

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro (SP)

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROLOGIA DOS
COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DE
MANGABAL SUL E MANGABAL NORTE, REGIÃO DE
SANCLERLÂNDIA, GOIÁS.**

BRUNO VENANCIO DA SILVA

Orientador: ProfºDr. Antenor Zanardo

Co-Orientador: Francisco Tomazoni Neto

“Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2012”

Rio Claro – SP
2012

AGRADECIMENTOS

À minha mãe Rosangela e ao meu pai Paulo por serem exemplos de caráter, humildade, bondade e dedicação para com a minha formação pessoal e profissional, por estarem sempre ao meu lado nos momentos de dificuldade e de alegrias.

À minha irmã Camila, pelos momentos de briga e de reconciliação que sempre nos acompanharam nestes longos anos

Aos meus tios João e Maria Cristina, por sempre estarem presentes minha vida e por proporcionarem tardes felizes com bolos, pães e cafezinho...além das boas feijoadas!

Às minhas avós Conceição e Gina, pelas conversas, pelos bolos e por estarem sempre presentes...

Ao meu orientador ProfºDr. Antenor Zanardo pela amizade, paciência, pela disposição para ensinar e principalmente pelas discussões geológicas, que sempre me fizeram pensar e refletir, contribuindo e muito para o meu crescimento e amadurecimento como geólogo e como profissional.

À Votorantim Metais pela oportunidade de estágio e por possibilitar o desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu co-orientador geólogo Francisco Tomazoni Neto pela amizade e pelos ensinamentos em exploração mineral, sempre disposto a ensinar e a ouvir a opinião de geólogos, técnicos e auxiliares...

Ao geólogo Luiz Flávio Antunes de Melo e pelas discussões geológicas referentes a área de estudo e por sempre estar disponível para atender-me no que fosse preciso com relação ao projeto...

À geóloga Fernanda Cecília Dias Barros por me auxiliar no que fosse preciso, pelo empréstimo da sua bússola e do seu GPS (rsrsrs)...

Aos auxiliares e amigos pessoais Rafael, Adenir e Maurilei, pelas risadas no galpão de sondagem e por se mostrarem excelentes auxiliares de campo, sempre prestativos e essenciais ao desenvolvimento do trabalho.

Aos técnicos em mineração Glauco e Wagner, por apesar de sempre estarem com muito serviço, me auxiliaram no que fosse preciso durante o meu trabalho de conclusão.

À todos os meu amigos de curso, em especial ao Pedro Luiz Luppi Foster (Bolacha) pela grande amizade, por me estimular a estudar Inglês com os seus desenhos animados com legenda em Inglês, por passarmos muitos momentos estimulando a mente inventando sambas para o Abú e pelas bebedeiras... ao Rafael Moniz Caixeta (Buraco), por também inventar sambas para o Abú e por ter me chamado para visitar a ilha do mel...ao Antônio Ferreira de

Melo Junior (Estopa) pela convivência, pelas bebedeiras e pela parceria de tomar trote no meu lugar na nossa primeira F...ao Danilo Gonçalves (Maizena) pela convivência, pelas bebedeiras, pelas conversas e por sempre estimular nossos pagodes...ao Ramon Lourenço (Presunto) por me arrumar cigarro de vez em quando e por sempre estar presente...ao Felipe Seguin (Merda) pela convivência e pela tranquilidade que sempre me serviu de exemplo...ao Júlio Cesar (Julião) pelas risadas e por sempre estar bem animado, seja para zoar o Presunto ou o Abú...ao Daniel Marinzek (Alemão) pela parceria em campo e nas baladas, além das conversas...ao Robson Teixeira Rollo (Xorume) pela parceria durante o estágio na Bahia, pela convivência, pelas conversas e cachaçadas...ao Luiz Fernando Cordido (Abú) pela parceria, pela amizade, pelas histórias e por sempre me chamar para tocar violão...ao Wagner Oliveira (garrafinha) por ser o garrafinha da turma e por sempre estar bem humorado...ao João Ramirez (Toito véio) pelas histórias sem fim, pelas piadas nas viagens de campo e por me deixar usar a sua bermuda durante 3 anos...ao Bruno Batistela por ter avisado sobre o show do Renato Teixeira e pela amizade...ao Tiago Rodrigues (Queixo) pela parceria em campo e por me chamar para um rodeio em Tatuí...

Às meninas da sala, em especial à musa da sala (na minha opinião) Maria Luiza (Malu), pela amizade, pelas bebedeiras e pela parceria no truco...à Cintia Stumpf (Valdívia) pela amizade, pela parceria nas corridas, nos trabalhos de campo e pelas risadas...à Stefhanie Aurélio (Cremosa) por ser a irmã do toita...à Carolina Matumoto (Caju) pela parceria em campo e pela amizade...à Mariana Diniz pela convivência e pelo churrasco de fim de ano na sua casa...à Camila Amélia pela amizade e pelas xerox de caderno que sempre me salvou antes das provas...à Camila Medeiros (Di menor) por ser conterrânea de Osasco e pelas risadas e à Amanda Santa Catharina, por melhorar o meu “Abstract” e por sempre estar com um sorriso no rosto durante estes 5 anos de convivência.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	III
ÍNDICE DE ANEXOS	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	VII
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	1
2.1. Localização e Vias de Acesso.....	1
2.2 Características Fisiográficas e Geomorfológicas.....	1
3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	2
3.1 Descrição das etapas	3
4. GEOLOGIA REGIONAL	5
4.1 Contexto Geológico e Geotectônico	5
4.1.1 COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU.....	6
4.1.2 ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	7
4.1.2.1 Sequência Anicuns-Itaberaí.....	7
4.1.3 COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS INTRUSIVOS	8
4.1.3.1 Os Complexos de Mangabal Sul e Mangabal Norte	8
5 HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO MINERAL LOCAL.....	10
6 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS DEPÓSITOS DE NÍQUEL SULFETADO	11
7 GEOLOGIA LOCAL	13
7.1 Mangabal Sul	13
7.1.1 LITOTIPOS PRINCIPAIS E CORRESPONDENTES RECRISTALIZADOS	14
7.1.1.1 Gabros, Noritos, Gabronoritos e Troctolitos	14
7.1.1.2 Piroxenitos e Peridotitos.....	17
7.1.1.3 Biotita Anfibólio Gnaisses, Gnaisses de Composição Calciossilicática, Formações Ferríferas e Anfibolitos	22
7.1.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E ESTRATIGRAFIA.....	27
7.1.3 METAMORFISMO	33
7.2 Mangabal Norte	39
7.2.1 LITOTIPOS PRINCIPAIS E CORRESPONDENTES RECRISTALIZADOS	39
7.2.1.1 Gabros, Noritos, Gabronoritos e Troctolitos	39
7.2.1.2 Piroxenitos e Peridotitos.....	43
7.2.1.3 Muscovita-Quartzo Xistos, Gnaisses, Formações Ferríferas e Granodiorito	45
7.2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E ESTRATIGRAFIA.....	49
7.2.3 METAMORFISMO	58

8 CARACTERIZAÇÃO DA FASE SULFETADA (MINERALIZADA).....	63
9 ANÁLISES LITOQUÍMICAS	72
10 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1: Diagrama de classificação modal de rochas máfica-ultramáficas segundo Streikensen (1974).....	4
Figura 4.1: Modelo de Evolução Tectônica admitido por Pimentel <i>et al.</i> (2000, 2004).	6
Tabela 4.1: Dados geocronológicos e isotópicos da intrusão de Americano do Brasil e intrusões contemporâneas (Fonte: Silva et al., 2011).	9
Figura 4.2: Mapa geológico simplificado, indicando as intrusões máficas e máficas-ultramáficas com idades entre 630 a 600 Ma..	9
Figura 6.1: Esboço dos estágios de formação de depósitos de Ni-Cu sulfetados (modificado de Naldrett 2010).	12
Figura 7.1: Detalhe de amostra de gabronorito	15
Figura 7.2: Detalhe de amostra de hornblenda mela gabronorito exibindo poiquiloblastos de hornblenda	15
Figura 7.3: Fotomicrografia de seção delgada com textura de fluxo magmático.....	16
Figura 7.4: Afloramento em blocos de metapiroxenito/metaperidotito.	18
Figura 7.5: Detalhe de ortopiroxenito em testemunho de sondagem	18
Figura 7.6: Detalhe de olivina piroxenito grosso.	20
Figura 7.7: Fotomicrografia de piroxenito em seção delgada	20
Figura 7.8: Fotomicrografia exibindo textura mesocumulática em piroxenito	21
Figura 7.9: Detalhe de metaperidotito anfibolitizado e alterado, com pseudomorfos de olivina de coloração escura.....	22
Figura 7.10: Blocos de gnaiss	23
Figura 7.11: Detalhe de amostra de biotita gnaiss	23
Figura 7.12: Amostras de rocha calciossilicática/ formação ferrífera	24
Figura 7.13: Detalhe de amostra de formação ferrífera fácies óxido	24
Figura 7.14: Fotomicrografia de calciossilicática/formação ferrífera	24
Figura 7.15: Detalhe de amostra de calciossilicática.....	25
Figura 7.16: Fotomicrografia de calciossilicática em seção delgada	26
Figura 7.17: Detalhe de anfibolito exibindo estrutura levemente gnáissica.....	26
Figura 7.18: Ilustração dos contatos geológicos aproximados, a sudeste da serra de São Francisco.....	28
Figura 7.19: Estereogramas de medidas de foliação Sn do complexo Mangabal Sul	29
Figura 7.20: Estereograma de medidas de fraturas do complexo Mangabal Sul	29
Figura 7.21: Ilustração de feições estruturais na borda sul do complexo Mangabal Sul	31
Figura 7.22: Veios pegmatíticos subparalelos a direção da foliação.....	31
Figura 7.23: Detalhe de indicadores cinemáticos em veios pegmatíticos	32
Figura 7.24: Detalhe de indicador cinemático em veio pegmatítico	32
Figura 7.25: Afloramento de calciossilicática apresentando dobras na foliação Sn	32

Figura 7.31: Fotomicrografia de seção delgada de cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto.	35
Figura 7.26: Detalhe de megacristal de olivina com coroa de reação de ortopiroxênio em metagabronorito.....	36
Figura 7.27: Fotomicrografia de seção polida mostrando coroa de reação metamórfica bem desenvolvida em cristal de olivina.....	37
Figura 7.28: Grade petrogenética de pressão-temperatura segundo Schumadicke (2000), para rochas peridotíticas no sistema CaO-MgO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O.	38
Figura 7.29: Grade petrogenética de pressão-temperatura segundo Schumadicke (2000), calculada em porcentagem de peso de CaO; MgO (+FeO); Al ₂ O e SiO ₂	38
Figura 7.30: Diagrama de Pressão-Temperatura-Profundidade, mostrando os campos correspondentes às fácies metamórficas (modificado de Yardley, 1989)	39
Figura 7.32: Detalhe de gabronorito exibindo textura cumulática à granoblástica.....	41
Figura 7.33: Fotomicrografia de seção delgada mostrando textura intergranular (cumulática) em anfibólio olivina gabronorito/metatroctolito	42
Figura 7.34: Metaultramáfica exibindo grandes cristais de clorita	44
Figura 7.35: Detalhe de amostra de metaperidotito.....	44
Figura 7.36: Detalhe de amostra de anfibólio fels.....	45
Figura 7.37: Detalhe de veios pegmatíticos/aplíticos (feldspáticos) em afloramento de piroxênio-anfibólio gnaiss (metamáfica).....	46
Figura 7.38: Detalhe de veio pegmatítico com cristal de turmalina.....	47
Figura 7.39: Detalhe de amostra de granada-biotita gnaiss.	47
Figura 7.40: Detalhe de amostra de rocha calciossilicática.....	48
Figura 7.41: Vista geral de grande bloco de granodiorito	48
Figura 7.42: Detalhe de amostra de granodiorito.	49
Figura 7.43: Afloramento de gabronorito exibindo foliação com caimento para leste	50
Figura 7.44: Mapa geofísico de magnetometria do corpo Mangabal Norte.....	51
Figura 7.45: Estereograma de medidas de foliação Sn do complexo Mangabal Norte.....	51
Figura 7.46: Estereograma de medidas de fraturas do complexo Mangabal Norte.....	52
Figura 7.47: Detalhe de metaultramáfica (tremolitito) exibindo foliação espaçada disjuntiva ou de crenulação.	53
Figura 7.48: Contato entre metagabronorito e metaperidotito por falha	54
Figura 7.49: Ilustração mostrando traço do plano de falha, traço da atitude da foliação e a formação de dobra de arrasto (ponto BV002).	54
Figura 7.50: Afloramento de metaperidotito exibindo foliação	55
Figura 7.51: Afloramento de metaperidotito tremolitizado.....	55
Figura 7.52: Ilustração esquemática baseada nos afloramentos dos pontos BV002 e BV003.	56
Figura 7.53: Vista geral de afloramento de granada-anfibólio-biotita gnaiss.....	56
Figura 7.54: Fotomicrografia de seção polida mostrando aglomerado de cristais de clorita em metaharzburgo, ponto BV311.	60

Figura 7.55: Fotomicrografia de seção delgada mostrando borda de hornblenda retrometamórfica em ortopiroxênio e cristal poiquilítico de hornblenda englobando cristais de ortopiroxênio	61
Figura 7.56: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristais de plagioclásio, piroxênio e olivina coronítica, com coroa interna de ortopiroxênio e externa de anfibólio e espinélio.....	62
Figura 7.57: Diagrama de Pressão-Temperatura-Profundidade, mostrando os campos correspondentes às fácies metamórficas (modificado de Yardley, 1989).	63
Figura 8.1: Detalhe de amostra de gabronorito exibindo sulfetação intercumulus	63
Figura 8.2: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristal subedral de magnetita em meio a massa sulfetada composta por pirrotita e pirita.	66
Figura 8.3: Fotomicrografia de seção polida mostrando lamela de pentlandita inclusa em pirrotita e cristal de calcopirita.	66
Figura 8.4: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristal de pirita, calcopirita e pirrotita.	67
Figura 8.5: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristal cúbico de pirita coexistindo com cristais anedrais de pentlandita, calcopirita e pirrotita.....	68
Figura 8.6: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristal de ilmenita envolto por cristal de pirita.	68
Figura 8.7: Fotomicrografia de seção polida mostrando fratura preenchida por sulfetos.	69
Figura 8.8: Fotomicrografia de seção polida mostrando vênula composta por sulfetos e rutilo.	70
Figura 8.9: Fotomicrografia de seção polida mostrando cristais de rutilo em meio a massa sulfetada composta principalmente por pirrotita.	71
Tabela 9.1: Resultado das análises litoquímicas para elementos maiores e menores	72
Tabela 9.2: Resultado das análises litoquímicas para elementos traço e terras raras.	72
Figura 9.1: Diagrama ternário MgO-FeO-(Na ₂ O+K ₂ O) de classificação genética segundo Irvine e Bargar (1971)	73
Figura 9.2: Diagrama binário de vanádio-titânio segundo Shervais (1982).....	73
Figura 9.3: Análise dos elementos menores e traços normalizados para o condrito segundo Evensen <i>et al</i> (1978)	74
Figura 9.4: Análise dos elementos terras raras normalizados para o condrito segundo Evensen <i>et al</i> (1978)	76

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo I: Mapa de Localização dos Alvos Mangabal Sul, Mangabal Norte e Americano Oeste.

Anexo II: Mapa de Pontos Geológicos do Complexo Mangabal Sul, Escala 1:10000.

Anexo III: Mapa Geológico e de Medidas Estruturais do Complexo Mangabal Sul, Escala 1:10000.

Anexo IV: Mapa de Pontos Geológicos do Complexo Mangabal Norte, Escala 1:10000.

Anexo V: Mapa Geológico e de Medidas Estruturais do Complexo Mangabal Norte, Escala 1:10000.

Anexo VI: Descrições Petrográficas.

