brasileiro de Geologia, 38, São Paulo, Bol. de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG, **1**:327-328.
- Trouw R. A. J., Paciullo F. V. P., Ribeiro A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada com zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Cong. Bras. Geol., 38, Balneário Comburui, SC, Bol. res. exp. SBG, **3**:234-235.
- 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., 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., Peternel R. M. N., Castro E. M. O., Trouw C. C., Matos G. C. 2006. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Varginha e Itajubá (MG) Escala 1:100.000. Parceria UFRJ-Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Proposta UFRJ/01-2005.
- Trouw R. A. J., Heilbron M., Peternel R., Ribeiro A., Duffles P., Trouw C., Kussama H. H., Fontainha M. 2012. Novos Dados da transição entre as faixas Brasília Meridional e Ribeira Central. 46° Congresso Brasileiro de Geologia. Santos. Apresentação.
- Trouw C. 2008. Mapeamento da Folha Virgínia-MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircões e interpretação geotectônica. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 154p.
- Turbay C. V. G., Valeriano C. M., Rossi A., Silva V. G. M. R. 2008. Geologia do Complexo Campos Gerais ao sul de Alpinópolis, sudoeste de Minas Gerais. *Geonomos*, **16**(2):79-90.
- Turner S. P. & Stüwe K. 1992. *Low pressure corona textures between olivine and plagioclase in gabbros from Black Hill, South Australia. Mineralogical Magazine*, **56**:503-509
- Valeriano C. M. & Simões S. L. S. A. 1997. *Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. Rev. Bras. Geoc.*, **27**(1):99-110.
- Valeriano C. M., Dardene M. A., Fonseca M. A., Simões L. S. A., Seer H. J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto, V, Bartoreli, A, Cameiro, C. D. R, Brito Neves, B. B. (Org.) Geologia do Continente Sul- Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. 575-592p.
- Vilas R. N. N. 1970. Geologia e Tectônica da Quadrícula de Liberdade, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado.
- Viljoen M. J. & Viljoen R. P. 1969. *The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Geol Soc. S. Afr.*, **2**:55-86.
- Vernon R. H. & Clarke G. 2008. *Principles of Metamorphic Petrology. Cambridge.* 595p.
- 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.
- Wager L. R. 1960. *The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. Journal of Petrology*, **1**(3):364-398.
- Walter M. 2002. *Spinel – garnet lherzolite transition in the system CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ revisited: an in situ X-ray study. Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**:2109 – 2121.
- White A. J. R. 1969. *Clinopyroxenes from Eclogites and Basic Granulites. The American Mineralogist*, **49**:883-888.
- Whitney P. R. & McLelland J. M. 1983. *Origin of Biotite-Hornblende-Garnet Coronas Between Oxides and Plagioclase in Olivine Metagabbros, Adirondack Region, New York. Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 34-41.
- Williams I. S. 1998. *U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: M.A McKibben, W.C Sahnks III, W.I Ridley (eds) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes Reviews in Economic Geology*, **7**.
- Williams I. S. & Meyer C. 1998. *U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. J. Geoph. Res.*, **89**:B525-B534.
- Winchester J. A. & Floyd P. A. 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Winter J. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, New Jersey*, 698p.

Pinheiro, M.A.P., 2013. Geologia e Petrogênese de Corpos Máfico-Ultramáficos.....

- Wood D. A. 1980. *The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters*, **50**:11-30.
- Zanardo A. 1992. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade do Estado de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 136p.
- Zanardo A. 1996. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Conceição da Aparecida (MG). *Geociências*, **15**:279-297.
- Zanardo A., Morales N., Oliveira M. A. F., Del Lama E. A. 2006. *Tectono-Lithologic associations of the alterosa paleo-suture zone. Southeastern Brazil. Geociências*, **5**(1)103-117p.
- Zanardo A. & Cordeiro M. T. 2009. Petrografia das rochas meta-máficas/ultramáficas da região de Jacuí (MG). XI Simpósio de Geologia do Sudeste, *Anais*. São Pedro-SP.

CAPITULO 11

ANEXOS

ANEXO I

PINHEIRO M.A.P. & SUTA M.T.F. 2012:

Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciossilicático (meta-rodingito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais

Marco Aurélio Piacentini Pinheiro^{1,2} & Marcos Tadeu de Freitas Suita²*

Resumo Na região Sul do Estado de Minas Gerais, na borda meridional do Orógeno neoproterozóico Tocantins, sul do Cráton São Francisco, ocorrem diversos corpos ultramáficos em meio a metassedimentos oceânicos, turbidíticos e pelágicos a hemipelágicos, metamorfisados em médio a alto grau e posicionados ao longo de falhas de empurrão profundas, associadas a granulitos, retroeclogitos e lentes do embasamento. Dentre estes ultramafitos, de origem controversa e possível natureza ofiolítica, destacam-se os ultramafitos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta, na região da Liberdade. O ultramafito Fazenda da Roseta é constituído por uma associação de metaespinélio harzburgito, metawebsterito, carbonato serpentinito, metabronzitito pegmatóide e litotipos exóticos gnáissicos, de caráter ultramelanocrático e elevada densidade, que foram objeto do estudo. Essas rochas são caracterizadas por uma variedade textural predominantemente representada por três domínios: granoblástico, simplectítico e poiquiloblástico; constituídos pelas mais variadas proporções modais de clinopiroxênio, granada, hornblenda, plagioclásio, magnetita, ilmenita, espinélio, epidoto, com carbonato e mica branca subordinados, e apatita, como fase acessória. Essas rochas exibem forte enriquecimento em CaO e empobrecimento em Na₂O e SiO₂, incomuns, quando comparadas com rochas metamáficas e metaultramáficas da região. Em diagramas discriminantes, posicionam-se, nos campos de basaltos toleíticos oceânicos, N-MORB, aos de basaltos de arcos de ilhas (IAT). Os padrões geoquímicos são côncavos para os *large-ion lithophile elements* (LILE) e sub-horizontalizados para os *high-field strength elements* (HFES) e ETR pesados (ETRP), em relação à abundância desses elementos em composições de basaltos N-MORB. Quando analisadas em conjunto com as rochas metaultramáficas da região, observam-se possíveis relações parentais com os metawebsterito, meta-harzburgito e metabronzitito, que exibem padrões similares de LILE, com anomalia negativa de Rb, e padrões semelhantes de ETR, com padrões enriquecidos em relação ao condrito e uma forte anomalia negativa de Ce. A partir das considerações litotexturais e geoquímicas, o caráter alóctone dos ultramafitos, retroeclogitos, falhas de empurrão profundas associados e proximidade com serpentinitos, sugere-se que essas rochas foram submetidas a um metassomatismo cálcico primário (rodingitização) e são atribuídas a possíveis membros metarodíngíticos, em provável ambiente oceânico, em episódio anterior aos processos de subducção e colisão no cenário de fechamento do Oceano Brasilíades, no panorama de estruturação da Orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Klippe Carvalhos; meta-rodingito; Faixa Brasília Sul.

Abstract *Petrographic and petrologic features of a high-grade calcium-silicate gneiss (metaroddingite?) at the base of Carvalhos Klippe, Brasília Belt, Southern border of the São Francisco Craton, Minas Gerais State.* In the southern region of Minas Gerais State, in the southern border of the Neoproterozoic Tocantins Orogen, at São Francisco Craton south, several ultramafic bodies occur among oceanic metasediments, turbiditic and pelagic to hemipelagic, in medium to high-grade metamorphism and positioned along deep thrust faults associated with granulites, retroeclogites, and basement slivers. Among these ultramafic rocks of controversial origin and with a probable ophiolitic nature, the most important are the Morro do Corisco and Fazenda da Roseta, in the Liberdade region. The Fazenda da Roseta ultramafic body is made up by an association of meta-spinel harzburgite, meta-websterite, serpentinite carbonate, pegmatitic metabronzite, and a garnet clinopyroxenite with a gneissic fabric, a possible meta-rodingite. This lithotype shows high density, ultramelanocratic character, banded granoblastic gneissic texture, which is constituted by mineral associations with varied proportions of garnet, clinopyroxene, epidote, and hornblende as the association of metamorphic peak, and plagioclase, epidote, ilmenite, magnetite, carbonate, which forms incomplete simplectitic reactions around garnet, among hornblende, with apatite and carbonate, the accessory minerals. Chemically, these rocks show a characteristic enrichment in CaO and major Na₂O and SiO₂ depletion when is compared with meta-mafic and meta-ultramafic rocks of the region. These rocks are positioned on the fields of meta-mafic rocks related to N-MORB and IAT. It has curved upward patterns for large-ion lithophile elements (LILE) and flat patterns for HFES and heavy rare earth elements (HREE), when compared with the abundance of these elements in N-MORB basaltic compositions. When this rock is analyzed together with the meta-ultramafic rocks of the region, it is possible to observe possible parental relations with meta-websterite, meta-harzburgite and meta-bronzite,

¹Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM/SGB, Superintendência Regional de Belo Horizonte – SUREG-BH, Belo Horizonte (MG), Brasil; E-mail: marcoaureliopp@yahoo.com.br

²Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto (MG), Brasil. E-mail: marcos.suita@uol.com.br

*Autor correspondente

which show similar patterns of LILE, with negative Rb anomaly, and similar REE patterns, with enriched patterns related to chondrite and a Ce strong negative anomaly. From litho-textural and geochemical considerations together with the aloctone character of the associated ultramafics, retroeclogites and deep thrust faults, it is suggested that this (meta) ultramafic rock is a register of a calcium metassomatism (formation of rodingite), a probable meta-rodingite, in a probable oceanic environment, in a former episode to the process of subduction and collision, attributed to the closing of the Brasíliaes Ocean, in a scenario of the Brazilian Orogen formation, synchronous to the formation of structural nappes.

Keywords: Meta-rodingite; Southernmost Brasília belt; Klippe Carvalhos.

INTRODUÇÃO Rodingitos são rochas de composição calciosilicáticas pobres em álcalis, que foram submetidas a processos metassomáticos de caráter cálcico, relacionados à serpentinização em ambiente oceânico diretamente associado ao posicionamento de corpos ofiolíticos. São ausentes em associações ultramáficas não serpentinizadas e zonas de contatos de alta temperatura, ocorrem de forma localizada e não têm relação com o metamorfismo regional (Coleman 1963, 1977). O processo de liberação de cálcio durante a serpentinização é evidenciado pelo excesso de hidróxido de cálcio contido em fluidos aquosos emitidos de peridotitos parcialmente serpentinizados (Coleman 1963, 1967, 1977, Barnes & O'Neil 1969, 1972, Frost & Beard 2007), os quais são atribuídos como responsáveis pela zona de reação (rodingítica) no contato entre as rochas ultramáficas e as encaixantes de naturezas diversas, como gabbro, grauwaca, folhelho, basalto e granito (Coleman 1963, 1977, Wares & Martin 1980).

As mudanças químicas registradas em rodingitos caracteristicamente resultam em empobrecimento em sílica (< 45% SiO₂) e enriquecimento em cálcio (25 a 30% CaO), com os componentes CaO, MgO, Al₂O₃ e SiO₂ constituindo tipicamente entre 85 e 92% da rocha. O TiO₂ exibe valores de até 2% e o FeO exibe um caráter suplementar, sem a existência de fases adicionais diante da partição Fe²⁺-Mg e Fe³⁺-Mg, que é responsável pela redistribuição desse componente nas fases existentes (Coleman 1963, 1977, Evans *et al.* 1979).

Os rodingitos, associações de baixo grau metamórfico, são constituídos por hidrogranada (grossularita) como mineral característico, associado a idiócrásio, diopsídio, pehnita, wollastonita, vesuvianita, clorita, espinélio, tremolita, actinolita e titanita, em rochas de composição química apropriada, com calcita compondo, geralmente, a fase acessória (Frost 1975, Coleman 1977). No entanto, a ausência de calcita é atribuída a estados de equilíbrio em processos de desidratação controlado pela temperatura, enquanto sua presença é regida pela fugacidade finita de CO₂ (Rice 1983).

A grossularita é, invariavelmente, restrita a processos metassomáticos com fluidos exibindo X_{CO₂} inferior a 0,20, com valores abaixo de 0,10 em temperaturas menores do que 500° C. As associações que contêm grossularita+ clorita e grossularita+ espinélio são restritas a ambientes extremamente ricos em fluidos aquosos e a associação diopsídio+ calcita+ zoisita+ clorita é restrita a fluidos com X_{CO₂} inferiores a 0,07 (Rice 1983).

MATERIAIS E MÉTODOS Para a caracterização litotextural, geoquímica e petrogenética dos litotipos em questão, foram selecionados os espécimes mais representativos, levando-se em conta a intensidade dos processos intempéricos na região, buscando-se, desta forma, a obtenção mais fidedigna possível da identidade e da assinatura da rocha primária. Das amostras selecionadas para análises litogeoquímicas, foram confeccionadas seções delgadas e polidas, as quais foram descritas em microscópio óptico Olympus, modelo BX 41 ocular. As fotomicrografias foram obtidas a partir de um adaptador *Olympus Universal Infinity System* para captura de imagens acopladas ao microscópio, com resolução de 3,2 *megapixels*.

As amostras selecionadas para litogeoquímica foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia (LOPAG) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP), por meio dos processos convencionais de britagem e moagem. A quantificação analítica foi executada no laboratório da AcmeLabs com os elementos maiores e perda ao fogo quantificados em porcentagem e Ni, e Sc, quantificados em ppm, analisados em grupo analítico de referência 4A, via *inductively coupled plasma – optical emission spectrometry* (ICP-OES). As amostras foram submetidas à fusão por metaborato/tetraborato de Li e digestão via ácido nítrico, com a perda ao fogo, determinada a partir da diferença de massa após aquecimento a 1.000°C. Os elementos menores e traços, incluindo os elementos terras raras – ETR (La, Ce, Pr,

Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y, foram analisados em grupo analítico de referência 4B, via ICP mass spectrometry (ICP-MS), com digestão por ácido nítrico e fusão por metaborato/tetraborato de Li. No tratamento dos dados de litogeoquímica, foram utilizados os *softwares Minpet Geological Software* (versão 2.02), desenvolvido por Richard (1995), e *Geochemical Toll Kit*, em *plataforma R*, desenvolvido por Janoušek *et al.* (2006).

CONTEXTO GEOTECTÔNICO No Sudeste do Brasil, dois panoramas orogênicos principais são associados à aglutinação brasileira do Gondwana ocidental, os orógenos Tocantins e Mantiqueira (Campos Neto 2000). O Orógeno Tocantins, Província Tocantins (Almeida 1977), representa o registro inicial da estruturação do Gondwana Ocidental, iniciada a 750 M.a. (Pimentel *et al.* 1999). Essa envolveu 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,b), com registros dos episódios de subducção e colisão (Brito Neves 1999, Campos Neto 2000), em panorama de fechamento do Oceano Goianides, de idade toniana, posicionado a oeste da Placa Sanfranciscana, no Neoproterozoico (Fig. 1A), e na sua porção meridional (Fig. 1B), nas faixas Brasília (Almeida 1977, Fuck *et al.* 1993) e Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira 1982). O cenário é remontado a partir da convergência da Placa Sanfranciscana sob a Paranapanema. O Orógeno, ou Província Mantiqueira (Almeida 1977), representa um sistema orogênico neoproterozoico, que engloba as faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Fig. 1B). O cenário compreende uma série de colisões diacrônicas, com a Placa São Francisco – Rio de La Plata, justaposta, que culmina com o fechamento do Oceano Adamastor, um oceano criogeniano gerado às custas da quebra do supercontinente Rodínia. A porção sul da Faixa Brasília é caracterizada por uma série de *nappes*, resultantes da colisão neoproterozoica entre as placas San-Franciscana (margem passiva) e Paranapanema (margem ativa), cujos ambientes são sintetizados a partir das próximas três grandes estruturas (Campos Neto *et al.* 2007; Fig. 1).

Nappe Socorro-Guaxupé A *nappe* Socorro-Guaxupé é considerada o domínio interno dessa série, constitui-se por unidades granulito-granito-migmatíticas provenientes da raiz do arco magmático (Fig. 1C) e exibe condições de metamorfismo de alto grau, com registro de pico metamórfico em 625 M.a. (Campos Neto & Caby 1999, 2000).

Nappes Andrelândia O sistema de *nappes* Andrelândia (Fig. 1C) está associado ao segmento crustal subductado em alta pressão (Campos Neto & Caby 2000, Trouw *et al.* 2000) e é dividido em três *nappes* principais, sendo, da base para o topo: Andrelândia (Trouw *et al.* 2000), constituída por uma sucessão de metapelitos, *metawackes* e uma sequência metapelito-psamítica com valores de pico metamórfico em torno de 600 M.a. (Campos Neto *et al.* 2007), em condições de $688 \pm 35^\circ\text{C}$ e $5,63 \pm 0,9$ Kbar (Motta *et al.* 2010); a Liberdade (Trouw *et al.* 2000), constituída por sequência metapelítica-psamítica e gnaisses calciossilicáticos, submetida a condições metamórficas em torno de $648 \pm 23^\circ\text{C}$ e 7,41 Kbar (Motta *et al.* 2010) e posicionada em torno de 611 M.a. (Campos Neto *et al.* 2007); e a *nappe* Três Pontas-Varginha e *klippens* associadas (Serra da Natureza, Aiuruoca, Carvalhos e Pouso Alto; Campos Neto *et al.* 2007), composta por metapelitos (pelágicos a semipelágicos), submetidos a fácies granulito de alta pressão (Trouw *et al.* 2000), com valores para o pico metamórfico em torno de 900°C e 15 Kbar (Campos Neto & Caby 1999).

As rochas metamáficas, metaultramáficas e retroeclogitos, de natureza controversa, posicionam-se em meio às unidades desse sistema de *nappes*, que compõe lentes e *boudins*, concentradas nos contatos entre as *nappes* (Trouw 1992, Campos Neto & Caby 1999, Trouw *et al.* 2000) e são relacionadas a componentes de associações desmembradas de fracionados toleíticos continentais (Gonçalves & Figueiredo 1992, Paciullo 1992, Almeida 1992, 1998) ou de ofiolitos (Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008).

Sistema de *nappes* Carrancas (Trouw *et al.* 2000) e Lima Duarte (Campos Neto *et al.* 2004; Fig. 1C) Este compõe a porção externa do Orógeno Brasileiro, está relacionado à margem passiva da placa San-Franciscana (Trouw *et al.* 2000), apresenta um gradiente metamórfico do tipo barroviiano, com padrões metamórficos inversos (Ribeiro *et al.* 1995, Heilbron *et al.* 1995) e exibe condições metamórficas em torno