RESUMO

Os complexos máfico-ultramáficos de Mangabal Sul e Mangabal Norte são interpretados como corpos estratiformes intrusivos no Arco Magmático de Goiás durante o ciclo Brasileiro, sendo importantes do ponto de vista econômico por abrigarem quantidades significativas de sulfetos de níquel e cobre. Os principais litotipos dos complexos correspondem a gabronoritos, olivina gabronoritos, piroxenitos e peridotitos, que apresentam graus variados de deformação, recristalização e metamorfismo superimposto, com pico metamórfico de fácies anfibolito superior à granulito, evidenciado principalmente pela ocorrência de olivinas coroníticas em rochas metamáficas, além de ocorrer retrometamorfismo sin-cinemático associado ao desenvolvimento da foliação principal Sn. Os planos de foliação Sn apresentam direção preferencial NE-SW, concordante com o padrão de direção de foliação apresentado pelos gnaisses e xistos encaixantes, concordando também com o alongamento geral dos corpos máficos e ultramáficos apresentada em mapa. A fase sulfetada apresenta texturas que indicam remobilização, associadas à ocorrência de quantidades significativas de rutilo em meio ao minério, que reforçam tal ideia. Além dos sulfetos, a ocorrência de quantidades expressivas de óxidos titaníferos como ilmenita e rutilo, tornam a área mais atrativa economicamente. Pode-se sugerir que os complexos de Mangabal Norte e Mangabal Sul são contemporâneos, possuem mesma afinidade genética e foram submetidos aos mesmos processos metamórficos e deformacionais, dada as suas similaridades petrológicas e estruturais.

Palavras-chave: complexos máfico-ultramáficos, Mangabal Sul, Mangabal Norte, sulfeto de níquel, Ciclo Brasileiro

ABSTRACT

The Mangabal Sul and Mangabal Norte mafic-ultramafic complexes are interpreted as intrusive stratiform bodies in the Goiás Magmatic Arc during the Brazilian cycle, being economically important for harboring significant amounts of nickel and copper sulfides. The main lithotypes of the complexes are gabbronorites, olivine gabbbronorites, pyroxenites and peridotites, with variated degrees of deformation, recrystallization and metamorphism superimposed, with metamorphic peak of amphibolite to granulite facies evidenced mainly by the occurrence of coronitic olivine in metamafic rocks and the occurrence of syn-kinematic retrometamorphism associated with the development of the main foliation Sn. The Sn foliation planes show NE-SW preferential direction, consistent with the foliation direction of

the enclosing gneisses and schists, also concordant with the general elongation of mafic and ultramafic bodies displayed on map. The sulfide phase presents textures that indicate remobilization, associated with the occurrence of significant amounts of rutile within the ore which reinforces this idea. Along with the sulfides, the occurrence of expressive quantities of titanium oxides such as ilmenite and rutile, make the area more economically attractive. It can be suggested that the Mangabal Norte and Mangabal Sul complexes are contemporary, have the same genetic affinity and suffered the same deformational and metamorphic processes, evidenced by their structural and petrological similarities.

Keywords: mafic-ultramafic complexes, Mangabal Sul, Mangabal Norte, nickel sulfide, Brazilian cycle

1. INTRODUÇÃO

Os complexos de Mangabal Sul e Mangabal Norte, segundo diversos autores, correspondem a corpos máfico-ultramáficos acamadados, intrusivos e de dimensões relativamente reduzidas se comparados a outros complexos estratiformes.

Esses complexos são importantes do ponto de vista econômico por abrigarem depósitos magmáticos sulfetados de Ni-Cu e são importantes do ponto de vista genético, visto que fazem parte de um conjunto de outras intrusões máfica-ultramáficas de mesma natureza que ocorrem na região, de idade brasileira (em torno de 600 Ma). Depósitos magmáticos sulfetados relacionados a intrusões máfica-ultramáficas em ambientes tectônicos orogênicos compressivos são pouco comuns (Naldrett & Duke 1980 *apud* Silva 2009), o que torna esses corpos atrativos para estudo.

Este trabalho objetiva um melhor entendimento dos corpos máfico-ultramáficos de Mangabal Sul e Mangabal Norte no âmbito regional e local, bem como de suas metalogêneses, considerando as suas inter-relações cartográficas, petrográficas, litoquímicas e genéticas. Pretende-se estabelecer aspectos como: estratigrafia, possível direção do fluxo (ou fluxos) magmático, relação dos corpos com as encaixantes, caracterização da fase sulfetada e classificação genética. Como produto deste trabalho, espera-se a confecção de um mapa geológico na escala 1:10000 dos Alvos Mangabal Sul e Mangabal Norte.

2. ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização e Vias de Acesso

Os complexos de Mangabal Norte e Mangabal Sul, localizam-se nas proximidades da cidade de Sanclerlândia, centro sul do estado de Goiás, que se encontra a 137 km a noroeste da cidade de Goiânia, cujo acesso é feito pelas rodovias GO-060, GO-326 e GO-164.

Mangabal Norte localiza-se a 8 km a sudeste de Sanclerlândia e Mangabal Sul se encontra a 2 km a sudoeste de Mangabal Norte. O principal acesso a Mangabal Norte é a estrada Anicuns-Sanclerlândia que secciona o alvo e o acesso a Mangabal Sul é feito por estrada de terra a partir da estrada Anicuns-Sanclerlândia (Anexo 1).

2.2 Características Fisiográficas e Geomorfológicas

A área de estudo se encontra dentro do domínio morfoclimático do cerrado, caracterizado por chapadas, planaltos e vegetação típica. Apresenta relevo de morros e colinas

com forte dissecação, associado a superfícies regionais de aplainamento entre as cotas de 700 a 800 m com dissecação moderada (SGM 2006).

A 12 km a norte da cidade de Sanclerlândia ocorre uma importante feição geomorfológica denominada de Serra Dourada, de orientação leste-oeste que sofre inflexão significativa para sudoeste ao norte da cidade de Buriti de Goiás. Possui as cotas mais elevadas da região variando em média de 900 a 1000 m (SGM 2009).

A Serra de Mangabal ocorre a 5 km a sudeste de Sanclerlândia, possui orientação nordeste-sudoeste, contorna o alvo Mangabal Norte nos seus limites norte, noroeste e oeste e secciona o alvo Mangabal Sul. A Serra das Divisões possui orientação leste-oeste a norte do alvo Americano Oeste (Anexo 1) e secciona o corpo de Mangabal Norte em sua porção sudeste. Ambas as serras apresentam inflexão parecida com a que ocorre na Serra Dourada (SGM 2009). Segundo Candia (1983), na porção centro sul do complexo de Mangabal Sul ocorre uma feição com orientação nordeste-sudoeste, denominada de serra de São Francisco e que neste local, ocorrem os melhores afloramentos da região. Em Mangabal Norte predominam os terrenos planos, cobertos por pastagens, com alguns topos elevados, onde ocorrem blocos de rochas *in situ*. Em Mangabal Sul ocorrem intercalações de relevo ondulado coberto por latossolo e locais planos, desprovidos de afloramentos, sendo estes na maioria das vezes representados por blocos e matacões (Candia 1983).

A hidrografia é representada de leste para oeste pelas bacias hidrográficas do Rio dos Bois, Rio Turvo, Rio dos Pilões e Ribeirão do Cerrado que correspondem a sub-bacias da região hidrográfica do Rio Paraná, sendo uma área rica em nascentes (SGM 2006). A área apresenta solos podzólicos, cambissolos e predominantemente latossolos, estes com coloração vermelha escura à roxa, geralmente argilosos (SGM 2004).

3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

O trabalho foi dividido em etapas, cuja ordem principal segue abaixo:

- Levantamento bibliográfico e de dados referentes à área de estudo, tanto local quanto regional, a fim de subsidiar as etapas posteriores.
- Mapeamento local dos Alvos Mangabal Sul e Mangabal Norte para o levantamento de informações de campo que auxiliem no entendimento da estratigrafia, das relações de contato com as encaixantes e das estruturas dos complexos;
- Descrição de testemunhos de sondagem específicos para o estudo, sendo dois testemunhos de Mangabal Norte e dois de Mangabal Sul, para auxílio na confecção de seções geológicas, na complementação da etapa de mapeamento e no subsidio ao estudo petrográfico;

- Descrição de lâminas petrográficas dos dois alvos e das encaixantes, para a caracterização dos diferentes litotipos quanto à estrutura, textura, composição modal e gênese, bem como a caracterização da fase (ou fases) sulfetada;
- Análises litoquímicas incluindo elementos maiores, menores e traços, inclusive elementos terras raras, para esclarecimentos quanto à origem do magma e sua evolução;
- Tratamento dos dados obtidos utilizando técnicas e equipamentos adequados, elaboração de tabelas e ilustrações, correlação e integração dos dados, interpretação geral, elaboração de relatórios parciais e da Monografia.

3.1 Descrição das etapas

Durante o levantamento bibliográfico, foram obtidas informações preliminares referentes a geologia regional e local, bem como alguns trabalhos sobre depósitos minerais e gênese de complexos máfico-ultramáficos. Foram obtidos dados regionais e locais, como mapas geoquímicos, geofísicos e dados de pontos geológicos, a fim de subsidiar a etapa de campo.

Para a etapa de campo, foi desenvolvido um mapa geológico preliminar dos alvos Mangabal Sul e Mangabal Norte na escala 1:10000, unindo as informações dos mapas geológicos produzidos pela Metais de Goiás (Metago) e Votorantim Metais; desta forma, foram escolhidas as áreas prioritárias e de interesse para o mapeamento. Juntamente com o mapa geológico, foi utilizado base topográfica 1:100000 do estado de Goiás (folha Sanclerlândia), para o levantamento de drenagens e estradas da região. A etapa de campo ocorreu entre os meses de julho e outubro de 2012 e durante a mesma, foram coletadas amostras para análise petrográfica, com o intuito de melhor caracterizar as rochas observadas nos afloramentos. Para esta etapa, foram utilizados: uma bússola Brunton, um GPS Garmin etrex vista cx, duas cadernetas de campo, uma marreta estwing e uma caminhonete; todos estes materiais cedidos pela Votorantim Metais.

A descrição de testemunhos de sondagem ocorreu nos meses de janeiro, fevereiro, julho e agosto de 2012; posteriormente foi selecionado um furo típico de cada alvo (Mangabal Sul e Norte) onde foram separados alguns intervalos para análise petrográfica, com o intuito de fornecer mais informações a respeito dos litotipos e principalmente para caracterização da fase sulfetada.

A descrição de lâminas petrográficas ocorreu nos meses de agosto, setembro e outubro de 2012, nas dependências do DPM/IGCE da Unesp da cidade de Rio Claro (SP); foi utilizado microscópio marca LEICA para a descrição de seções delgadas e polidas; ao todo, foram

descritas trinta e cinco lâminas, sendo vinte e oito seções delgadas referentes a amostras de campo e sete seções polidas referentes a amostras de testemunho de sondagem, para a caracterização da fase sulfetada. Para a identificação de minerais nas figuras referentes a fotomicrografias de seções delgadas e polidas, foram utilizadas as abreviações propostas por Whitney & Evans (2010) e para a classificação dos litotipos máfico-ultramáficos, adotou-se a nomenclatura proposta por Streckeisen (1974) (Figura 3.1)

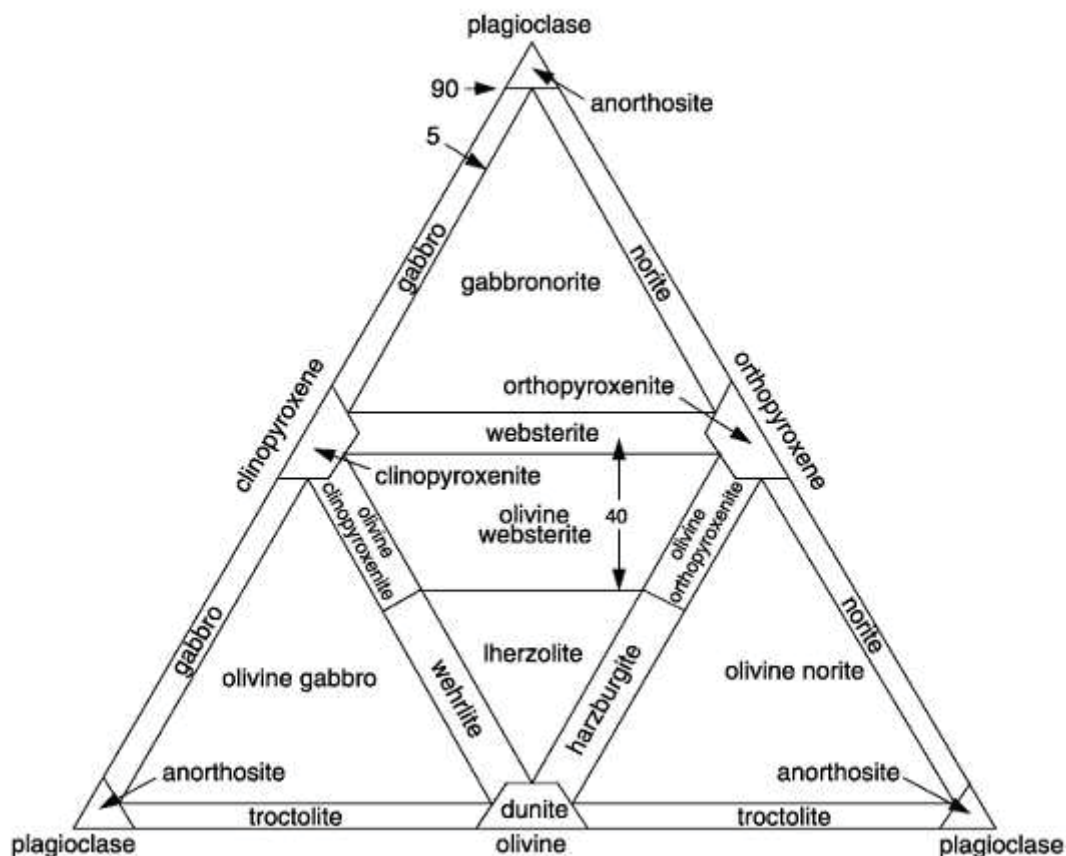


Figura 3.1: Diagrama de classificação modal de rochas máfico-ultramáficas segundo Streikensen (1974).

As análises litoquímicas foram feitas pelo laboratório ALS Chemex na cidade de Goiânia (GO), onde foram analisadas quatro amostras pelo método ME-MS81d que detecta elementos maiores na forma de óxido, menores e traço, incluindo os elementos terras raras; e treze amostras pelo método ME-ICP41, que detecta elementos maiores, menores e traço em ppm. Deste total, somente as quatro amostras feitas pelo método ME-MS81d foram utilizadas para a confecção de gráficos geoquímicos por meio do software MINPET. As demais amostras não foram utilizadas porque a concentração de alguns elementos estava incompatível com a amostra de rocha e com o resultado das análises feitas pelo método ME-MS81d; assim, optou-se por não utilizar tais análises.

Para a confecção do Mapa Geológico escala 1:10000 dos corpos de Mangabal Norte e Mangabal Sul, além dos dados de campo coletados durante este trabalho, foi utilizado mapa

geofísico de magnetometria (sinal analítico) e mapa de geoquímica de solo, ambos da Votorantim Metais, para auxílio no traçado de alguns contatos geológicos. As seções geológicas foram feitas sem sobre-elevação, na escala de 1:10000.

Entre os meses de outubro e novembro de 2012, todas as informações obtidas foram integradas e foi confeccionado o relatório final do trabalho.

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Contexto Geológico e Geotectônico

A área de estudo está inserida no domínio tectônico estrutural da Província Tocantins, situada a oeste do Cráton do São Francisco, que engloba as Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia; o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás. A sua gênese, está relacionada à colisão entre o Cráton Amazônico, o Cráton São Francisco e um terceiro Cráton que se encontra coberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Cráton Rio de La Plata), durante a formação do Gondwana no final do neoproterozóico (Almeida *et al.* 1977) (Figura 4.1).

A porção oriental da Província pode ser dividida em Zona Cratônica; Faixa Brasília – Zona Externa; Faixa Brasília – Zona Interna; Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás (AMG) (Fuck & Fuck *et al.* 1994). Trabalhos mais recentes incluem o AMG e o maciço de Goiás dentro da Faixa Brasília (Pimentel *et al.* 2000, Junges *et al.* 2002, Laux *et al.* 2004) e definem as rochas granulíticas da porção interna da Faixa Brasília de complexo Anápolis-Itaçu (Piuzana *et al.* 2003, Laux *et al.* 2005).

A Zona Cratônica (Cráton do São Francisco) é caracterizada por coberturas sedimentares sub-horizontais ou levemente deformadas, que correspondem aos Grupos Paranoá e Bambuí e seu embasamento granito gnáissico arqueano a paleoproterozóico (Pimentel *et al.* 1996).

A Zona Externa da Faixa Brasília é formada por metassedimentos plataformais dos Grupos Canastra e Paranoá; das Formações Vazante, Ibiá e Minaçu e porções do embasamento. A Zona Interna possui unidades alóctones de mica xistos, associados a sedimentos turbidíticos e químicos, com contribuição vulcanogênica e mélanges ofiolíticas e que correspondem ao Grupo Araxá, além de porções do embasamento (Pimentel *et al.* 1996).

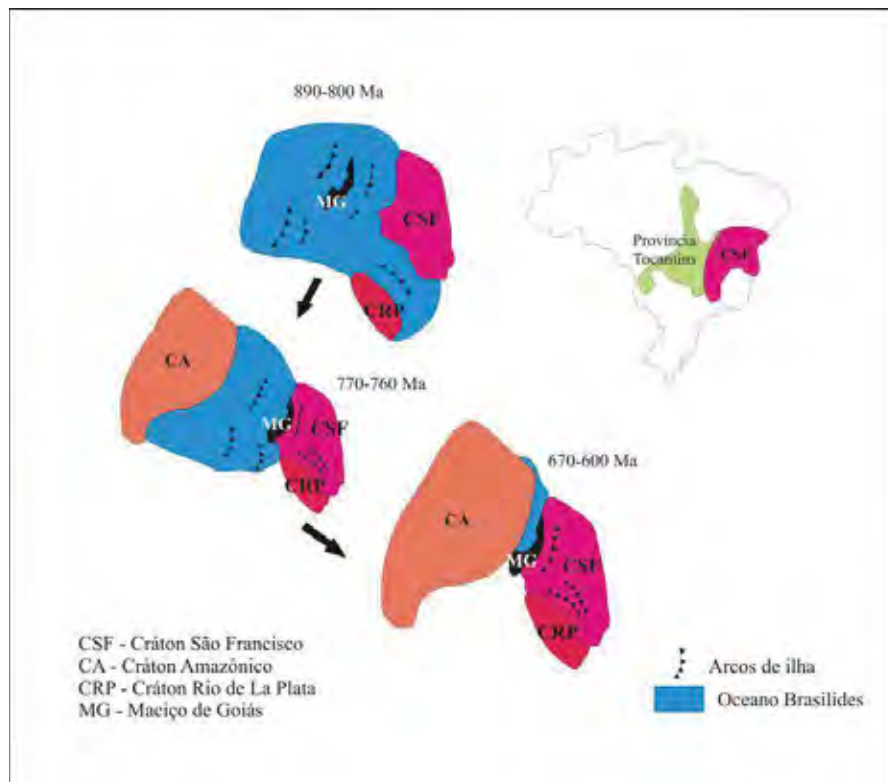


Figura 4.1: Modelo de Evolução Tectônica admitido por Pimentel *et al.* (2000, 2004), com a colisão dos Crátos Amazônico, São Francisco e Rio de La Plata, envolvendo arcos de ilha e o Maciço de Goiás.

O Maciço de Goiás situa-se na porção centro-oeste do estado de Goiás, na porção central da Província Tocantins (Pimentel *et al.* 1996). É composto por rochas arqueanas representadas pelos terrenos granito-gnáissicos e *Greenstone Belts* e por rochas paleo-mesoproterozóicas representadas pelos complexos máfico-ultramáficos e sequências vulcano-sedimentares. A porção exposta do maciço possui forma oval NE-SW e todos os seus limites são tectônicos (Queiroz 2000). Limita-se a norte e a oeste com as rochas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1997); a sul e a sudeste com estreita faixa de rochas metassedimentares e metavulcânicas paleoproterozóicas; a leste e a nordeste com rochas do Grupo Araxá (Pimentel *et al.* 1996). Segundo Fuck *et al.* (1994), o maciço de Goiás possui significado tectônico mal conhecido e já foi interpretado como um alto do antigo embasamento ou como uma micro-placa envolvida no ciclo Brasileiro.

Os complexos máfico-ultramáficos brasileiros estão hospedados no domínio geotectônico da Faixa Brasília, mais precisamente no Arco Magmático de Goiás e no complexo Anápolis-Itauçu que serão detalhados a seguir.

4.1.1 COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU

O complexo Anápolis-Itauçu configura uma extensa faixa NW-SE composta por rochas de alto grau metamórfico que ocorrem na porção central da Faixa Brasília; os litotipos

correspondem a para e orto granulitos, interpretados por diversos autores como fruto do metamorfismo das rochas do Arco Magmático de Arenópolis e do Grupo Araxá (Silva 2009). O complexo faz contato com as rochas do Grupo Araxá por zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo (Moraes *et al*, 2001). Segundo Baldwin & Brown (2008) o complexo possui idade metamórfica de 649 a 634 Ma obtida pelo método U-Pb em zircão, sendo o metamorfismo, consequência do espessamento da litosfera na região de *back arc*, atrás do Arco Magmático de Arenópolis, devido ao estágio terminal de colisão entre o Arco Magmático e o Bloco Paraná durante a amalgamação do Gondwana oeste.

4.1.2 ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

O Arco Magmático de Goiás consiste de seqüências vulcano-sedimentares de idade neoproterozóica e ortognaisses subordinados (Queiroz 2000), cujas assinaturas geoquímicas e isotópicas são características de arco vulcânico (Pimentel *et al*. 1996). Trata-se de crosta juvenil formada entre 900 e 600 Ma que foi acrescida a margem ocidental da faixa Brasília entre 0.78 e 0.75 Ga e afetada pelo ciclo Brasileiro em 620 Ma (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al*. 1994, Pimentel *et al*. 1996). De acordo Junges *et al*. (2002), todas as rochas do arco foram afetadas por metamorfismo de fácies xisto verde à anfibolito.

O AMG é dividido pelo Maciço de Goiás no Arco Magmático de Mara Rosa (porção norte) e no Arco Magmático de Arenópolis (AMA) (porção sul), sendo este último, encaixante dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal Sul, Mangabal Norte e Americano Oeste (Silva 2009). Na área de estudo, o AMA é dividido em uma seqüência composta por ortognaisses e granitóides que datam de 890 a 800 Ma (fase intraoceânica) e de 660 a 600 Ma (fase continental), tidos como consequência de dois eventos magmáticos (Laux *et al*, 2005) e em uma seqüência denominada Anicuns-Itaberaí, detalhada a seguir.

4.1.2.1 Seqüência Anicuns-Itaberaí

A seqüência Anicuns-Itaberaí ocorre na porção centro-leste do Arco Magmático de Arenópolis, próximo ao contato com o complexo Anápolis-Itaúçu. É composta por um conjunto de rochas vulcano-sedimentares, representadas por variedades de mica xistos, anfibolitos, *cherts*, formações ferríferas, margas e rochas ultramáficas. Segundo Laux *et al* (2004), dados isotópicos U-Pb sugerem que esta seqüência faz parte do Arco Magmático de Arenópolis e data do primeiro evento ígneo ocorrido no AMG, entre 890 a 800 Ma (fase intraoceânica).

4.1.3 COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS INTRUSIVOS

Os complexos máfico-ultramáficos intrusivos ocorrem na região centro-sul do estado de Goiás, a noroeste da cidade de Goiânia e encontram-se encaixados nas rochas do Arco Magmático de Arenópolis e do complexo Anápolis-Itauçu (Silva 2009). Segundo Pimentel (2004), os corpos máfico-ultramáficos intrusivos foram originados no segundo evento magmático ocorrido no AMG que data de 630 a 600 Ma e podem ter sido facilitados por eventos distensivos localizados, com fusão parcial do manto em estágio final de arco magmático. As similaridades petrológicas (Silva 2009) e as idades U-Pb obtidas (Laux *et al* 2004), sugerem que os corpos máfico-ultramáficos intrusivos no AMA são contemporâneos ao complexo de Americano do Brasil e foram originados a partir de magmas parentais similares (Tabela 4.1 e Figura 4.2).

4.1.3.1 Os Complexos de Mangabal Sul e Mangabal Norte

Segundo Candia (1983) os complexos de Mangabal Sul e Norte apresentam dimensões relativamente reduzidas e estão encaixados em rochas de parecido substrato siálico distando cerca de 3 km entre si. Segundo o mesmo autor, dados geofísicos e petrográficos confirmam que não há ligação entre os referidos complexos.

O complexo de Mangabal Norte ocupa uma área de aproximadamente 7 km², com litologias dispostas em camadas de direção preferencialmente NE-SW, mergulhando de 20 a 30° para SE. A direção das camadas sofre inflexão para E-W concordantemente a flexura da Serra de Mangabal (Candia 1983). O complexo apresenta três tipos litológicos principais, que correspondem a gabronoritos, olivina gabronoritos e rochas ultramáficas com estruturas foliadas e não foliadas. Os litotipos se encontram na maior parte recristalizados, porém, podem apresentar feições ígneas reliquiares (Candia 1983). As rochas foliadas ocorrem ao longo de faixas que seccionam os intervalos não foliados e correspondem a zonas de falha; são representadas por antofilita xistos e rochas miloníticas e cataclásticas de natureza diversa (Candia 1983). O complexo se encontra encaixado predominantemente em gnaisses de composição diorítica, quartzo diorítica e granodiorítica, de estruturas isotropas à bandadas, de granulação média; podendo ocorrer intercalações de talco xisto no limite sul do complexo. Veios de natureza granítica que cortam as rochas máficas/ultramáficas são pouco frequentes, ocorrendo preferencialmente próximo ao contato com as encaixantes da borda sul (Candia 1983). A falta de afloramentos e a grande quantidade de solo na região dificultam estudos estruturais, bem como o conhecimento das relações de contato entre as rochas do complexo e os gnaisses encaixantes (Candia 1983).

Tabela 4.1: Dados geocronológicos e isotópicos da intrusão de Americano do Brasil e intrusões contemporâneas (Fonte: Silva et al., 2011).

Intrusões	Litologias	Datações				reference
		U-Pb (Ma)	K-Ar (Ma)	Sm-Nd (Ma)	eNd (T)	
Americano do Brasil	dunito, wehrlito, lherzolito, websterito, gabronorito e diorito	631 ± 6 e 626± 8	610 ± 50		+2,1 a +2,7	Laux et al., 2004; Pimentel et al., 2004a; Gioia, 1997
Córrego Seco	gabro e anortosito	623± 13 e 622 ± 6				Laux et al., 2004; Pimentel et al. 2004a
Mangabal	dunito, wehrlito, websterito, gabronorito e diorito		612 ± 8			Gioia, 1997
Santa Bárbara	gabro e anortosito	612 ± 6 e 598 ± 8			+2,2 a +2,6	Laux et al., 2004
Goianira-Trindade	lherzolito, websterito, gabronorito	626± 2		621 ca		Hollanda et al., 2003
Taquaral	lherzolito, websterito, gabronorito	621± 36				Pimentel et al., 2004a
Águas Claras	lherzolito, websterito, gabronorito			642 ca		Pimentel et al., 2003

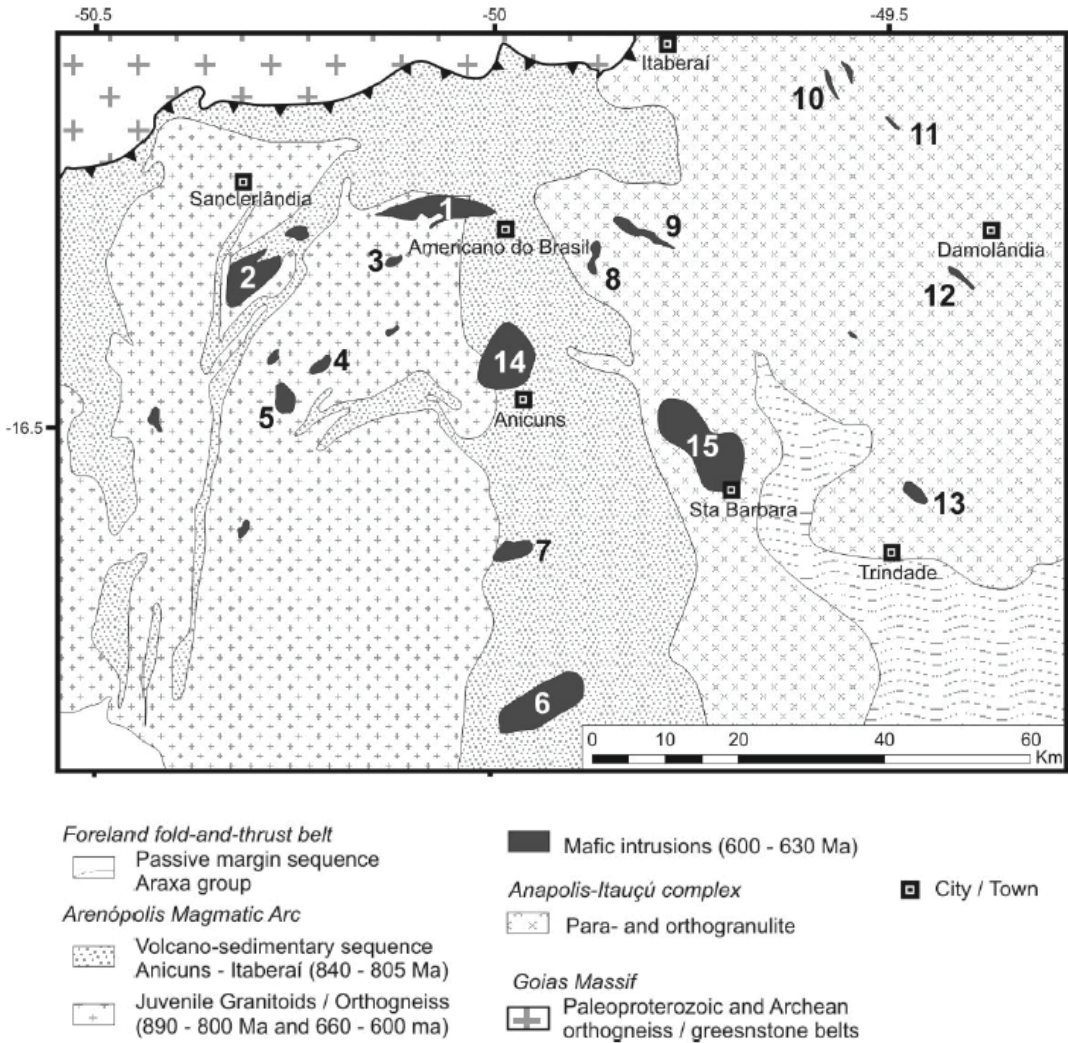


Figura 4.2: Mapa geológico simplificado, indicando as intrusões máficas e máficas-ultramáficas com idades entre 630 a 600 Ma. Intrusões: 1-Americano do Brasil, 2-Mangabal I e II, 3-Água Fria, 4-Adelândia, 5- Fronteira Norte, 6-Palmeiras, 7-Mata Rica e Palmito; 8-Água Claras, 9-Capelinha, 10-Taquaral, 11-Sta Rosa, 12-Damolândia, 13-Goianira-Trindade; 14-Córrego Seco, 15-Santa Bárbara (Fonte: Silva et al., 2011).