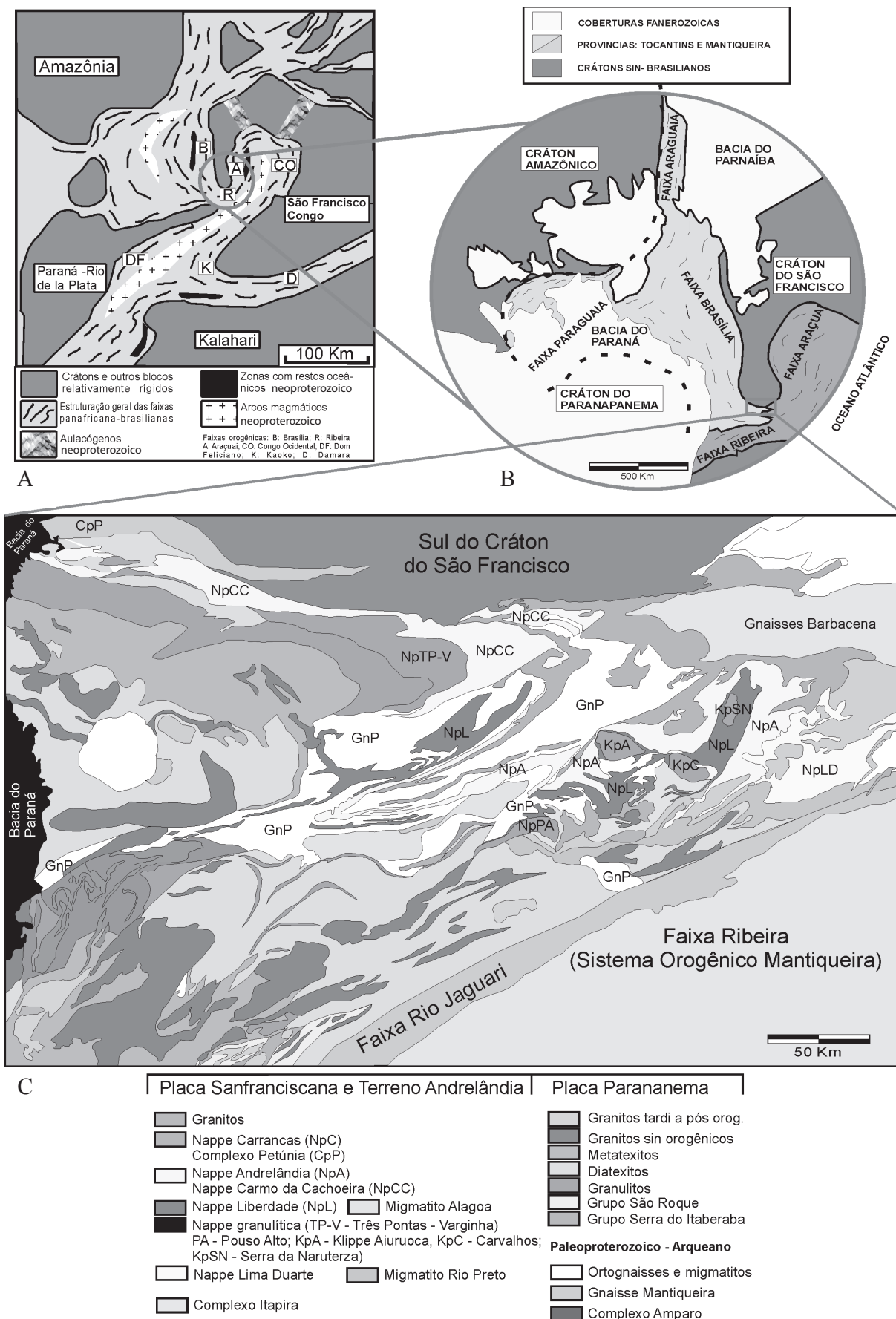


Figura 1 – Figura que localiza as faixas orogênicas e núcleos cratônicos no contexto do: (A) mapa do paleocontinente Gondwana Ocidental (modificado de Brito Neves et al. 1999); (B) destaque para o esboço tectônico do Brasil central (modificado de Almeida et al. 1977); e, (C) simplificação geológica de parte do Orógeno Tocantins meridional (modificado de Campos Neto et al. 2004).

de 500 a 570°C e 7,3 a 7,5 Kbar, obtidos em metapelitos. Condições em torno de 950°C e 12 Kbar foram determinadas em granulitos máficos da *nappe* Lima Duarte, e idades em torno de 590 M.a. foram estimadas para o pico metamórfico desse sistema (Campos Neto et al. 2004, 2007). Trouw & Pankrust (1993), Ribeiro et al. (1995) e Campos Neto & Caby (2000) determinaram, a partir de métodos termobarométricos, condições de 12 a 13,5 Kbar e 800 a 900°C para o equilíbrio de alto grau. Perrault & Martignole (1998 *apud* Heilbron et al. 2003a) determinaram valores de reequilíbrio de 600 a 700°C em par de granada-cordierita, com a cordierita associada com granada e sillimanita em leucossomas tardideformação brasileira, o que indica a descompressão ocorrida após o metamorfismo principal (Heilbron et al. 2003a). Almeida (1998) obteve valores entre 700 e 900°C e 12 e 13,5 Kbar de pressão para a formação das associações metaultramáficas posicionadas em meio às unidades da *nappe* Andrelândia. Dados geocronológicos, obtidos pelo sistema U-Pb, exibem valores entre 565 Ma, para a descompressão gerada após o

pico metamórfico, relacionados à evolução da Faixa Brasília e no intervalo de tempo entre 535 e 502 M.a., para as associações metamórficas relacionadas à estruturação da Faixa Ribeira (Heilbron et al. 2003a).

CONTEXTO GEOLÓGICO A *klippe* Carvalhos, “uma escama de empurrão que cavalga as rochas do domínio Andrelândia” (Heilbron et al. 2003a), arquitetada durante a Orogênese Brasileira (Paciullo et al. 2003a) e reestruturada na forma de um braquissinformal pela Orogênese Ribeira (Heilbron et al. 2003a), é constituída de paragnaisses a rutilo, cianita, granada e ortoclásio perfitico, nas mais variadas proporções, e exibe valores de pico metamórfico em torno de 850°C e 16 Kbar (Cioffi 2009). Rochas metabásicas *boudinadas*, encaixadas nos paragnaisses, com paragênese reliquiares de granada + clinopiroxênio + quartzo ± plagioclásio, têm simplectitos de hornblenda + plagioclásio em granada e coronas descontínuas de ilmenita. Estas rochas exibem idades em torno de 582,9 ± 14,8 M.a. (método K-Ar), com o pico metamórfico posicionado em torno de 618 ± 2,2 Ma (U-Pb; *ID-TIMS* em monazita)

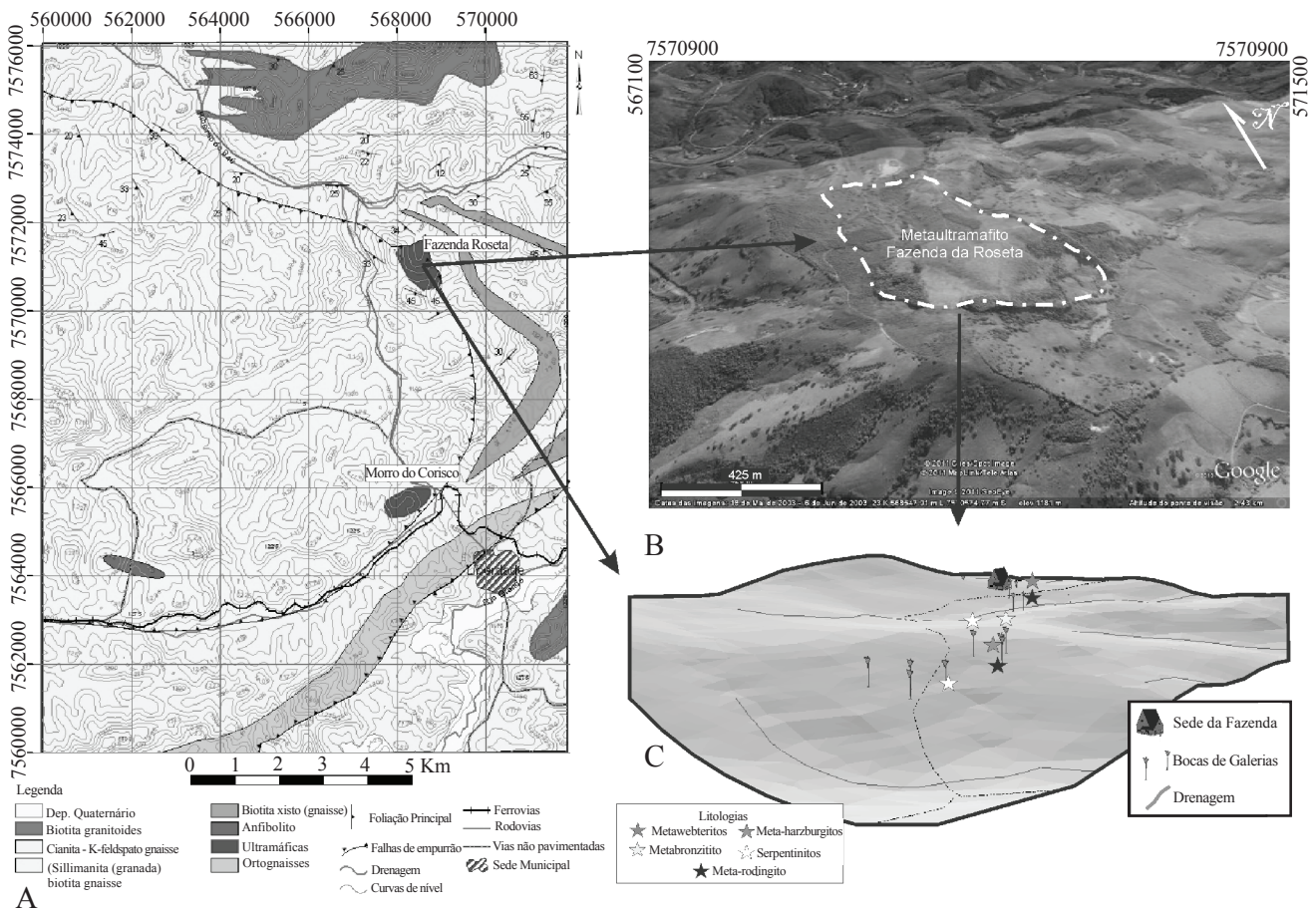


Figura 2 – Figura que mostra: (A) Mapa geológico da porção SE da *klippe* Carvalhos (extraído de Paciullo et al. 2003b e Heilbron et al. 2003b); (B) delimitação do ultramafito Fazenda da Roseta (a partir de imagem do Google Earth); (C) ocorrência de litotipos ultramáficos e do granada-clinopiroxênio-hornblenda gnaiss com epidoto, sobre MDT de terreno obtido a partir de SRTM, com definição de 30 x 30 m.

e valores termobarométricos de 850°C e 15 ± 2 Kbar (Cioffi 2009). Na base dessa unidade tectônica, ocorrem os principais metaultramafitos da região: Fazenda da Roseta; e, Morro do Corisco.

O corpo do Morro do Corisco (Fig. 2A), o ultramafito mais estudado da região (Santos 1972, Silva 1992, Almeida 1992, 1998, Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008), é constituído por serpentinitos maciços com núcleos preservados de meta-harzburgito, metadunito e metaespinélio hornblendito (Almeida 1998, Pinheiro 2008). Os serpentinitos são compostos por lizardita, minerais opacos e espinélio, com traços de clorita, talco, carbonato, além de ortopiroxênio e olivina reliquiares. Possuem bandas de espessuras centí- a decimétricas, de diferentes tonalidades e com pseudomorfos de olivina e/ou ortopiroxênio orientados primariamente, sem correlação com as principais estruturas regionais e que exibem evidências de processos de serpentinição primária (Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008).

O corpo da Fazenda da Roseta (Figs. 2B e C), com aproximadamente 4 km² de exposição superficial, constitui o maior corpo ultramáfico da região e compreende a associação de, ao menos, cinco litotipos: metaespinélio harzburgito; metawebsterito; carbonato serpentinito; metabronzitito pegmatóide; e, granada-clinopiroxênio-hornblenda gnaiss com epidoto, um ultramafito incomum na região, que é o objeto deste trabalho. Ocorrem, também, clorita e muscovita xistos nas bordas deste corpo que apresentam relações estruturais complexas e de difícil visualização, pertencentes às unidades da *klippe* de Carvalhos. Devido à presença de níquel laterítico no ultramafito da Fazenda da Roseta (hoje uma mina paralisada), a área teve, na década de 1950, uma campanha de exploração mineral, tendo sido abertas galerias de pesquisa (Fig. 3A). Estes foram os principais e melhores pontos de amostragem de serpentinitos, meta-harzburgito, metawebsterito e granada clinopiroxenito gnaiss com hornblenda, localizados em áditos destas galerias, em contatos com difícil estabelecimento do contexto estrutural (Figs. 3B e C).

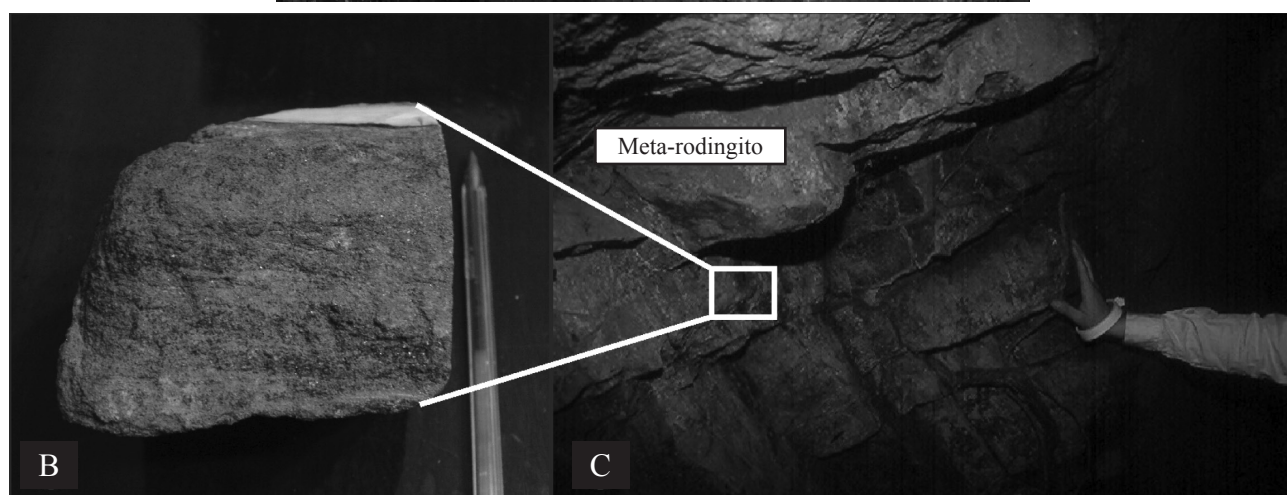
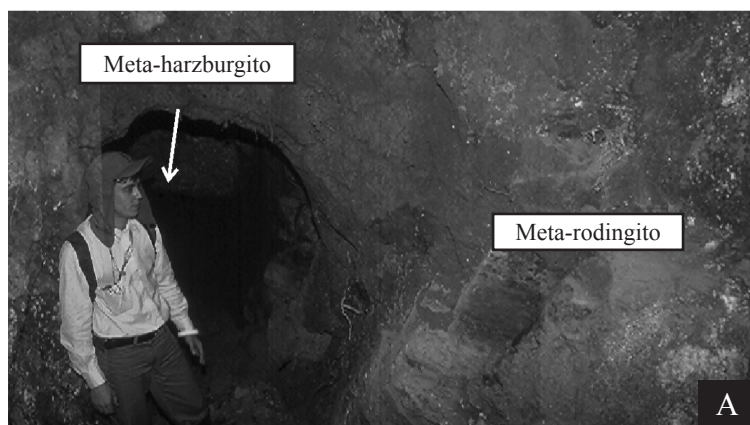


Figura 3 – Fotografias no corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta que mostram: (A) ocorrência de meta-harzburgito serpentinizado ao fundo de galeria de pesquisa; (B) amostra de rocha ultramelanocrática que exhibe bandamento composicional gnáissico milimétrico (meta-rodingito?); (C) Detalhe de afloramento do gnaiss calciossilicático (meta-rodingito) em ádito de galeria.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DOS GRANADA CLINOPIROXÊNITO GNAISSES

Macroscopicamente, estes gnaisses de composição calciosilicática apresentam elevada densidade, caráter ultramelanocrático, cores verde escura à negra. Têm solos, característicos, com matizes ocres e, não raro, formam duricrosta. Os litotipos exibem um bandamento composicional irregular, mili- a centimétrico, com arranjo nematoblástico de hornblenda ao longo das bandas. Por microscopia, foram observadas associações litológicas constituídas por clinopiroxênio, ilmenita, magnetita, hornblenda, espinélio, granada, epidoto e plagioclásio como fases essenciais e com carbonato e apatita, como acessórios, distribuídos nas mais variadas proporções modais, o que dificulta a quantificação modal mineral e, conseqüentemente, sua caracterização petrográfica. Assim, essas associações foram dispostas em dois membros finais: espinélio-clinopiroxênio-hornblenda gnaisse (Gn-spl); e, granada-clinopiroxênio-hornblenda gnaisse com epidoto (Gn-grd), com membros intermediários comuns e com significativo conteúdo modal de magnetita e ilmenita.

Esses litotipos são constituídos por três domínios texturais: granoblástico (Dg; Figs. 4A e B); poiquiloblástico (Dp; Figs. 4C e D) e simplectítico (Ds; Figs. 4E e F). O domínio Dg é caracterizado por arranjos em mosaico de clinopiroxênio, hornblenda, granada, epidoto e, subordinadamente, espinélio. A trama é equigranular fina à média, com texturas simplectíticas lamelares/globulares de plagioclásio + epidoto (?) + hornblenda ao redor de granada. Ocorrem coroas descontínuas de ilmenita (+ magnetita) nas bordas dessa textura de reação. Não raro, ocorrem horizontes monominerálicos de granada, ou clinopiroxênio, ou epidoto, ou espinélio (*s.s.*) e/ou opacos, distribuídos de acordo com a compatibilidade química dos diversos membros.

O domínio Dp é caracterizado por grãos de hornblenda, magnetita e ilmenita, em arranjo poiquiloblástico, não raro com espinélio (*s.s.*), abundantes nos termos com granada subordinada. Os poiquiloblastos tendem a arranjos granoblásticos, mas apresentam-se majoritariamente em grãos xenoblásticos com contatos irregulares, ameboides, em cúspide e interdigitados, e constituem “oikocristais”, que envolvem epidoto e clinopiroxênio. Neste domínio, as texturas simplectíticas são menos frequentes.

O domínio Ds exibe um caráter tardio em relação ao Dg e Dp, sendo constituído pelo intercrescimento de plagioclásio + hornblenda + epidoto (?) + ilmenita ao redor de granada (Gn-grd) e próximo

a magnetita + ilmenita e clinopiroxênio (Gn-spl). Xenoblastos neoformados de plagioclásio, epidoto, hornblenda e ilmenita, com carbonato subordinado, ocorrem em porções em que essas reações estão mais desenvolvidas.

De modo geral, a hornblenda predomina (mínimo 35% e máximo de 50%), ocorre em trama inequigranular média a grossa (Dp) e fina a média (Dg e Ds), exibe um forte pleocroísmo, em matizes de verde-oliva a azul, com cristais que apresentam maclas, zonamento e estruturas do tipo extinção ondulante. Em muitas seções, ocorrem inclusões de epidoto, clinopiroxênio e ilmenita (Dp). Esta última fase ocorre como diminutos grãos aciculares exsolvidos e orientados paralelamente aos planos de clivagem do anfíbio. No Ds, a hornblenda compõe, quando não em cristais granoblásticos, intercrescimento lamelar, junto a plagioclásio e epidoto (?), ao redor de granada (Gn-grd) próximo à grãos de magnetita e ilmenita. Em algumas seções, ocorrem interdigitações de espinélio e ilmenita a partir de grãos de hornblenda.

O clinopiroxênio constitui cerca de 20% do membro Gn-grd e em torno de 12% Gn-spl. Este mineral apresenta-se em grãos granoblásticos, que compõem mosaicos inequigranulares finos. A sua variação modal, junto com a de hornblenda, granada, epidoto e espinélio, principalmente no Dg, caracteriza o bandamento gnáissico. Não raro ocorrem horizontes monominerálicos. Em algumas seções, observou-se clinopiroxênio, possivelmente, reliquiar, próximo a contatos com metawebsterito e meta-harzburgito serpentinizados, onde este mineral forma porfiroclastos precoces que contatam clinopiroxênio recristalizado (poligonal) e granada.

A granada forma granoblastos, constitui arranjos em mosaico, e compõe cerca de 20% no Gn-grd e aproximadamente 10% no Gn-spl. Em muitas porções, ocorre em bandas distintas, associada com hornblenda, clinopiroxênio e epidoto (Dg) e clinopiroxênio, opacos e espinélio (Ds). Está ausente no Dp. No Ds, ocorre de modo reliquiar no núcleo das reações simplectíticas entre hornblenda, plagioclásio, epidoto (?) e opacos vermiformes (Figs. 5A e B).

O epidoto compõe textura inequigranular fina, exibe tom esverdeado, cores de interferência vivas e zoneamento composicional. Em porções do Dg, no Gn-grd, o epidoto (> 10%) ocorre em trama intergranular entre granada e clinopiroxênio. Em algumas seções, forma horizontes monominerálicos, discordantes do bandamento gnáissico, com grãos médios a

grossos, com arranjo em mosaico (vênulas recristalizadas?). No Ds, ocorre intercrescido com plagioclásio + hornblenda + ilmenita, em reações simplectíticas ao redor de granada. É frequente a neoformação de xenoblastos em zonas de maior expressão dessa reação.