O corpo Mangabal Sul apresenta direção NE-SW com 8,5 km de extensão por 5,5 km de largura. Encontra-se encaixado em rochas calciossilicáticas (borda NW e N), em gnaisses de composição diorítica a quartzo diorítica (borda SSW a W), em gnaisses granodioríticos (borda S-SE) e possui intercalações destas litologias na borda norte. Possui em sua porção central a serra de São Francisco, constituída por rochas calciossilicáticas, além de expor as principais rochas do complexo (Candia 1983). O complexo é constituído de rochas de natureza gabróica e metapiroxenitos de granulação média a grossa, com cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio prismáticos, imersos em matriz anfibolítica ou com plagioclásio. Além destas, ocorrem rochas com feições ígneas reliquias, representadas por olivina gabronoritos, gabronoritos e meta ultramafitos (Candia 1983). Segundo Candia (1983), diferentemente de Mangabal Norte, não foram encontradas faixas superficiais de rochas foliadas no complexo, porém, é constante a presença de rochas com feições cataclásticas e miloníticas. Em furos de sondagem é constante a presença de intervalos foliados, de veios de natureza granítica e de fraturamento, indicando que a sequência litológica original foi deslocada e deformada por processos tectônicos. Os contatos entre os diferentes litotipos do complexo com as respectivas encaixantes também não podem ser definidos com clareza devido à falta de afloramentos e a espessa camada de solo na região, porém, dados geofísicos indicam contato tectônico entre as rochas do complexo e as rochas encaixantes (Amadeus A. Pfrimer *apud* Candia 1983). Ao longo da Serra de São Francisco são encontrados xenólitos de rochas calciossilicáticas em meio às rochas do complexo; apófises gabróicas penetrantes na sequência calcossilicatada e feições híbridas nos afloramentos, evidenciando caráter intrusivo das rochas do complexo nas rochas calciossilicáticas encaixantes (Candia 1983).

5 HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO MINERAL LOCAL

O complexo Americano do Brasil foi reconhecido pela primeira vez em 1969 durante as atividades de mapeamento referentes ao trabalho de conclusão de curso dos alunos do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). Durante o início e meados da década de 1970 a empresa estatal Metais de Goiás S/A (METAGO) assumiu os trabalhos de prospecção e definição de recursos minerais associados a esta intrusão e outras correlatas.

Nesta época foram definidos dois corpos de minério de Ni-Cu sulfetado, designados de S1 e S2, no complexo de Americano do Brasil nas margens do Córrego do Salgado. Logo após, foram feitos testes da economicidade para a exploração das reservas e iniciado o desenvolvimento de uma galeria exploratória. No entanto, o baixo preço das commodities metálicas motivou a paralisação das obras em 1980.

No início da década de 1990 a área foi reavaliada pelas empresas Western Mining (WMC) e Rio Tinto, as quais desenvolveram alguns furos de sondagem e optaram por não fechar a compra da área com a METAGO. Em 2004, diante de uma melhora no cenário econômico mundial, a área foi encaminhada para licitação pública, vencida pela empresa Prometálica Mineração Centro Oeste S.A., que é uma associação de capital nacional com capital canadense (Grupo Jaguar). Todavia, a exploração econômica dessas reservas só iniciou a partir 2006 quando a Votorantim Metais Ltda firmou uma *joint venture* com a Prometálica Mineração Centro-Oeste S/A, motivada pelo alto preço da commodity Ni no mercado mundial.

6 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS DEPÓSITOS DE NÍQUEL SULFETADO

Cerca de 60% do níquel mundial provêm de sulfetos de Fe-Ni-Cu associados a intrusões ou derrames de rochas máfica-ultramáficas; outra grande parte dos depósitos de Ni se encontram relacionados a limonitização e saprolitização de rochas máfica-ultramáficas (minério secundário) e uma pequena quantidade de Ni é obtida em depósitos de minerais do grupo da platina (PGE), associados a intrusões acamadadas.

A gênese destes depósitos segundo Craig & Vaughan (1981) está relacionada à separação de um fundido imiscível óxido-sulfetado do fundido silicatado saturado em enxofre, em algum momento durante o posicionamento crustal do magma, em temperatura de aproximadamente 900°C. Assim os produtos da cristalização do fundido sulfetado poderão precipitar-se nos interstícios dos cristais silicatados previamente cristalizados formando uma sulfetação *intercumulus*, ou precipitar-se antes da cristalização dos silicatos, formando “bolsões” ou até mesmo texturas brechóides. Estudos de equilíbrio de fases nos sistemas Cu-Fe-Ni-S e Fe-O-S indicam que a primeira fase cristalizada, chamada de solução sólida monosulfetada (*mss* – *monosulphide solid solution*) é composta por pirrotita niquelífera e cuprífera, podendo ocorrer magnetita associada. Conforme ocorre a diminuição da temperatura, o *mss* começa a se tornar instável, gerando exsoluções diversas como de calcopirita, pentlandita e pirita, dependendo da composição do fundido sulfetado, além de gerar outras fases minerais relacionadas a diversos metais que podem se ligar ao Sb, Bi, Te, e As, sendo que a decomposição completa do *mss* se dá a aproximadamente 200°C, podendo ocorrer exsolução de pentlandita da pirrotita em até 100°C.

Segundo Naldrett (2010) o líquido sulfetado imiscível se forma quando o magma se aloja em determinada porção da crosta e sofre resfriamento, cristalização e interação com as

rochas encaixantes, podendo ser deslocado juntamente com o magma para porções superiores da crosta, provocando a cristalização de sulfetos durante a sua ascensão (Figura 6.1).

Segundo Barnes e Lightfoot (2005) existem grandes quantidades de ocorrências de sulfeto de Ni-Cu, porém, só uma parte reduzida deste montante se torna um depósito economicamente viável. Os minerais que abrigam o Ni e o Cu em depósitos sulfetados magmáticos, correspondem a uma associação mineral com intercrescimentos entre pirrotita (Fe_7S_8), pentlandita ($[\text{Fe,Ni}]_9\text{S}_8$) e calcopirita (FeCuS_2); em alguns casos (como em Noril'sk-Talnalk) os minerais de Cu incluem a cubanita (Fe_2CuS_3), *mooihookite* ($\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$) e *talnakhite* ($\text{Cu}_9[\text{Fe,Ni}_8]\text{S}_{16}$); a magnetita pode ocorrer associada a estes sulfetos em quantidades de 1 a 15%, podendo ocorrer com frequência magnetita titanífera, com lamelas de exsolução de ilmenita ou ulvoespinélio (Craig & Vaughan 1981). Os sulfetos primários de Ni e Cu, podem sofrer processos intempéricos e hidrotermais, gerando uma mineralogia secundária composta por bravoita, violarita, óxidos de Cu e Cu nativo. Durante processos metamórficos pode ocorrer oxidação e a pirrotita tende a se transformar em magnetita.

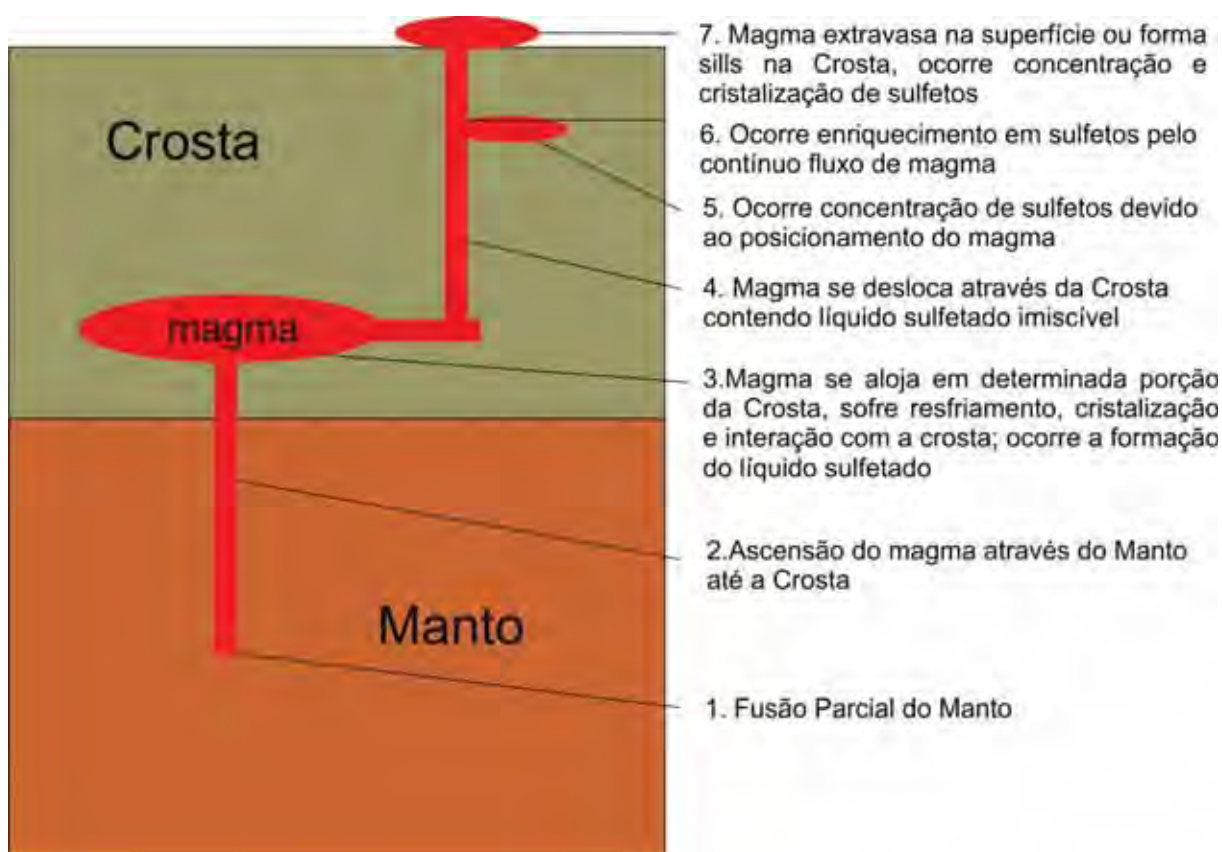


Figura 6.1: Esboço dos estágios de formação de depósitos de Ni-Cu sulfetados a partir da fusão parcial do Manto até a sua cristalização no interior ou no exterior da crosta (modificado de Naldrett 2010).

Depósitos de Ni sulfetado são importantes, pelo fato dos sulfetos por vezes apresentarem teores significativos de Au, PGE, Co e Cu, o que os torna mais atrativos economicamente; o Co pode ser encontrado em quantidades significativas substituindo o Ni

em pentlanditas; os elementos PGE, conhecidos como elementos do grupo da platina são encontrados em arsenetos, sulfetos, em fases de antimônio, em fases de bismuto e em muitos casos, há grande proporção de Pd contido em solução sólida na pentlandita (Paktunc *et al.*, 1990; Distler 1994 *apud* Barnes e Lightfoot, 2005).

Segundo Barnes e Lightfoot (2005) a sulfetação pode ser classificada em disseminada, matriz ou rede (*net*) e em maciça, de acordo a textura da rocha hospedeira juntamente com a quantidade de sulfeto presente na rocha. O sulfeto tipo disseminado é aquele cuja quantidade modal de sulfeto no intervalo está entre 1 e 33% e o mesmo não se encontra interconectado entre os grãos silicáticos; o tipo matriz ou rede (*net texture*) é aquele cuja quantidade modal geralmente está entre 33 e 66% e o mesmo se encontra interconectado entre os grãos silicáticos; já o tipo semi maciço ou maciço é aquele cuja quantidade modal de sulfeto ultrapassa os 66%.

7 GEOLOGIA LOCAL

Este tópico apresenta os resultados obtidos com a etapa de mapeamento geológico, descrição de testemunhos de sondagem e descrição de lâminas petrográficas, dados estes, apresentados de forma separada para os complexos de Mangabal Sul e Mangabal Norte.

7.1 Mangabal Sul

O complexo de Mangabal Sul configura um corpo composto por rochas máficas e ultramáficas de aproximadamente 7 x 5 km², encaixado em rochas gnáissicas e xistos. Os afloramentos se apresentam escassos em meio ao solo, com predomínio de blocos rochosos que por vezes, configuram pequenas cristas. Os melhores afloramentos se encontram nas bordas oeste, noroeste e norte, próximos aos contatos do complexo com as rochas encaixantes e na porção centro-sul do complexo, onde ocorre a Serra de São Francisco.

Dentro do complexo, os principais litotipos são representados por rochas máficas tais como gabros, gabronoritos noritos e por rochas ultramáficas tais como piroxenitos e peridotitos, além de rochas calciossilicáticas e formações ferríferas. Todos os litotipos encontrados apresentam graus variados de metamorfismo, recristalização e deformação em diversos pontos, sendo assim encontrados tremolititos, gnaisses dioríticos a quartzo dioríticos e anfibólio xistos.

Nos tópicos seguintes, são descritos os principais litotipos reconhecidos na área, integrando os dados obtidos com o trabalho de campo, a análise de testemunhos de sondagem e de lâminas petrográficas.

7.1.1 LITOTIPOS PRINCIPAIS E CORRESPONDENTES RECRISTALIZADOS

7.1.1.1 Gabros, Noritos, Gabronoritos e Troctolitos

Os gabros, noritos e gabronoritos são os principais representantes máficos do complexo e ocorrem por praticamente toda a área; a variação lateral entre os litotipos se apresenta muito dinâmica e por isso não foi possível a sua separação em mapa. Entre os diversos afloramentos e até mesmo em um único afloramento, observam-se variações significativas entre as fases minerais, com variações na quantidade de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio o que por vezes dificulta a classificação macroscópica.

Em campo, os gabros se apresentam geralmente com coloração esverdeada, de granulação fina a média, com alguns exemplares de granulação grossa, compostos essencialmente por clinopiroxênio e plagioclásio, com anfibólio e ortopiroxênio subordinados; possuem textura granoblástica a nematoblástica e estrutura isótropa a gnáissica, dependendo do grau de deformação. Os cristais de clinopiroxênio se apresentam com coloração verde escura e apresentam clivagem; o plagioclásio possui coloração esbranquiçada a avermelhada e frequentemente é possível identificar geminação polissintética, podem ser do tipo *cumulus* quando formam cristais subedrais e do tipo *intercumulus* quando preenchem os interstícios entre cristais de piroxênios. Os anfibólios podem se apresentar com coloração verde escura a verde e nem sempre é possível diferencia-los dos cristais de clinopiroxênio em amostra de mão; em alguns afloramentos na porção noroeste do complexo, ocorrem porfiroblastos milimétricos a centimétricos de anfibólio em meio a matriz de clinopiroxênio e plagioclásio, sendo mais fácil a sua distinção.

Os noritos possuem coloração cinza a marrom claro, granulação fina a média e são compostos essencialmente por ortopiroxênio, plagioclásio e subordinadamente por anfibólio e clinopiroxênio, podem apresentar textura cumulática, granoblástica e nematoblástica e estrutura isótropa a levemente gnáissica. Os cristais de ortopiroxênio apresentam-se com coloração marrom clara a bege, euedrais a subedrais, com clivagem nítida; por vezes configuram fenocristais em meio a matriz de ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio; o plagioclásio é predominantemente do tipo *cumulus* e pode apresentar coloração esbranquiçada à levemente avermelhada, com cristais *intercumulus* subordinados.

Os gabronoritos (Figura 7.1) são compostos essencialmente por clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio com anfibólio subordinado que pode apresentar-se na forma de poiquiloblastos de até 6 mm em meio a matriz gabronorítica com granulação média de aproximadamente 2 mm (Figura 7.2); possui características intermediárias entre os dois litotipos descritos anteriormente que não convém repetir. Em alguns locais observou-se a

presença de olivina, de coloração verde escura a preta, associada aos cristais de piroxênio, correspondendo a olivina gabros, olivina noritos e olivina gabronoritos.

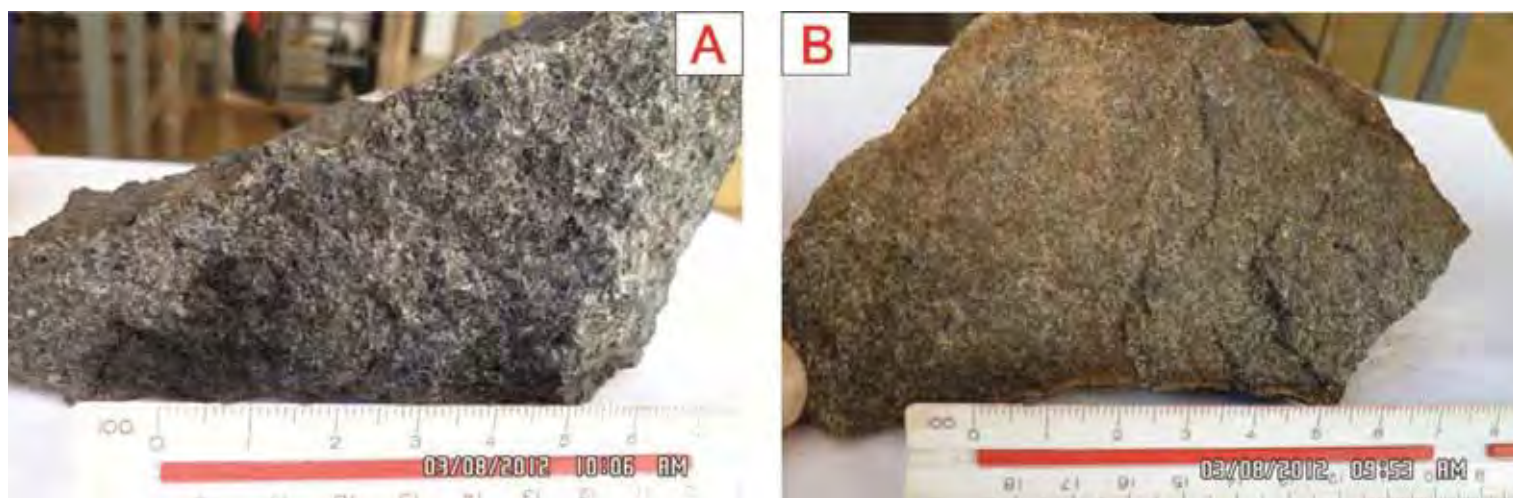


Figura 7.1: Detalhe de amostra de gabronorito com tendência norítica, rico em opx (A) e de metagabronorito com textura granoblástica (B) dos pontos BV052 e BV012, respectivamente.



Figura 7.2: Detalhe de amostra de hornblenda mela gabronorito exibindo poiquiloblastos de hornblenda de coloração escura em meio a matriz mais fina composta por ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio (ponto BV011).

Em lâmina delgada, os gabronoritos apresentam texturas granoblásticas orientadas a isotropas, podendo apresentar texturas ígneas reliquias, tipicamente cumuláticas, com cristais subedrais de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio na fase *cumulus* e de plagioclásio e anfibólio na fase *intercumulus* (quando esta se encontra presente) e a estrutura pode ser orientada (gnáissica) ou maciça. Em algumas seções delgadas (ex: BV012) ocorre

estrutura orientada por fluxo magmático, dada por cristais de ortopiroxênio orientados, gerando domínios lenticulares com cristais parcialmente recristalizados, sem bandamento nítido (Figura 7.3).

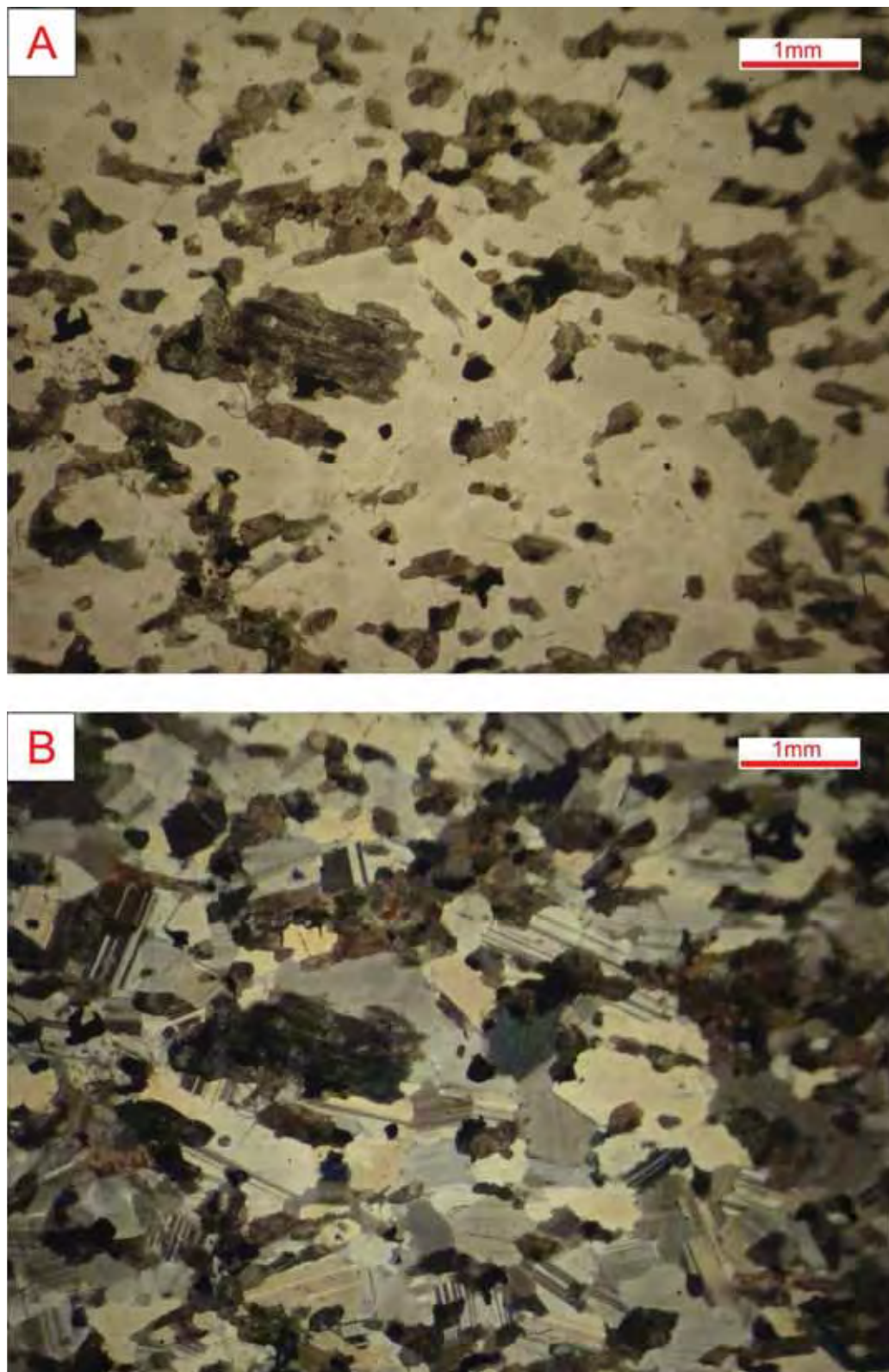


Figura 7.3: Fotomicrografia de seção delgada em luz transmitida com polarizadores descruzados (A) e cruzados (B) mostra estrutura levemente orientada de cristais de piroxênio e anfibólio (marrom-esverdeados) em meio aos cristais de plagioclásio (esbranquiçados), possivelmente gerada por fluxo magmático (BV012).

O ortopiroxênio possui composição no campo da enstatita/ferrosilita, com tamanhos entre 0,2 e 3 mm, coloração amarronzada, hábito subedral, em cristais prismáticos a tabulares, com bordas de reação de hornblenda esverdeada a alaranjada e frequentemente exibem exsoluções de clinopiroxênio. O clinopiroxênio possui composição no campo do diopsídio e corresponde a cristais subedrais, esbranquiçados a levemente amarronzados, geralmente mais fibrosos e também exibem exsoluções de ortopiroxênio e bordas de reação de anfibólio. O plagioclásio possui coloração esbranquiçada, hábito subedral a anedral, com cristais tabulares, constantemente apresentando geminação polissintética e carlsbad, com alguns cristais parcialmente saussuritizados, formando massa microcristalina composta por carbonato, sericita e epidoto; possui composição variável, predominando a labradorita/bytownita e podem ocorrer tanto na fase *cumulus*, formando cristais individuais fruto de cristalização magmática, quanto na fase *intercumulus*, exibindo textura poiquilítica englobando cristais de piroxênio, sendo o resultado do aprisionamento de líquido magmático residual entre os interstícios dos cristais previamente cristalizados, que geralmente correspondem a piroxênios. O anfibólio tipo hornblenda ocorre na forma de cristais anedrais poiquilíticos, de coloração castanha-esverdeada ou como borda de reação em piroxênios de coloração esverdeada.

Os gabronoritos com olivina possuem essencialmente ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e olivina, com anfibólio subordinado; são os litotipos máficos mais interessantes do complexo por frequentemente corresponderem a metatroctolitos, caracterizados pela presença de plagioclásio e olivina na fase *cumulus*, podendo conter piroxênios na fase *cumulus*, *intercumulus* e como coroas de reação metamórfica envolvendo cristais de olivina no contato com os cristais de plagioclásio, que será discutida no capítulo de metamorfismo.

A olivina apresenta hábito subedral, com cristais sub-arredondados ou alongados quando estão quase totalmente consumidos pelo processo de coronitização; apresentam por vezes inclusões de minerais opacos e serpentina nos planos de fratura. O anfibólio tipo edenita ocorre como borda externa de olivinas coroníticas, formando uma textura simplectítica, intercrescidos com cristais de espinélio esverdeado. Além dos minerais já citados, ocorrem como minerais acessórios e traços dos representantes máficos do complexo, quantidades variáveis de carbonato, minerais opacos, apatita, biotita, rutilo e flogopita.

7.1.1.2 Piroxenitos e Peridotitos

Os piroxenitos do complexo de Mangabal Sul em sua grande maioria apresentam-se anfibolitizados (metapiroxenitos), mas preservam quantidades significativas de orto e clinopiroxênios; possuem pouco plagioclásio e este é predominantemente do tipo *intercumulus*. A textura é nematoblástica nos tipos anfibolitizados e a estrutura é xistosa

(Figura 7.4), com cristais de piroxênios (orto e clino) e anfibólios orientados. Em alguns pontos, observam-se porções reliquias de piroxenito com textura ígnea, cumulática, apresentando pouco plagioclásio *intercumulus* (Figura 7.5).



Figura 7.4: Afloramento em blocos de metapiroxenito/metaperidotito, com detalhe para a amostra de rocha alterada de coloração bege (ponto BV046).



Figura 7.5: Detalhe de ortopiroxenito em testemunho de sondagem, exibindo textura cumulática, composto predominantemente por cristais de ortopiroxênio (seta vermelha).

Frequentemente as amostras piroxeníticas apresentam moderado a forte magnetismo, o que pode ser explicado pela geração de magnetita a partir da liberação de Fe por parte das olivinas, o que os caracteriza como olivina metapiroxenitos ou metaperidotitos. Nos peridotitos e em olivina piroxenitos (Figura 7.6) é possível identificar cristais reliquias e pseudomorfos de olivina, de coloração escura, geralmente magnéticos, muitas vezes de difícil identificação por estarem inclusos em piroxênios. Os metapiroxenitos e metaperidotitos (Figura 7.9) geralmente se encontram bastante alterados, oxidados, anfibolitizados e talcificados, sendo menos frequentes os tipos não alterados, pouco anfibolitizados e com texturas ígneas reliquias.

Os litotipos com textura e estrutura ígnea reliquiar (em lâmina delgada), variam composicionalmente de ortopiroxenitos, com cristais de clinopiroxênio subordinados, à websteritos com quantidades semelhantes de orto e clinopiroxênios; a granulação varia de média a grossa, com textura granular hipidiomórfica ou tipicamente cumulática (Figura 7.8), com cristais de clino e ortopiroxênio da fase *cumulus* e cristais de plagioclásio e anfibólio com texturas poiquilíticas, da fase *intercumulus* (Figura 7.7), com estrutura isotrópica a levemente nematoblástica.

O ortopiroxênio possui composição no campo das bronzitas, hábito prismático, coloração amarronzada, com tamanho dos cristais entre 0,6 e 2,5 mm e frequentemente exibem lamelas de exsolução de clinopiroxênio. O clinopiroxênio possui composição no campo do diopsídio, possui hábito e tamanhos variáveis, semelhante ao ortopiroxênio, apresenta aspecto turvo, manchado, dado por lamelas de exsolução de ortopiroxênio. O anfibólio ocorre como cristais poiquiloblásticos, de até 5 mm, de coloração acastanhada ou como borda de reação em ortopiroxênio e clinopiroxênio de coloração esverdeada, além de ocorrer na forma de inclusões no interior de cristais de piroxênios; alguns cristais apresentam coroa esverdeada, evidenciando diminuição da temperatura durante a cristalização desta fase cristalina. O plagioclásio apresenta composição de labradorita/bytownita, hábito tabular, anedral a subedral, coloração esbranquiçada, exibindo geminação polissintética e carlsbad, geralmente preenchendo interstícios entre os cristais de piroxênio, formando textura poiquilítica, alguns cristais apresentam zoneamento. Como minerais acessórios ou traço, foi encontrado biotita, carbonato, sericita, apatita e minerais opacos.

Os tipos mais recristalizados e metamorfisados podem conter quantidades variáveis de clorita, antofilita, tremolita e talco, com predominância de tipos anfibolitizados, com textura nematoblástica e estrutura xistosa, de granulação fina a média, localmente apresentando cristais reliquias de piroxênios ou olivina. A amostra do ponto BV046 é composta essencialmente por clino e ortoanfibólio (tremolita e antofilita, respectivamente), clorita e

minerais opacos (pseudomorfos de olivina), formando uma textura nematoblástica ou em feltro, com estrutura isótropa a levemente orientada.



Figura 7.6: Detalhe de olivina piroxenito grosso (ponto BV063).

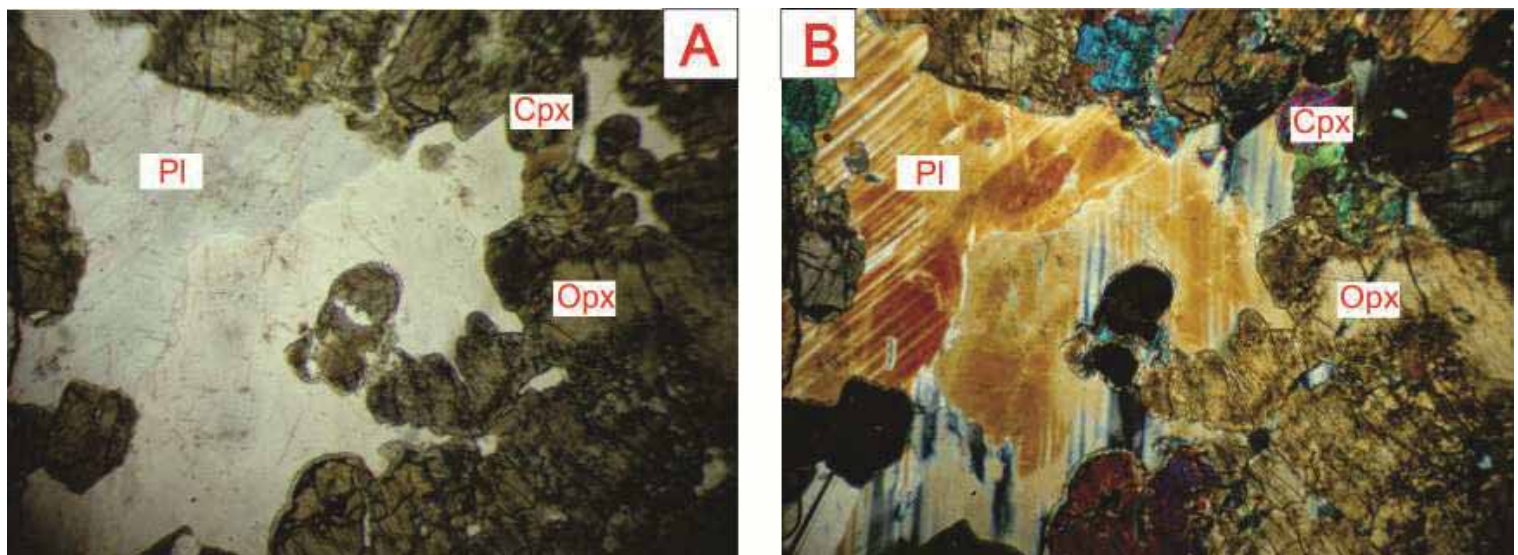


Figura 7.7: Fotomicrografia de piroxenito em seção delgada (websterito) com polarizadores descruzados (A) e a polarizadores cruzados (B), exibindo plagioclásio *intercumulus* englobando alguns cristais de piroxênio.