No Dp, compõe coronas (quelifita) ao redor de opacos (magnetita + ilmenita), está incluso nessas fases e associa-se ao espinélio, preferencialmente no Gn-spl.

O espinélio (*s.s.*) forma xenoblastos de cor verde-garrafa e textura inequigranular fina a grossa.

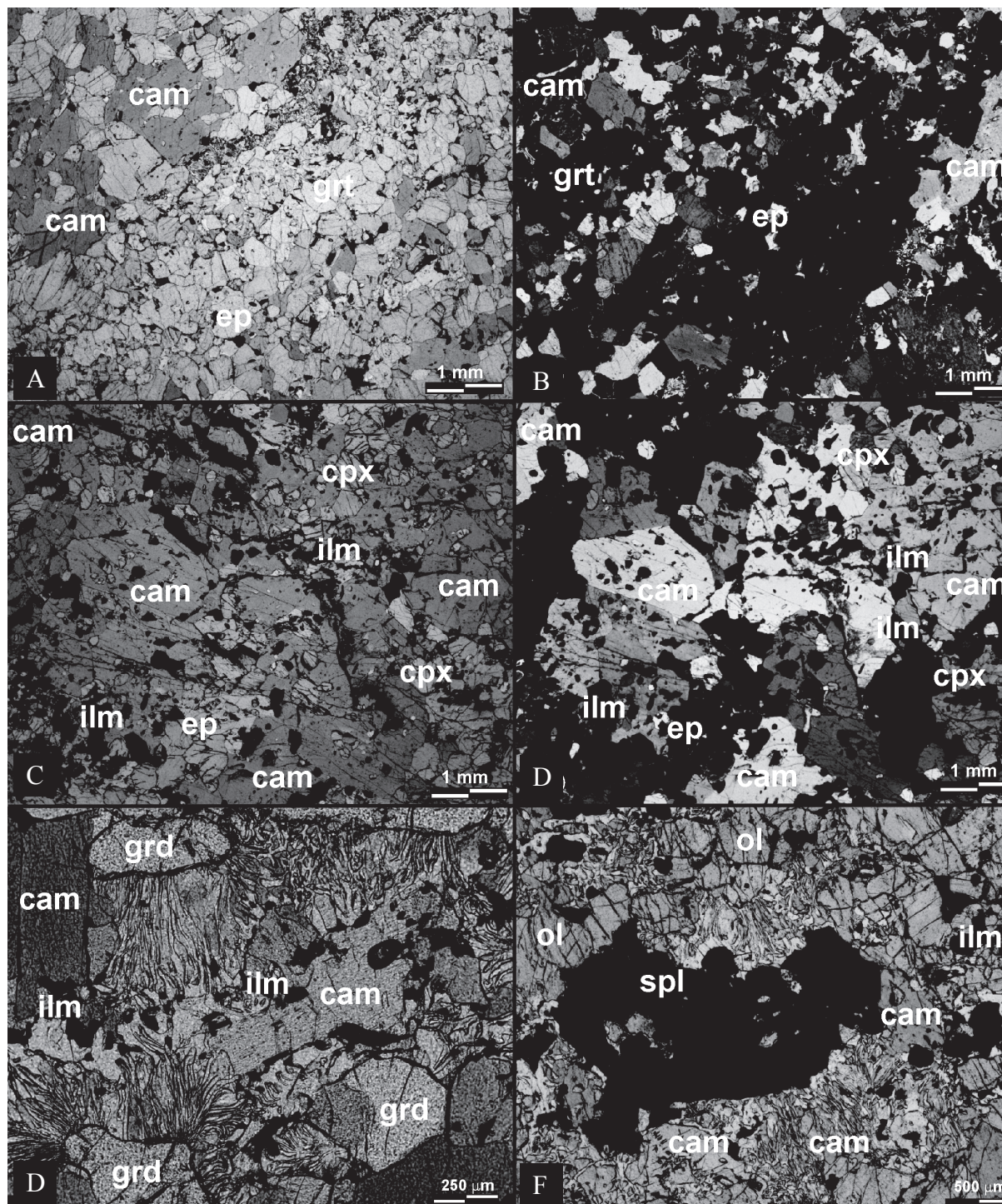


Figura 4 – Fotomicrografias que mostram: (A) e (B) horizonte granatífero com clinofibólio, clinopiroxênio e epidoto com textura granoblástica em litotipos Gn-grd e Dg (luz natural, LN, e nicóis cruzados, NC, respectivamente); (C e D) clinofibólio poiquiloblástico que constitui o Dp (LN e NC, respectivamente); (E) reações simplectíticas ao redor de granada em Gn-grd e Ds (LN); e (F) reações simplectíticas ao redor de clinopiroxênio com espinélio poiquiloblástico em Gn-spl e Ds (LN). As abreviações minerais foram feitas segundo Whitney & Evans (2010).

Esta fase associa-se a magnetita e ilmenita, predomina no Ds, é frequente no Dg e subordinada a ausente no Dp (Figs. 5C e D). Em regiões com intensa formação de simplectita e, em litotipos com granada subordinada e opacos abundantes, o espinélio constitui horizontes monominerálicos. Por vezes, observaram-se inclusões de clinopiroxênio, opacos e apatita em espinélio poiquiloblástico.

A magnetita e ilmenita se associam e são mais comuns no Ds, ocorrem em grãos poiquiloblásticos com contatos ameboides, interdigitados e em cuspide, portando inclusões de epidoto, clinopiroxênio, e, subordinadamente, hornblenda e apatita. Comumente, exibem textura quelifítica com epidoto e espinélio posicionados em posições intergranulares. A ilmenita compõe uma coroa descontínua nas margens das

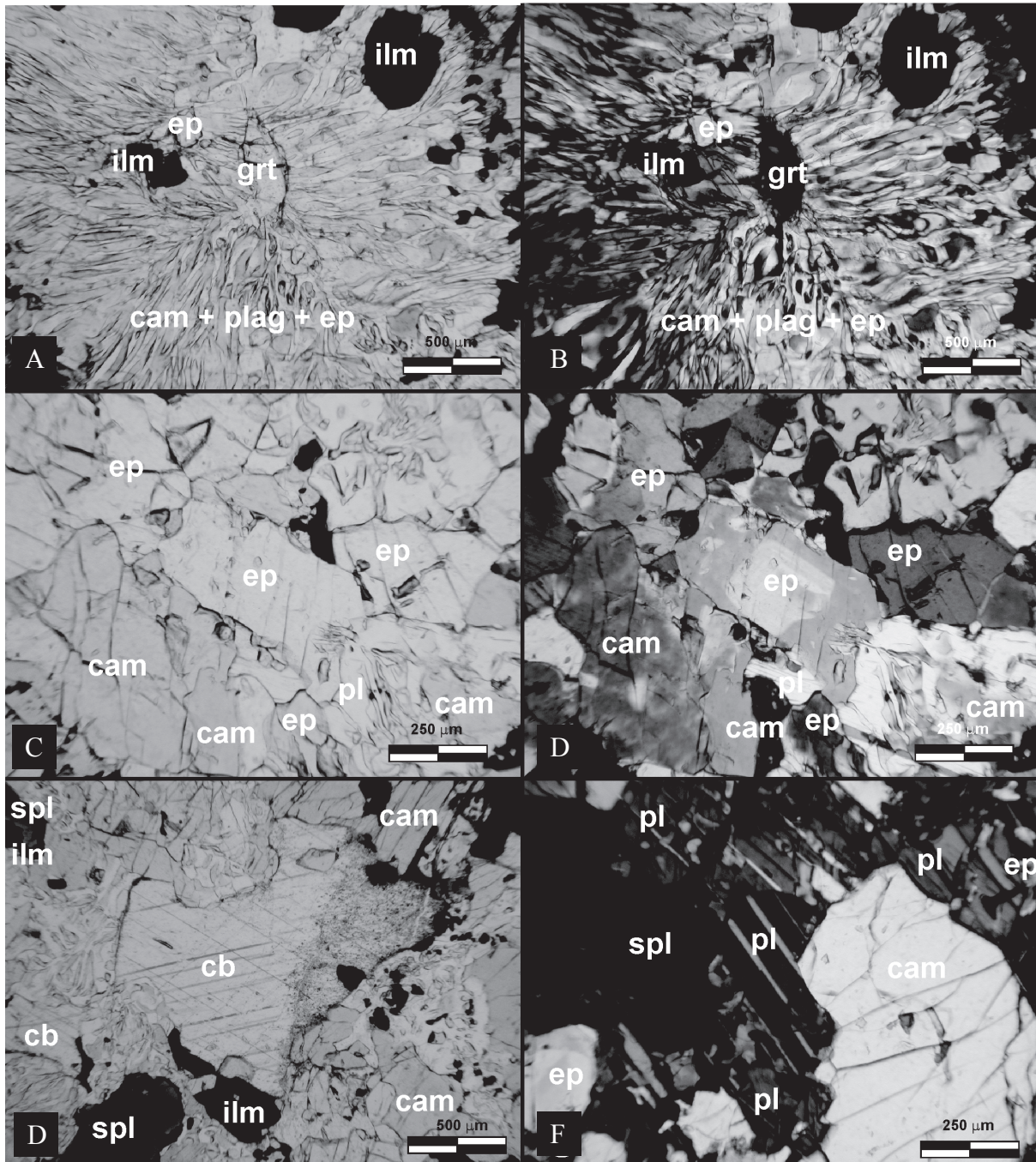


Figura 5 – Fotomicrografias que mostram: (A e B) granada reliquiar em núcleo de reação simplectítica em Gn-grd e Ds (LN e NC, respectivamente); (C e D) epidoto zonado neoformado em Gn-grd no Dg (LN e NC, respectivamente); (E) carbonato neoformado em região de reações simplectíticas no Gn-spl e Ds (LN); (F) plagioclásio e epidoto neoformados em porções com reações simplectíticas abundantes (NC). Todas as abreviações minerais foram feitas segundo Whitney & Evans (op. cit.).

regiões de reações simplectíticas e ocorre de forma globular e lamelar no interior dessas regiões.