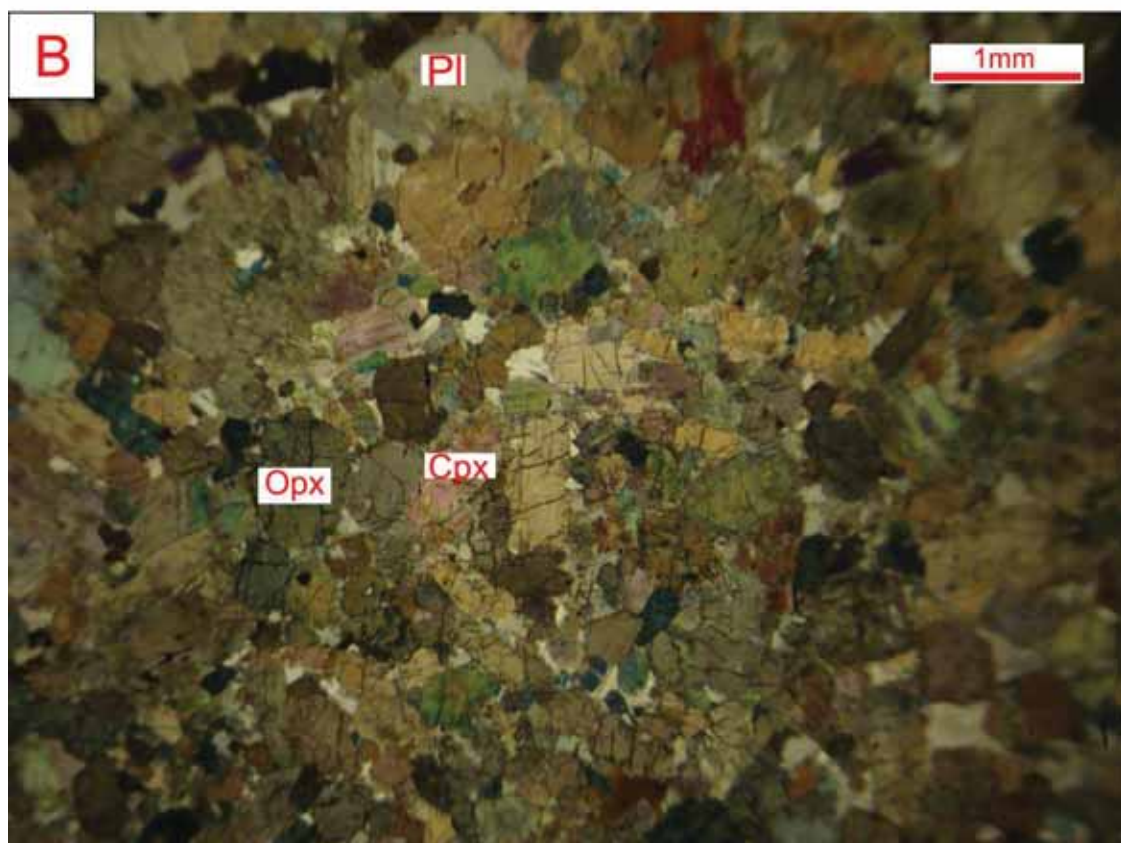
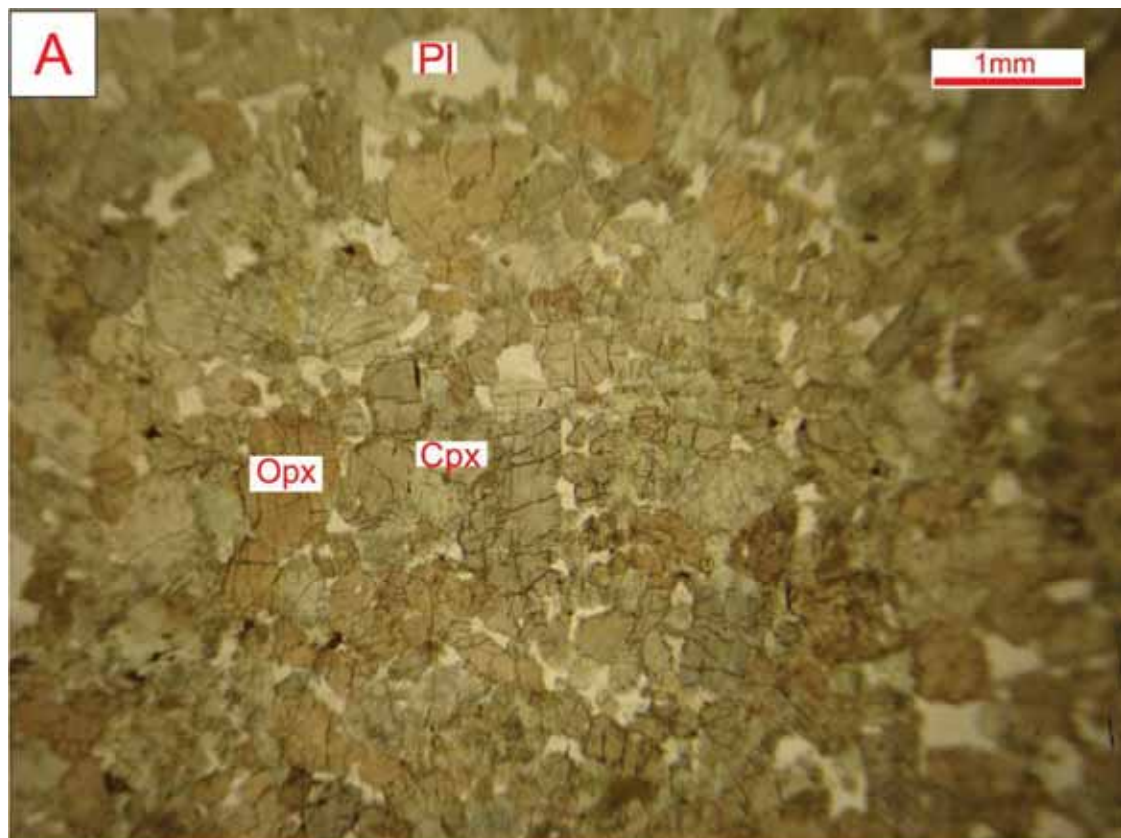


Figura 7.8: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida a polarizadores descruzados (A) e a polarizadores cruzados (B) mostrando textura mesocumulática em piroxenito, com cristais prismáticos de ortopiroxênio e clinopiroxênio *cumulus* e plagioclásio intersticial *intercumulus*.



Figura: 7.9: Detalhe de metaperidotito anfibolitizado e alterado, com pseudomorfos de olivina de coloração escura (ponto BV046).

7.1.1.3 Biotita Anfibólio Gnaisses, Gnaisses de Composição Calciossilicática, Formações Ferríferas e Anfibolitos

Os biotita gnaisses são encontrados nas bordas do complexo de Mangabal Sul e fazem contato direto com formações ferríferas, rochas de natureza calciossilicática e com as rochas máfica-ultramáficas do próprio complexo. Podem apresentar composição variada, de diorítica a granodiorítica, com quantidades variadas de quartzo e feldspatos, anfibólio e biotita.

Na porção sul do complexo, ocorrem feições migmatíticas, com bandas deformadas de quartzo e predominantemente feldspatos, intercaladas a bandas com anfibólio e biotita, podendo ocorrer cristais milimétricos de granada (Figura 7.10B); veios e vênulas pegmatíticas compostas por feldspato alaranjado, quartzo leitoso e anfibólios escuros são frequentes, geralmente subparalelas ao plano de foliação.

Na porção norte e na porção noroeste do complexo, os gnaisses apresentam-se menos migmatizados, porém a estrutura gnáissica é evidente, com intercalações de bandas máficas e bandas ricas em feldspatos que por vezes se encontram boudinadas (Figuras 7.10A e 7.11)



Figura 7.10: Blocos de gnaiss: biotita gnaiss (ponto BV077) exibindo bandamento composicional subparalelo a foliação (A) e bloco de anfibólio gnaiss (ponto BV165) exibindo feições migmatíticas, com vênulas feldspáticas deformadas (B).



Figura 7.11: Detalhe de amostra de biotita gnaiss (ponto BV033).

As Formações Ferríferas (Figuras 7.12, 7.13 e 7.14) foram observadas nas bordas Noroeste, Oeste e Norte, além de algumas faixas envolvendo a porção sudeste da Serra de São Francisco, na região centro-sul do complexo. Afloram geralmente em associação com rochas calciossilicáticas e os gnaisses das bordas do complexo; podem ser da fácies óxido (tipo mais frequente) quando compostos essencialmente por hematita, magnetita e quartzo ou da fácies intermediária entre fácies óxido e fácies silicática, quando possuem magnetita, clinopiroxênio, quartzo e feldspatos essenciais, sendo a granada um mineral acessório em ambos os litotipos. Geralmente, estas rochas são bandadas e podem ser magnéticas (mais frequente) ou não. Nos afloramentos da borda norte do complexo, são constantes as intercalações entre rochas calciossilicáticas e Formações Ferríferas, onde foram observadas semelhanças mineralógicas entre os tipos, sugerindo natureza semelhante para a gênese destas.



Figura 7.12: Amostras de rocha calciossilicática/ formação ferrífera com estrutura gnáissica incipiente (A) e nítida (B), dos pontos BV070 e BV032, respectivamente.



Figura 7.13: Detalhe de amostra de formação ferrífera fácies óxido, composta por hematita, magnetita e quartzo (ponto BV016).

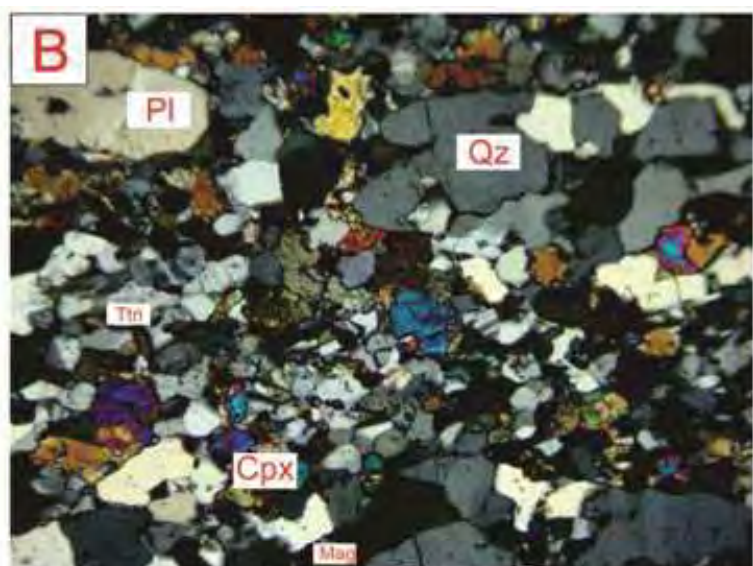
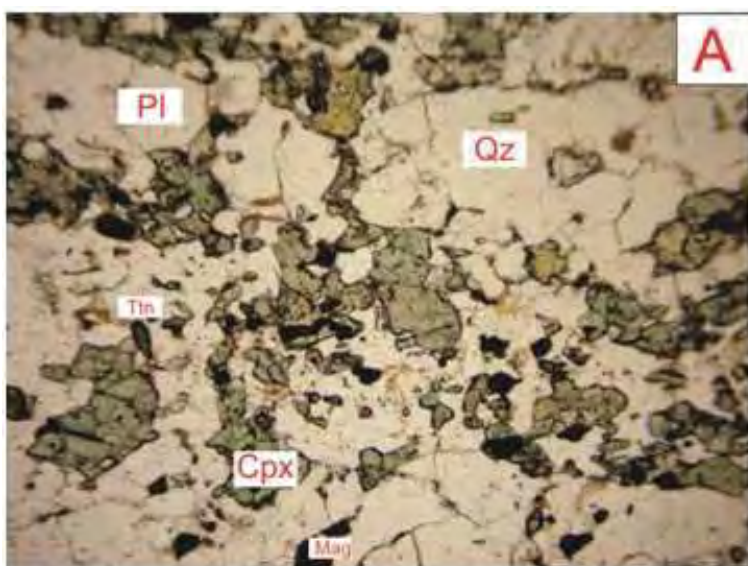


Figura 7.14: Fotomicrografia de calciossilicática/ formação ferrífera com cristais de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, titanita e magnetita, a polarizadores descruzados (A) e a polarizadores cruzados (B), do ponto BV070.

As rochas de natureza calciossilicática são observadas nas bordas noroeste, norte e ao longo da Serra de São Francisco, configurando os morrotes de maior cota na área juntamente com anfibólio gnaisses; as rochas calciossilicáticas correspondem a gnaisses formados por bandas ricas em cristais de piroxênio, anfibólio, granada, feldspatos, quartzo e epidoto, intercaladas, reconhecidas em amostra macroscópica (Figura 7.15).

Em seção delgada, os cristais apresentam-se orientados, com níveis ricos em clinopiroxênio intercalados a níveis ricos em quartzo. A rocha é composta essencialmente por clinopiroxênio esverdeado (hedenbergita), quartzo, epidoto e granada (andradita/grossulária), com quantidades significativas de titanita e plagioclásio (Figura 7.16). Os aspectos texturais e mineralógicos observados são típicos de rocha meta sedimentar com contribuição vulcanogênica, evidenciado pelo significativo conteúdo em titanita encontrado; o microclínio ocorre de forma significativa nas seções observadas, podendo significar entrada de magma granítico no sistema.



Figura 7.15: Detalhe de amostra de calciossilicática, exibindo bandas milimétricas ricas em granada, epidoto e clinopiroxênio (ponto BV069).

Na porção central e nordeste do complexo, foi definida uma unidade geológica composta por rochas calciossilicáticas, formações ferríferas, anfibólio gnaisses e metamáficas metassomatizadas, conjunto este que ocorre aflorando ao longo da serra de São Francisco e em áreas adjacentes (Anexo III). Nesta área, ocorrem rochas não foliadas com texturas e estruturas semelhantes às rochas metamáficas descritas, porém, com mineralogia semelhante a rochas calciossilicáticas, com quantidades significativas de granada e epidoto, podendo se tratar de rochas calciossilicáticas sem bandamento nítido ou de rochas metamáficas

metassomatizadas, sendo necessário um maior número de lâminas petrográficas para melhor caracterizar e diferenciar estas rochas.

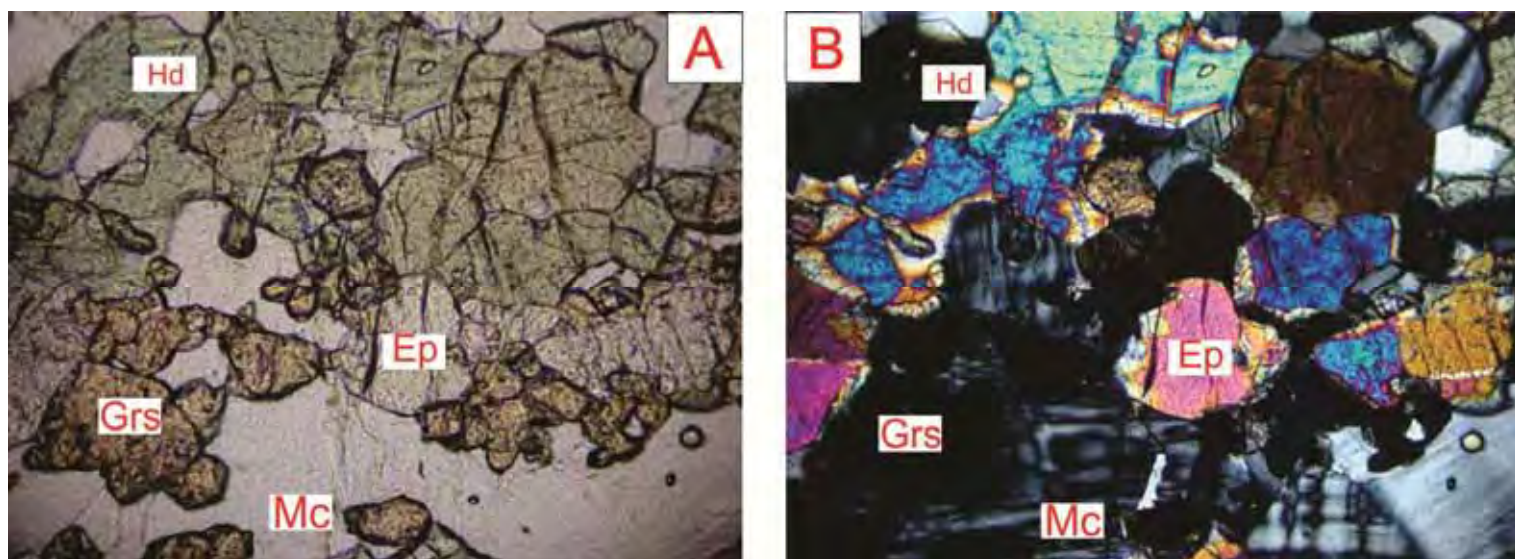


Figura 7.16: Fotomicrografia de calciossilicática em seção delgada (ponto BV069) a polarizadores descruzados (A) e a polarizadores cruzados (B), mostrando cristais de microclínio associados a hedenbergita, epidoto e grossulária.

Em alguns pontos foram encontrados blocos de anfibolito, compostos essencialmente por cristais de anfibólio e plagioclásio, geralmente associados a blocos de quartzo e pegmatito heterogêneo. Este tipo apresenta forte deformação, com porções de estrutura gnáissica, observada em amostra macroscópica (Figura 7.17) e em lâmina petrográfica.



Figura 7.17: Detalhe de anfibolito exibindo estrutura levemente gnáissica, com cristais escuros de anfibólio + opacos e esbranquiçados de plagioclásio (ponto BV062).

Em lâmina delgada do ponto BV065, ocorre grande quantidade de magnetita inclusa em cristais de anfibólio, formada provavelmente devido à liberação de ferro pelos mesmos, sendo este processo, observado em várias rochas do complexo.

7.1.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E ESTRATIGRAFIA

Durante a etapa de mapeamento geológico, foi possível entender melhor a distribuição dos litotipos, obter medidas estruturais e estabelecer alguns contatos geológicos, o que não é fácil de estabelecer em campo com muita precisão devido a extensa cobertura de solo da região. As medidas estruturais foram obtidas principalmente nas bordas do complexo de Mangabal Sul e ao longo da Serra de São Francisco, porém, foram feitas algumas medidas no interior do complexo em afloramentos de blocos, quando estes apresentavam algum padrão estrutural. As rochas do complexo constantemente exibem uma foliação marcada pela orientação dos minerais, denominada de S_n em função da relação com a foliação principal observadas nas encaixantes. Esta estrutura apresenta grau variado de desenvolvimento, sendo bem marcada nas encaixantes e apenas localmente nas ultramáficas, por vezes forma dobras e pequenas crenulações. No plano dessa estrutura localmente é observada lineação mineral e/ou de estiramento, com direção geralmente paralela ou subparalela à direção de foliação, observada em gnaisses da borda sul e em calciossilicáticas da borda norte e no centro-sul da área. Em praticamente todos os afloramentos, observou-se padrões de fraturamento, geralmente com mergulhos acentuados, subverticais, além de indicadores cinemáticos macroscópicos em alguns pontos, representados por veios pegmatíticos e aplíticos deformados. Em toda a área ocorrem blocos centimétricos à métricos de quartzo e pegmatito heterogêneo composto por quartzo e micas, associados a afloramentos de rochas deformadas e cisalhadas, geralmente de granulação mais fina, sugerindo a ocorrência de zonas de distensão e/ou falhas no interior do complexo, desenvolvidas durante o desenvolvimento da foliação, em condições de ambiente metamórfico de fácies anfibolito.

Na porção sudeste da serra de São Francisco os contatos geológicos foram melhor reconhecidos, de forma a acompanhar a direção de pequenas cristas no terreno e o alongamento da serra, que se encontra paralela a direção da foliação principal encontrada (Figura 7.18).

De acordo com os dados estruturais levantados, observa-se que a atitude da foliação (S_n) nas bordas norte, noroeste, oeste e sul do complexo se encontram com caimento sistemático para sudeste, com mergulhos médios da ordem de 40 graus. O interior do complexo apresenta padrão estrutural diferente, com atitudes de foliação variadas,

apresentando caimento sistemático para noroeste ao longo da serra de São Francisco e atitudes variadas em outras porções no interior do corpo.

Com a leitura de estereogramas (Figuras 7.19 e 7.20), observa-se que a atitude da foliação Sn apresenta direção sistemática NE-SW, geralmente concordante o alongamento dos litotipos em mapa, com caimentos de baixo a médio ângulo, tanto para NW quanto para SE. Esta direção preferencial de Sn coincide com a estruturação observada nas rochas encaixantes das bordas oeste, noroeste, norte e sul, sugerindo que tanto o complexo quanto as rochas encaixantes foram submetidos ao mesmo evento deformacional Dn. O padrão de fraturamento possui direção sistemática NW-SE, com alto ângulo de mergulho, podendo estar relacionado ao estágio final do mesmo esforço tectônico que gerou a foliação Sn, com direção (NW-SE) e componente distensivo mais ou menos na direção NE-SW.

Quando observado em estereograma, o Sn forma uma guirlanda (dobra) com eixo mergulhando para sudoeste com baixo ângulo; tal dobra pode ser interpretada pelo comportamento das rochas calciossilicáticas observado na seção geológica (Anexo III), que sugere tratar-se de uma sinformal. A estrutura também pode ser interpretada como a foliação moldando-se a um corpo bem mais competente, representado pelo complexo máfico/ultramáfico, que pode ser entendido como um “mega porfiroclasto”.



Figura 7.18: Ilustração dos contatos geológicos aproximados, a sudeste da serra de São Francisco (lado do fotógrafo); os contatos se encontram subparalelos a direção de alongamento da serra (foto com visada para sudeste).

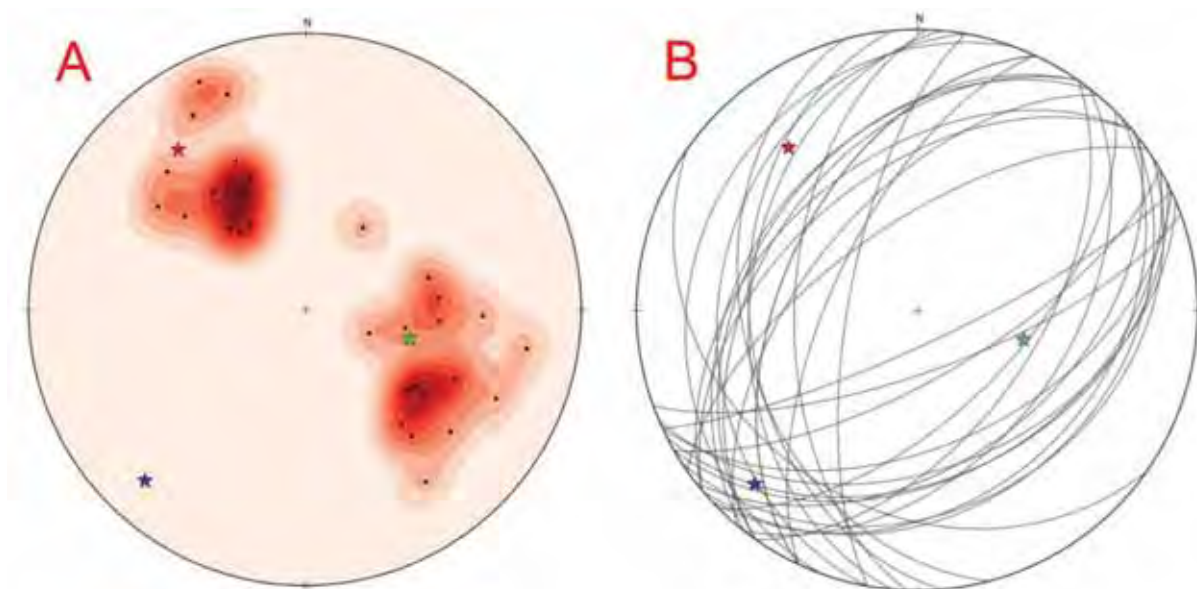


Figura 7.19: Estereogramas de medidas de foliação Sn do complexo Mangabal Sul; método: distribuição Fisher, hemisfério sul, polos de planos (A) e planos (B), atitude média dos planos: 145/38. Estrela azul representa atitude do eixo de dobra formado pelos planos de foliação.

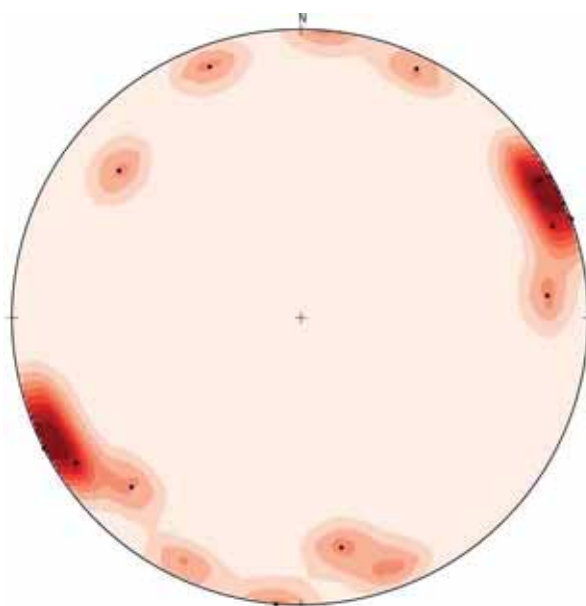


Figura 7.20: Estereograma de medidas de fraturas do complexo Mangabal Sul; método: distribuição Fisher, hemisfério sul, polos de planos, atitude média dos planos: 244/90.

A foliação é mais nítida e desenvolvida nas rochas encaixantes, tanto nas bordas do complexo quanto ao longo da serra de São Francisco, e as mesmas se “moldam” ao corpo máfico-ultramáfico, que apresenta uma foliação menos nítida ou ausente, comportamento este observado principalmente nos representantes máficos em alguns pontos no interior do corpo. Este comportamento sugere que o complexo devido a uma maior competência pode ter funcionado como um “mega porfiroclastos” e as rochas encaixantes, representadas por gnaisses, xistos e calciossilicáticas, devido a uma menor competência, absorveram mais a deformação, desenvolvendo uma foliação mais nítida que se “moldou” ao corpo mais rígido.

No perfil geológico (Anexo III), nota-se que as rochas do complexo fazem contato abrupto com as rochas encaixantes, com contatos de base (oeste) e de topo (leste) caindo para SE, significando que o complexo encontra-se “encaixado” nos gnaisses e que a projeção destes contatos no perfil pode desenhar um “mega porfiroclasto”, que teve a porção superior erodida, restando a estrutura sinformal correspondente a porção inferior.

Os melhores indicadores cinemáticos foram encontrados na borda sul do corpo, em afloramento de anfibólio gnaiss (Figura 7.21), que por hora apresenta feições migmatíticas. Os veios feldspáticos se encontram deformados, boudinados (Figura 7.22), formando sigmoides e bandas rotacionadas observados em cortes subparalelos à lineação mineral, sugerindo na maioria das vezes sentido de transporte para nordeste (Figura 7.23), porém foi observado um indicador para sudoeste (Figura 7.24). Nesse local o padrão de fraturamento principal se encontra perpendicular à direção da foliação, que se encontra com caimento sistemático para sudeste com ângulo médio de 75 graus. No afloramento do ponto BV165 em biotita gnaiss quartzo diorítico, ocorrem cristais de granada milimétricos e alguns apresentam aparentemente trilhas de inclusões minerais dispostas quase perpendiculares à foliação S_n , podendo significar uma foliação pretérita preservada; porém, não foram feitas lâminas petrográficas para confirmar tais observações.

Além da foliação principal S_n e do padrão de fraturamento já citados, foram encontradas diversas dobras, desde abertas a isoclinais (Figura 7.25), porém, tais estruturas foram observadas na maioria das vezes em blocos rolados e basculados e por isso não foi feito um maior número de medidas. Das poucas medidas que foram feitas nota-se um possível padrão, com eixos mergulhando para SE e para NW, com ângulos baixos a moderados (Anexo 1) e devido às poucas medidas não foram feitas maiores interpretações.



Figura 7.21: Ilustração de feições estruturais na borda sul do complexo de Mangabal Sul (ponto BV166), com detalhe para a atitude do plano de foliação (em preto), direção preferencial de fraturamento (em azul) e indicador cinemático em veio pegmatítico deformado (foto com visada para sudeste).



Figura 7.22: Veios pegmatíticos subparalelos a direção da foliação, compostos essencialmente por feldspato, exibindo textura tipo *pitch and swell* e *boudins* (ponto BV166).

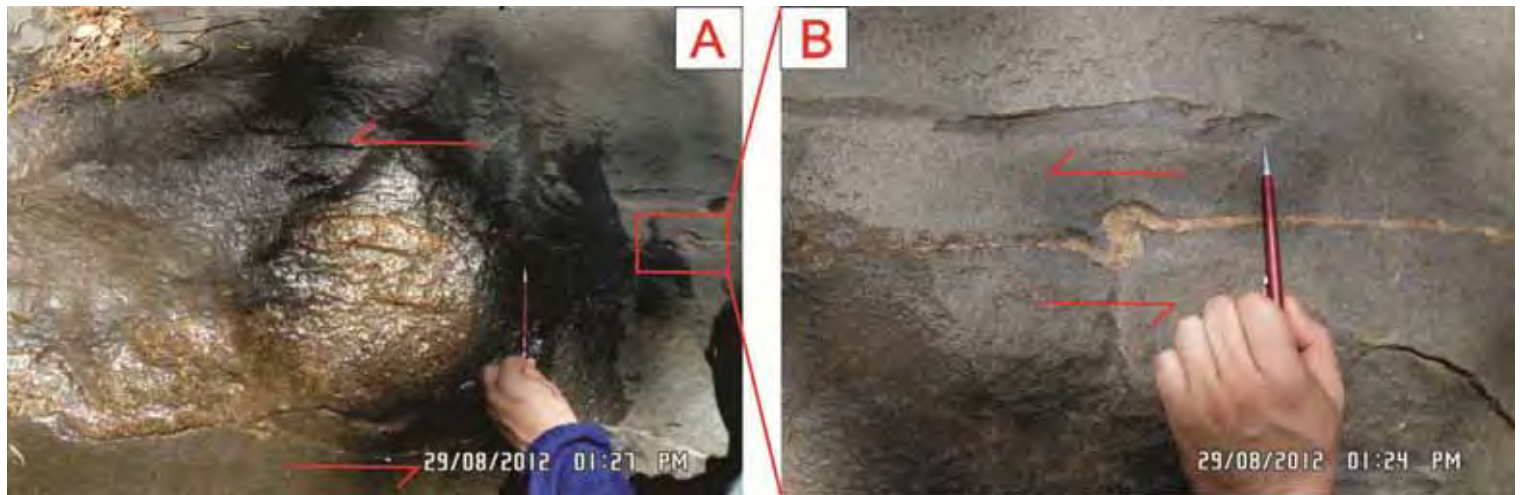


Figura 7.23: Detalhe de indicadores cinemáticos em veios pegmatíticos (ponto BV166); setas vermelhas indicam sentido do movimento (fotos com visada para sudeste).