O plagioclásio ocorre em grãos vermiformes a granoblásticos neoformados e associa-se a hornblenda, epidoto e ilmenita, restritos nas regiões das reações simplectíticas, ao redor de granada. Ocorre próximo a opacos e espinélio no Ds, e inexistente no Dp. Xenoblastos de plagioclásio com maclas polissintéticas, muitas vezes deformadas e descontínuas, ocorrem em regiões com total consumo de granada (Dg) ou naquelas com intensas reações simplectíticas, junto a carbonato, hornblenda e epidoto neoformados. A moda deste mineral é muito variável, de inexistente até 10%.

A mineralogia acessória é constituída por apatita, carbonato e mica branca. A apatita ocorre em grãos finos, xeno- a subidioblásticos, inclusa no espinélio e, associada a opacos. O carbonato forma xenoblastos finos com contatos interlobados, que formam arranjos granoblásticos no Ds, em zonas com expressivas reações simplectíticas. Associa-se a plagioclásio, epidoto e hornblenda, mais frequente em litotipos com granada menos abundante (> 10%). A mica branca é subordinada, em xenoblastos finos, associada ao plagioclásio, sempre nas regiões simplectíticas (Ds).

LITOGEOQUÍMICA Por análises litogeoquímicas (que incluíram elementos maiores, menores e

traços) de amostras representativas dos litotipos estudados, foram feitas considerações petrogenéticas e suas implicações genético-evolutivas. Os dados (Tab. 1) evidenciam o caráter ultrabásico dos litotipos ($\text{SiO}_2 < 45\%$) e sua afinidade toleítica (Fig. 7A), com olivina normativa. A observação e análise de elementos maiores destes litotipos (Figs. 6A-H), comparados com os de rochas metaultramáficas associadas (Pinheiro 2008) e com as metabásicas de diferentes naturezas (plutônicas e vulcânicas), posicionadas em várias unidades de sequências neoproterozoicas das *nappes* Andrelândia e Liberdade (atribuídas a membros diferenciados desmembrados; Pinheiro inédito), mostram assinaturas geoquímicas similares e exibem característico empobrecimento em Na_2O e SiO_2 . Por fim, há enriquecimento em Ca nos mesmos, anômalo e sem precedentes para as rochas da região (Figs. 6A, C e D).

O MgO foi usado como índice de diferenciação (Figs. 6A-H), e observou-se a possível afinidade parental destes gnaisses calciossilicáticos com outras rochas metaultramáficas associadas. Destaca-se esta rocha como um provável membro ultramáfico derivado (pelos padrões de MgO *versus* Al_2O_3 , K_2O , FeO^T e CaO; Figs. 6B, C, E e H). Estas rochas mostram-se similares quimicamente com as metamáficas por agruparem-se em regiões específicas, o que é

Tabela 1 – Análises litoquímicas que apresentam elementos maiores (%), menores (ppm) e traços (ppm/ppb) de amostras do granada clinopiroxênio gnaisses com hornblenda e de outros (meta)ultramafitos da Fazenda da Roseta

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
149-1	39,27	16,2	14,5	8,94	16,48	0,32	0,08	1,32	0,1
149-4-1	33,57	17,88	18,45	10,39	14,57	0,29	0,07	2,72	0,2
149-4-2	39,12	16,87	13,95	9,48	17,27	0,33	0,1	1,26	0,1
Amostra	MnO	Cr ₂ O ₃	Ti	Ni	P	LOI (%)	TOT/C (%)	TOT/S (%)	SUM (%)
149-1	0,23	0,01	0,79	1.087	0,04	2,2	0,02	0,01	99,8
149-4-1	0,31	0,01	1,63	936	0,09	1,2	0,15	0,01	99,79
149-4-2	0,24	0,01	0,76	590	0,04	1	0,04	0,01	99,81
Amostra	Sc	Ba	Co	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr
149-1	51	53,7	80,6	11,6	2,1	5,1	0,8	1	458,7
149-4-1	61	48	84,4	17,8	4,2	11,6	0,9	2	621,2
149-4-2	50	81,3	68,5	12,5	2,2	5,9	1	1	517,7
Amostra	Ta	Th	U	V	W	Zr	Mo	Cu	Pb
149-1	0,6	0,1	0,1	350	210,2	66,1	0,1	88,2	2,4
149-4-1	0,7	1,1	0,3	463	130,6	123,6	0,1	9,4	1,7
149-4-2	0,5	0,3	0,3	365	166,8	65,2	0,1	24	1,5
Amostra	Zn	As	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
149-1	23	0,5	21,4	10,6	5,02	23,3	5,2	1,78	6,64
149-4-1	8	0,5	20,7	26,3	5,96	27,3	6,5	2,3	8
149-4-2	15	0,5	12,4	12	3,23	15,4	4,2	1,43	4,83
Amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	
149-1	1,21	7,05	1,45	4,47	0,6	3,86	0,54	54	
149-4-1	1,53	9,28	1,98	5,5	0,81	5,5	0,82	60,4	
149-4-2	0,9	5,23	1,18	3,36	0,51	3,24	0,51	37,2	

evidenciado por teores similares de Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e FeO^T (Figs. 6E-H). Os valores de CaO , SiO_2 e Na_2O versus MgO posicionam essas rochas, quando relacionadas às demais, em campos extremos (Figs. 6A, C e D), com comportamento incongruente. Isto pode sugerir que o enriquecimento em CaO e empobrecimento em Na_2O e SiO_2 não se relacionam a processos de fracionamento e metamorfismo mas a processos específicos (rodingitização?).

Pelo comportamento geoquímico similar destes litotipos ultramáficos com o de metamáficas da região, confeccionaram-se diagramas geoquímicos

discriminantes para observarem-se seus padrões, à semelhança de Gonçalves & Figueiredo (1992) e Paciullo (1992, 1997). Observaram-se similaridades geoquímicas entre estes litotipos e basaltos oceânicos, *E-MORB* e toleítos de arcos (*IAT*; Figs. 6B-H).

Diagramas que exibem o comportamento de razões Th/Yb versus Ta/Yb (Fig. 7G; Pearce 1982) posicionam estes litotipos em tendência de rochas com comportamento de trajetória em zona de subducção, ao invés de enriquecimento mantélico ou crustal (fracionamento de líquidos). Os elementos traços e ETR destes litotipos, normalizados a valores

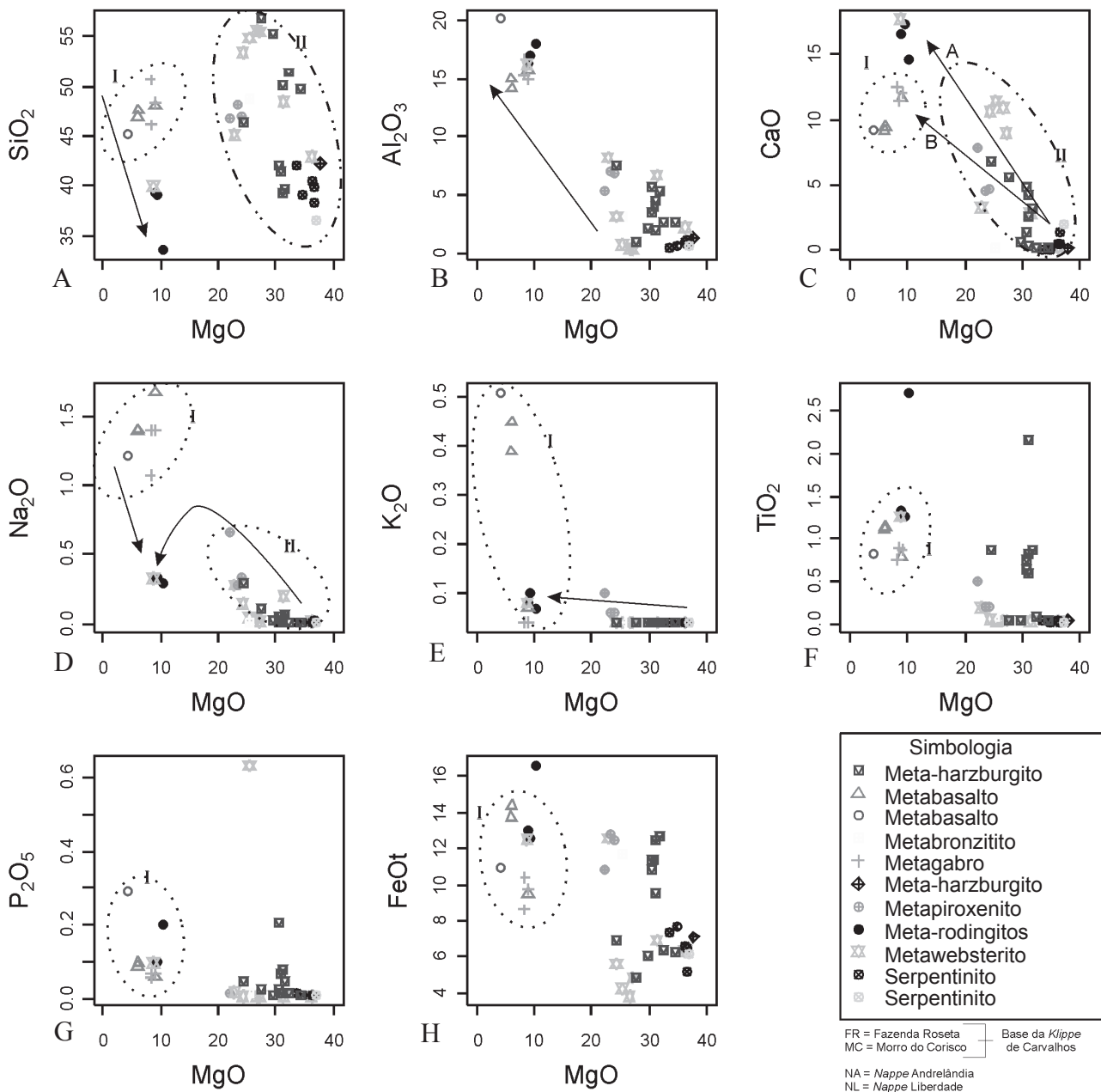


Figura 6 – Diagramas que utilizam o MgO como índice de diferenciação correlacionando-o com: (A) SiO_2 ; (B) Al_2O_3 ; (C) CaO ; (D) Na_2O ; (E) K_2O ; (F) TiO_2 ; (G) P_2O_5 e (H) FeO^T para comparação entre os gnaisses calciossilicáticos (Meta-rodingitos) e outras rochas metaultramáficas (Pinheiro 2008) e metamáficas (Pinheiro inédito) da região de trabalho. Campos: I) metamáficas e II) metaultramáficas.

de basaltos *N-MORB* (Saunders *et al.* 1988), quando comparados com os de rochas metamáficas da região (Figs. 7A e B), mostram assinaturas similares, com padrão côncavo em relação aos elementos incompatíveis, enriquecimento nos *large-ion lithophile*

elements (*LILE*) e empobrecimento nos *high-field strength elements* (*HFES*), fortes anomalias negativas de Rb e Nb e anomalias positivas de Sr. Os padrões de ETR destes litotipos mostram padrão “rampa” e anomalia negativa de Ce, de modo similar aos

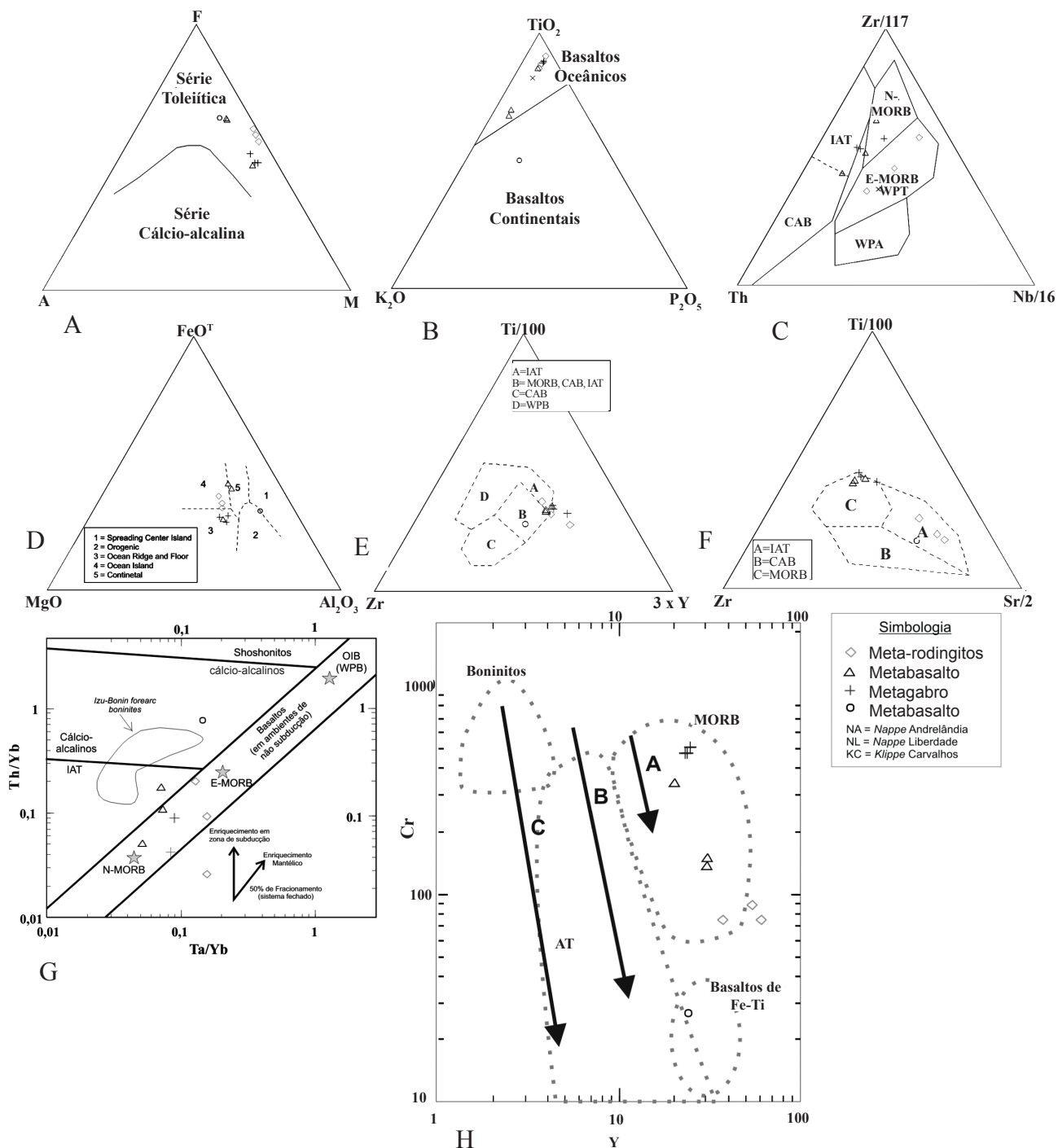


Figura 7 – Diagramas que apresentam campos discriminantes com análises dos gnaisses de composição calciossilicática e de rochas metabásicas da região estudada. Diagramas: (A) AFM (Irvine & Baragar 1971); (B) K_2O versus P_2O_5 versus TiO_2 (Pearce & Cann 1973); (C) $Zr/117$ versus Th versus $Nb/16$ (Wood 1980); (D) FeO versus MgO versus Al_2O_3 (Meschede 1986); (E) $Ti/100$ versus Zr versus $Y*3$ (Pearce & Cann 1973); (F) $Ti/100$ versus Zr versus $Sr/2$ (Pearce & Cann 1973); (G) Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce 1982); e (H) Cr versus Y (Pearce 1982). As linhas A, B e C representam o padrão de cristalização para o fracionamento de *Cr*-*espinélio* + *olivina* + *piroxênio* a partir de magmas de composições *MORB*, *IAT* e *boniniticas*, respectivamente.

(meta)ultramafitos (Fig. 7D). Estas rochas quando comparadas, pelos elementos normalizados ao condrito, com metaultramáficas da região, exibem comportamento mais similar do que os das metamáficas (Figs. 8A e B), com padrões semelhantes aos LILE, porém anômalos em relação aos HFES, à exceção do metabronzitito que exibe padrões similares.

Em relação aos ETR normalizados (Fig. 8D), é plausível uma associação parental entre essas rochas estudadas e os (meta)ultramafitos adjacentes que exibem padrão de abundância similar.

Evans *et al.* (1979) apresentaram informações e critérios diagnósticos discriminantes entre eclogitos e metabasaltos toleíticos com afinidade de assoalho

oceânico (associados a rochas ultramáficas), na associação granada lherzolito, que ocorrem em meio a metasedimentos da *nappe* Penínica Adula-Cima Lunga, na Suíça. Essas rochas constituem-se de clinopiroxênio e granada e produtos rodingitizados, reequilibrados, posteriormente, em fácies eclogito. Evans *et al.* (1979) identificaram uma variação contínua na composição química, textural e mineralógica, a partir dos eclogitos (Jd > 10%) aos rodingitos (CaO ≈ 24% e Na₂O < 0,1%) e atribuíram, ainda, efeito pouco significativo na distribuição dos elementos menores e traços, no processo de rodingitização e em episódios sucessores de alto grau.

A partir dos dados de Evans *et al.* (1979), de rochas (meta)rodingíticas, eclogitos e de transição

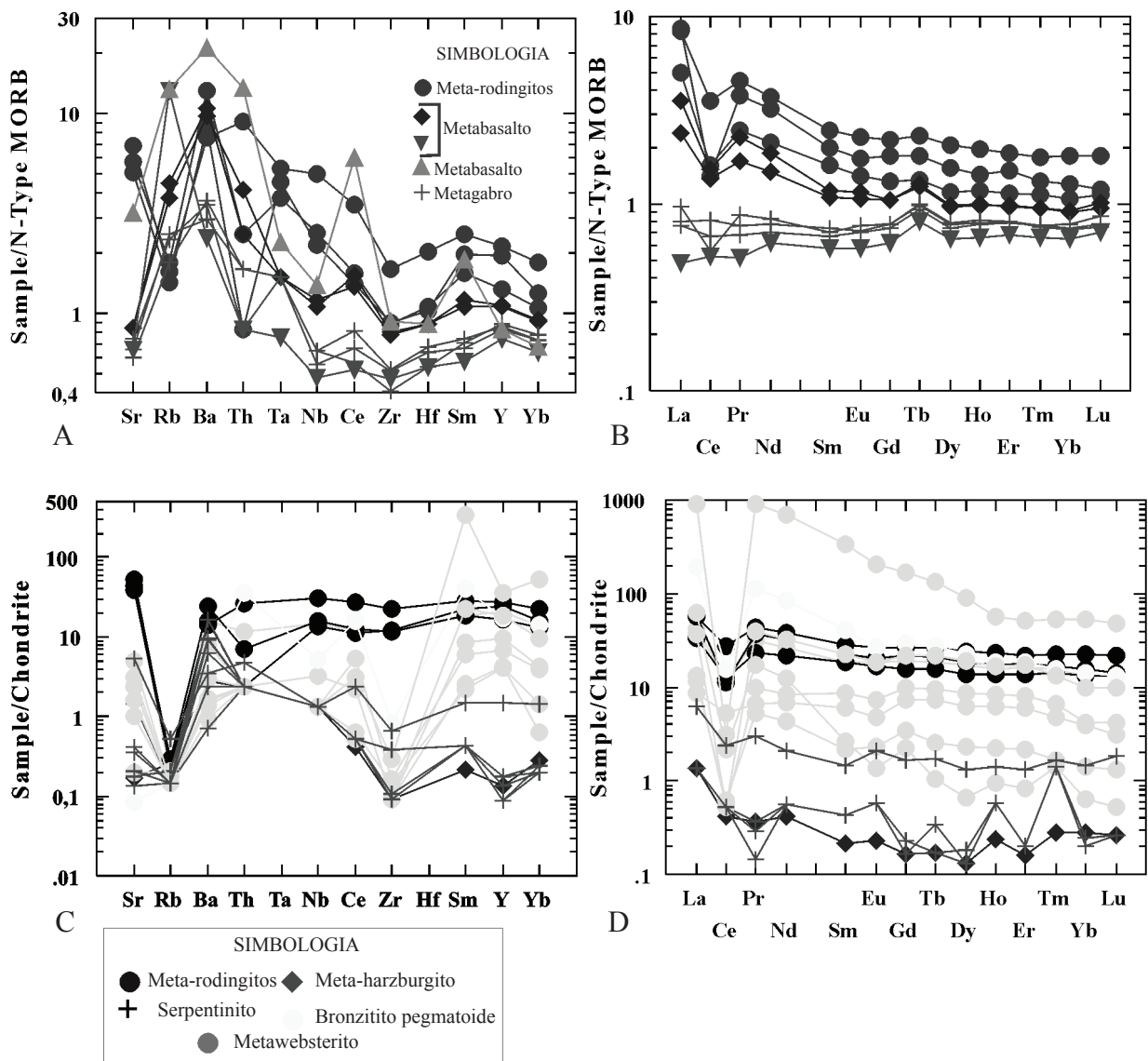


Figura 8 – Diagramas multielementos que mostram valores de elementos incompatíveis dos gnaisses de composição calciossilicática comparados com os de rochas da região: (A) padrões de LILE e HFSE comparados aos das metamáficas (valores normalizados para basaltos N-MORB; Saunders *et al.* (1988); (B) padrões de ETR comparados aos das metamáficas (valores normalizados para basaltos N-MORB; Saunders *et al.* (1988); (C) padrões de LILE e HFES comparados com os das metaultramáficas e (D) padrões de ETR comparados aos das metaultramáficas. Valores de normalização do condrito de Sun and McDonough (1989).

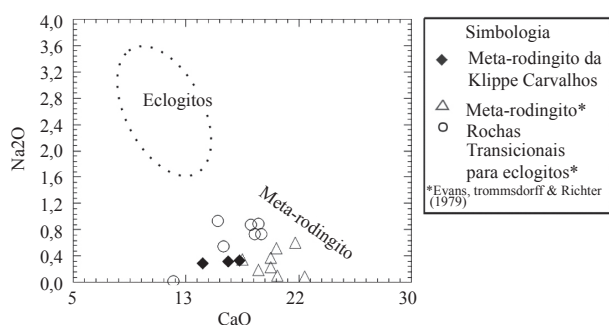


Figura 9 – Diagrama que discrimina eclogitos e Meta-rodingito de *Cima di Gagnone, Suíça* (Evans et al. 1979) e os granada-clinopiroxênio-hornblenda gnaisses com epidoto (Gn) do corpo da Fazenda da Roseta.

de *Cima di Gagnone, Suíça*, e comparando-os com os litotipos em questão, observa-se padrão geoquímico similar destes litotipos estudados com os das rochas de transição (Fig. 9).

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pelos dados e discussões acima, foram feitas considerações sobre estes gnaisses calciossilicáticos atípicos e suas associações mineralógico-texturais, no ultramafito da Fazenda da Roseta, e suas implicações petrológico-tectônicas. Para discussões finais, consideram-se sobre estes metaultramafitos: 1) modo de ocorrência local e regional, associados a ultramafitos ovóides de pequenas dimensões (serpentinitos, metabwebsterito, meta-harzburgito e metabronzilito); 2) presença de eclogitos e lentes do embasamento entre metassedimentos oceânicos, pelágicos a hemiplágicos, em *nappes* brasileiras; 3) serpentinitos com serpentinitização primária; e, 4) aspectos texturais e geoquímicos peculiares dos litotipos estudados.

Assim, interpreta(m)-se essa(s) litologia(s) como resultante(s) do reequilíbrio químico-textural em alto grau, caracterizado pela associação clinopiroxênio + granada + epidoto, de litologia(s), previamente submetida(s) a processo(s) metassomático(s)

cálcico(s) a processo(s) de rodingitização, não relacionado(s) a fracionamento magmático e/ou metamórfico, quando comparada(s) a rochas metamáficco-ultramáficas adjacentes da região, parentais, das quais esse(s) litotipo(s), provavelmente, constitua(m) um membro(s).

O contato desses litotipos estudados (com serpentinitos, meta-harzburgito, metabwebsterito e metabronzilito), a associação com mineralogia e texturas típicas, o forte enriquecimento em Ca e litogeoquímica muito diferente, sugere que os mesmos registrem rochas submetidas a processo de enriquecimento em CaO e a condições metamórficas similares às rochas adjacentes, *i.e.*, rodingitização.

Tais fatos e considerações sugerem que este litotipo constitua membro (meta)rodingítico de fragmentos oceânicos crustais e/ou subcrustais (Pinheiro 2008, Pinheiro & Suita 2008), submetido ao metassomatismo primário (rodingitização), anterior ao registro metamórfico de maior grau (no mínimo fácies granulito), contemporâneo a arquitetura do Gondwana Ocidental. Esse metamorfismo de alto grau, possivelmente, caracteriza um episódio de colisão dos continentes Paranapanema e São Francisco-Congo num cenário de fechamento do Oceano Brasilíades, que culminou com a incorporação tectônica, em crosta continental, a partir de processos orogênicos de corpos máficos e/ou ultramáficos, os quais constituem associações do tipo alpino, orogênicas ou ofiolíticas.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), Processo CRA1.058/04, pelo financiamento ao projeto, ao Professor Rudolff A. J. Trow (Universidade Federal do Rio de Janeiro), que forneceu inúmeras informações de extrema valia e importância para o desenvolvimento deste trabalho e à Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM/SGB, SUREG-BH), pelo suporte prestado durante a execução deste trabalho.

Referências

- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Almeida S. 1992. *Petrografia e Geoquímica de rochas ultramáficas na região de Liberdade e Carrancas, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 194 p.

- Barnes I. & O'Neil J.R. 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geological Society of America Bulletin*, **80**:1947-1960.
- Barnes R.J.B. & O'Neil J.R. 1972. Metamorphic assemblage and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **35**:24-36.
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:379-392.
- Campos Neto M.C. & Caby R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraints from the nappe system south of the São Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**:3-26.
- 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.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.). 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J., Vasconcelos P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP, Sér. cient*, **4**:13-40.
- Campos Neto M.C., Janasi V.A., Basei M.A.S., Siga Jr. O. 2007. O Sistema de *nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4):47-60.
- Cioffi C.R. 2009. *Geologia dos granulitos de alta pressão da klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104 p.
- Coleman R.G. 1963. Serpentinites, rodingites, and tectonic inclusions in Alpine-type mountain chains. *Geological Society of America*, **73**:130.
- Coleman R.G. 1967. Low temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon, and Washington. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1247**:1-49.
- Coleman R.G. 1977. *Ophiolites - Ancient oceanic lithosphere?* In: Minerals and Rocks, 12. ed. P.J. Wyllie, Berlin, Germany, Springer-Verlag. 229 p.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31th Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Evans B.W., Trommsdorff V., Richter W. 1979. Petrology of a eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *American Mineralogist*, **64**:15-31.
- Frost B.R. 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, **16**(2):272-313.
- Frost B.R. & Beard J. S. 2007. On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology*, **48**:1351-1368.
- Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco. In: Dominguez J. & Misi A. (coords.) O Cráton do São Francisco. SBG, Salvador (BA), *Anais*, p. 161-185.
- 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.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F. 1982. Província Mantiqueira. In: Almeida F.F. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, p. 308-344.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:249-266.
- 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: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (eds.). *Projeto Sul de Minas*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte (MG), p. 8-50.
- Heilbron M., Tupinambá M., Junho M.C.B., Pentagna F.V.P., Trouw R.A., Valeriano C.M., Toledo C., Medeiros R.M., Roig H.L. 2003b. Mapa Geológico – Santa Rita do Jacutinga. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (eds.). *Projeto Sul de Minas*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte (MG), Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **16**:207-218.
- Motta R.G., Moraes R., Trouw R.A.J., Campos Neto M.C.C. 2010. Reconstrução e comparação de trajetórias P-T no sistema de *nappes* Andrelândia, sul da Faixa Brasília, MG. *Geologia USP, Sér. cient*. **10**(3):79-96.
- Paciullo F.V.P. 1992. Orto-anfíbolitos no ciclo deposicional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo (SP), *Resumos*, **2**:28-29.
- Paciullo F.V.P. 1997. *A seqüência deposicional Andrelândia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro., Rio de Janeiro, 263 p.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Trouw R.A.J. 2003a. Geologia da Folha Andrelândia 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, Belo Horizonte (MG), Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, I: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: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas-Etapa I* (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. Belo Horizonte (MG): Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Pearce J.A., Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science. Letters*, **19**:290-300.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*, p. 525-548, John Willey and Sons, Chichester, U.K.
- 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: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Pinheiro M.A.P. 2008. *Geologia e petrologia de rochas ultramáficas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.
- Pinheiro M.A.P. & Suíta M.T.F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e de alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4): 686-699.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):235-248.
- 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. (orgs.). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Projeto Sul de Minas Etapa I* (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final, Belo Horizonte (MG): 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. (orgs.). *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I* (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final., Belo Horizonte (MG): Companhia Mineradora de Minas - COMIG, **2**:521-659.
- Rice J.M. 1983. Metamorphism of rodingites. I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *American Journal of Science*, **283**-A: 121-150.
- Richard L.R. 1995. Mineralogical and petrological data processing system for Windows, version 2.02. *Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet*, Quebec.
- Santos L.C.S. 1972. *Evolução geoquímica e mineralógica de um solo niquelífero*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 105 p.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically derived mantle reservoirs: trace elements constraints. *Journal of Petrology*, **Special volume** (1):415-445.
- Silva, R.R. 1992. *Estratigrafia, metamorfismo e geologia estrutural do Grupo Andrelândia em Carvalhos, sul de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; pp.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London*, **42**:313-345.
- Trouw R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco baseada em análise metamórfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Anais*, p. 327.
- Trouw R.A.J., Pankhurst R. J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais*, **2**:260-262.
- 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: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 287-310.
- Wares R.P., Martin R.F. 1980. Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey mine, Asbestos, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **18**:231-240.
- Whitney D.L., Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.
- Wood D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Science Letters*, **50**:11-30.

Manuscrito ID 20828
 Recebido em: 17/02/2011
 Aprovado em: 23/04/2012

ANEXO II

CD-ROM