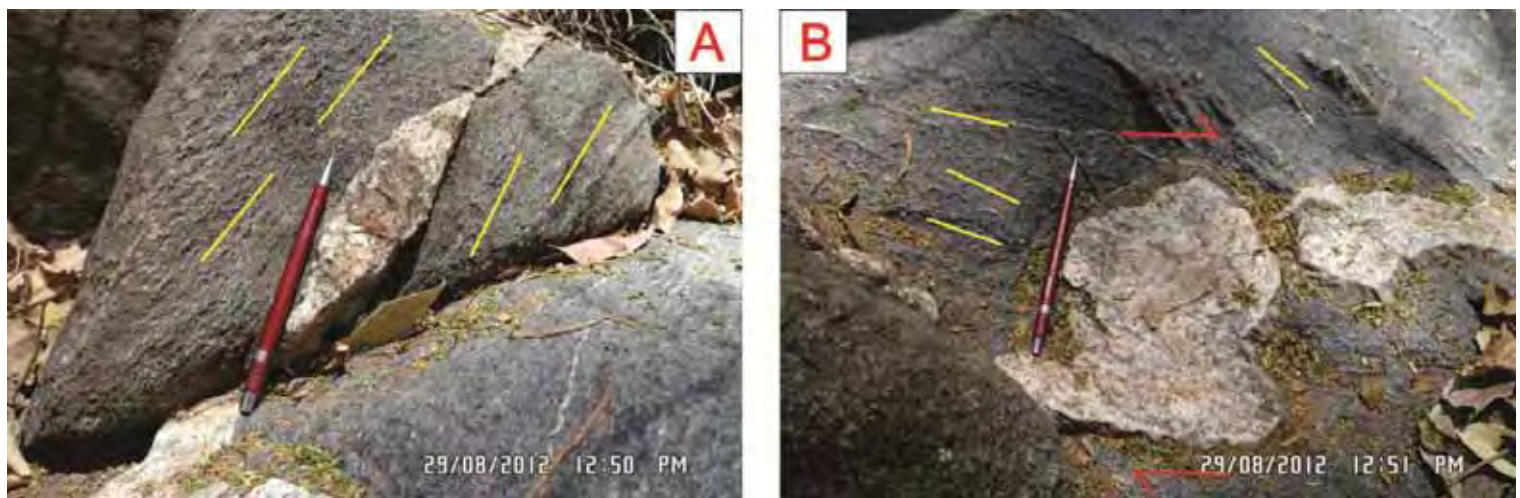


Figura 7.24: Detalhe de indicador cinemático em veio pegmatítico (ponto BV166) subparalelo à direção da foliação (traço amarelo)(A) e a continuação do veio visto em seção perpendicular à primeira; seta vermelha indica sentido do movimento (foto A com visada para sul e foto B com lapiseira apontando para noroeste).



Figura 7.25: Afloramento de calciossilicática apresentando dobras na foliação Sn (traço vermelho).

Em todo o complexo ocorrem algumas evidências de falha, como ao longo da serra de São Francisco onde ocorrem veios de quartzo intrafolial em rochas calciossilicáticas e feições miloníticas, evidenciadas por um forte estiramento mineral.

Assim, podem ser reconhecidas pelo menos três fases deformacionais: uma fase principal responsável pelo desenvolvimento da foliação S_n (fase D_n) que também pode ser responsável pelo desenvolvimento de dobras suaves, abertas e até fechadas quando ocorrem corpos mais rígidos durante o desenvolvimento da mesma e a foliação necessita moldar-se a este; possivelmente uma fase D_{n-1} observada como trilhas de inclusões em porfiroblastos de granada e uma fase D_{n+1} caracterizada por dobras abertas à isoclinais na foliação principal.

A estratigrafia do complexo de Mangabal Sul é difícil de ser definida, devido a baixa exposição das rochas do complexo, justificada pela existência de vasta cobertura de solo; além da maior parte dos afloramentos consistirem de blocos, dificultando a obtenção de medidas estruturais. Em testemunhos de sondagem, é observada uma variação litológica dinâmica, com um padrão de repetição caótico dos litotipos, com intercalações de intervalos piroxeníticos e gabronoríticos que podem ter dezenas de metros à até centimétricos, geralmente acompanhados de intercalações de veios pegmatíticos feldspáticos e de microgabros ou diabásios. Às vezes, os intervalos piroxeníticos formam “bolsões” de granulação grossa à pegmatóide em meio às rochas gabronoríticas de granulação fina a média evidenciando um ambiente de formação mais dinâmico, mais caótico, que pode ser interpretado como uma zona de conduto magmático (*feeder zone*), ou como uma zona de base de câmara que recebe diferentes pulsos magmáticos, resultando nas texturas descritas anteriormente. Porém, para um melhor entendimento das texturas encontradas, faz-se necessário a confecção e descrição de mais lâminas petrográficas em associação com análises mais elaboradas dos testemunhos de sondagem.

7.1.3 METAMORFISMO

Nos gnaisses de composição calciossilicática da porção noroeste do complexo, observa-se uma paragênese metamórfica composta por clinopiroxênio (hedenbergita) + granada (grossulária) + epidoto + titanita + plagioclásio (bytownita), por vezes com escapolita, garantindo metamorfismo em fácies anfibolito médio a alto, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde superior a anfibolito inferior, evidenciada pela ocorrência de carbonato, epidoto e plagioclásio de mais baixo grau (albita/oligoclásio) ocorrendo de forma intersticial (Yardley 1989). Em duas amostras de gnaiss de composição calciossilicática (pontos BV024 e BV032), sugere-se que a paragênese retrometamórfica é sin-cinemática, associada ao bandamento composicional/ S_n , porém, em amostra do ponto

BV069 a paragénese hedenbergita + granada + andesina define o bandamento composicional/Sn, mostrando relação entre um metamorfismo de fácies anfibolito médio e o estágio sin-cinemático. Em alguns pontos (BV070) ocorre magnetita associada a esta paragénese, típica de metamorfismo de médio a alto grau em sedimentos ricos em ferro. Em amostra de quartzo-biotita-plagioclásio gnaiss da borda sul do complexo, a paragénese andesina sódica + biotita, sugere metamorfismo de fácies anfibolito inferior a médio e em amostra de quartzo-oligoclásio-hornblenda gnaiss a paragénese oligoclásio + hornblenda evidencia metamorfismo em fácies anfibolito inferior (Spear 1989). Em amostra de xisto encaixante da serra de Mangabal (Figura 7.31), na porção noroeste do corpo, foi encontrada uma paragénese metamórfica de cianita + granada + muscovita + biotita + quartzo, tipicamente de fácies anfibolito, zona da cianita, com temperatura variando de 550 a 720 °C e pressões variando entre 5 a 12 Kbars (Yardley, 1989).

Nas rochas do complexo é comum os cristais de olivina apresentarem coroas de reação de ortopiroxênio, este envolto por anfibólio e espinélio, típicas de ambiente de alto grau metamórfico, fácies anfibolito à granulito (Mason 1967; Gardner & Robins 1974; dentre outros). Em amostras de testemunho de sondagem (Figura 7.26) e em lâmina delgada (Figura 7.27), é possível reconhecer tais coroas de reação metamórfica, em amostras de metagabronoritos coroníticos. Nas rochas com maior quantidade modal de plagioclásio (ex: BV052) observa-se que os cristais de olivina são menores, com hábito alongado e as coroas de ortopiroxênio, anfibólio e espinélio são mais desenvolvidas, do que nas rochas onde a quantidade modal de plagioclásio é menor em relação à fase composta por piroxênios e olivinas, mostrando que nos tipos mais ácidos, a coroa de reação tende a se desenvolver consumindo os cristais de olivina e nos tipos mais básicos, as coroas são mais incipientes.

Em amostras de metagabronorito, ocorrem cristais de anfibólio (hornblenda) de coloração acastanhada típica de mais alta temperatura e de coloração esverdeada típica de mais baixa temperatura. Geralmente os anfibólios acastanhados apresentam textura poiquilítica, evidenciando metamorfismo de fácies anfibolito inferior a médio (Yardley 1989) e os anfibólios esverdeados, geralmente ocorrem na forma de bordas de reação em piroxênios, evidenciando condições de hidratação, em mais baixa temperatura de formação que os anteriores. Por vezes, em alguns anfibolitos (ponto BV054), ocorre paragénese com plagioclásio (andesina/labradorita) + anfibólio (hornblenda) + epidoto + quartzo + leucoxênio + muscovita, mostrando metamorfismo de fácies anfibolito médio a superior sin-cinemático, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde ou anfibolito inferior (Yardley 1989).

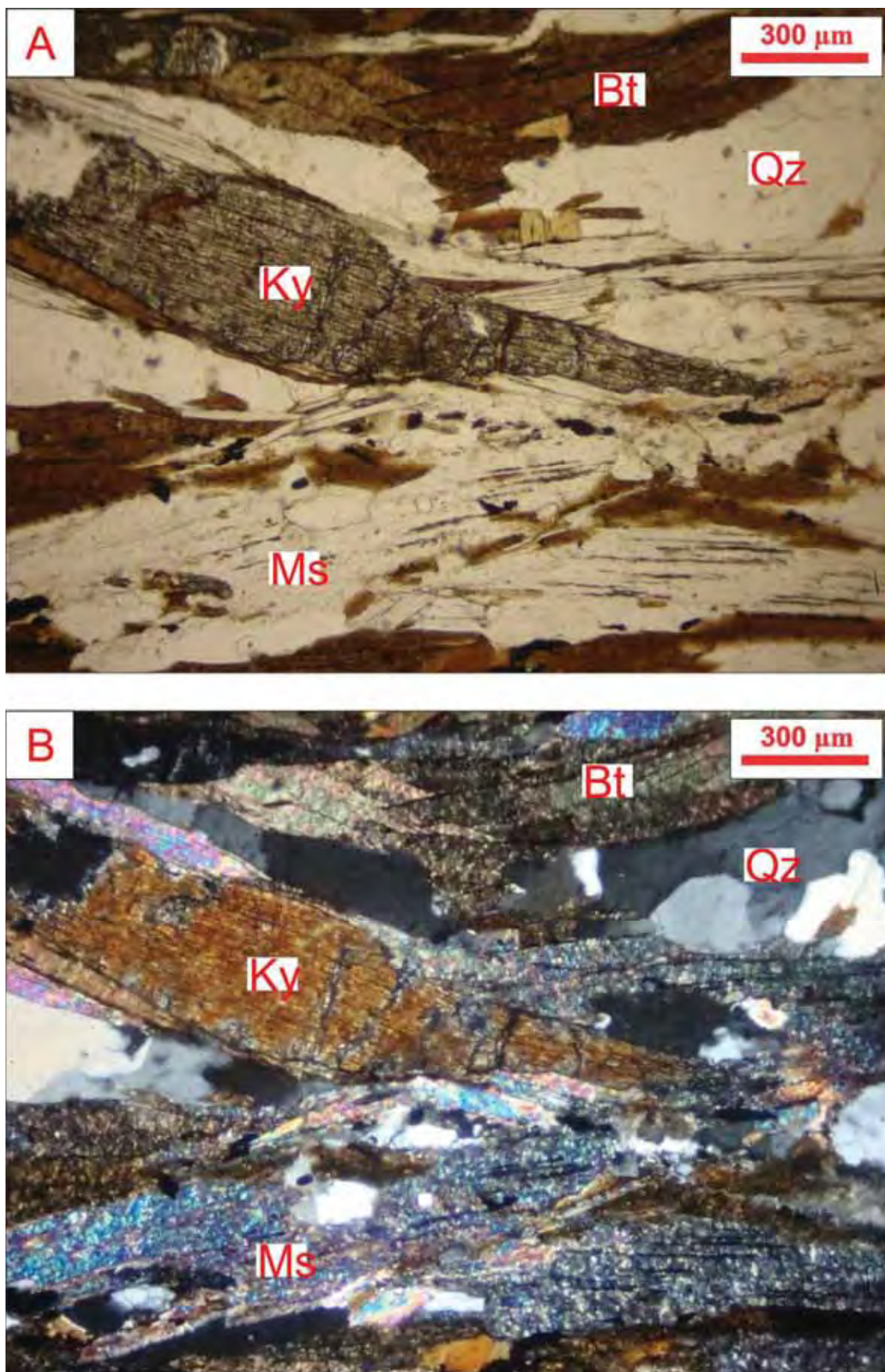


Figura 7.31: Fotomicrografia de seção delgada em luz transmitida a polarizadores descruzados (A) e cruzados (B) mostrando cristais de cianita, muscovita, quartzo e biotita em amostra de cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto.



Figura 7.26: Detalhe de megacristal de olivina (preto) com inclusões de serpentina (esbranquiçado) e coroa de reação de ortopiroxênio (borda beje) em metagabronorito.

Os representantes ultramáficos do complexo em sua grande parte, apresentam-se recrystalizados, sendo raros os tipos com textura exclusivamente ígnea. Nos tipos que apresentam textura ígnea reliquiar, menos deformados e recrystalizados, encontra-se uma paragênese com ortopiroxênio (bronzita) + clinopiroxênio (diopsídio) + anfibólio (hornblenda acastanhada), indicando pico metamórfico de fácies anfibolito superior a granulito (Figura 7.30), com temperaturas que podem variar de 710 a 850 °C e pressões de 3 a até 8 Kbars, segundo Schumadicke (2000) (Figuras 7.28 e 7.29).

Os piroxenitos e peridotitos recrystalizados apresentam-se anfibolitizados, com uma paragênese composta por quantidades variáveis de antofilita + clorita + tremolita, com talco e serpentina subordinados, sugerindo retrometamorfismo para fácies xisto verde ou dentro da fácies anfibolito.

Com todas estas evidências pode-se concluir que o pico metamórfico no complexo de Mangabal Sul atingiu fácies anfibolito superior ou até granulito, com indícios de retrometamorfismo em condições hidratadas dentro da fácies anfibolito, atingindo por vezes a fácies xisto verde.

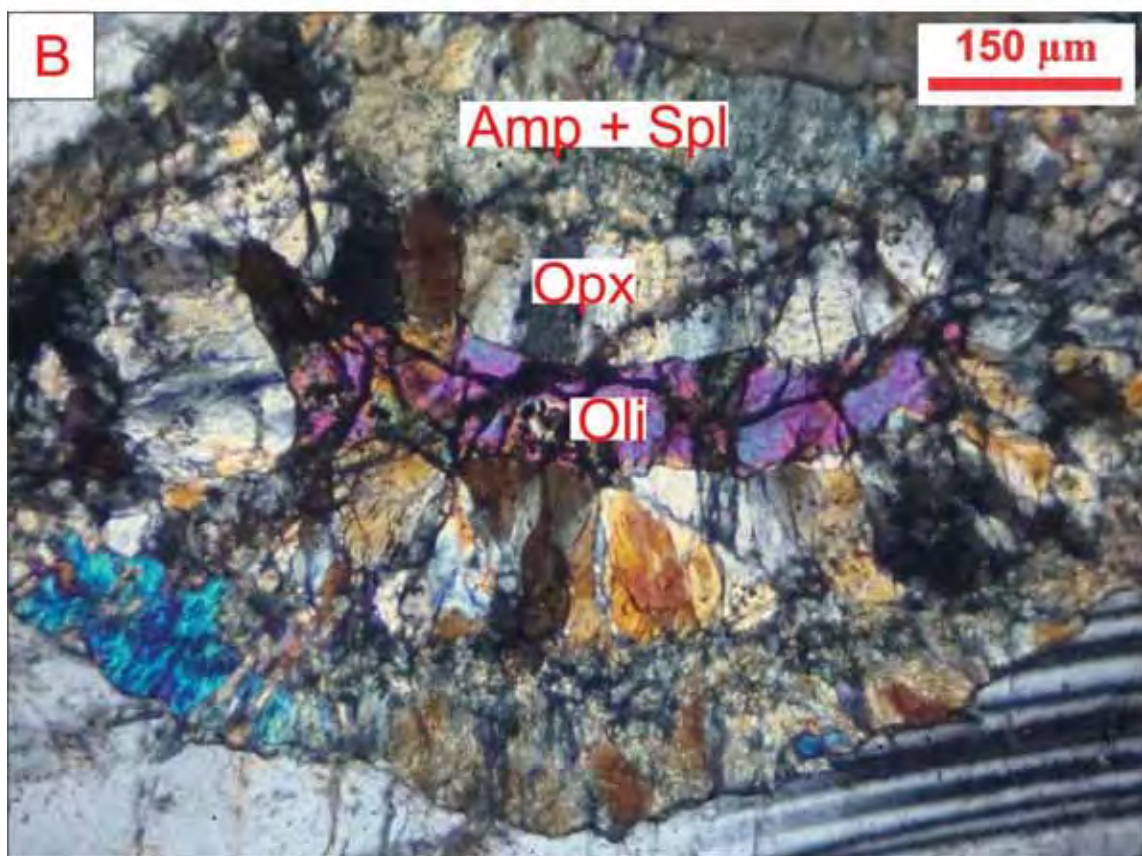
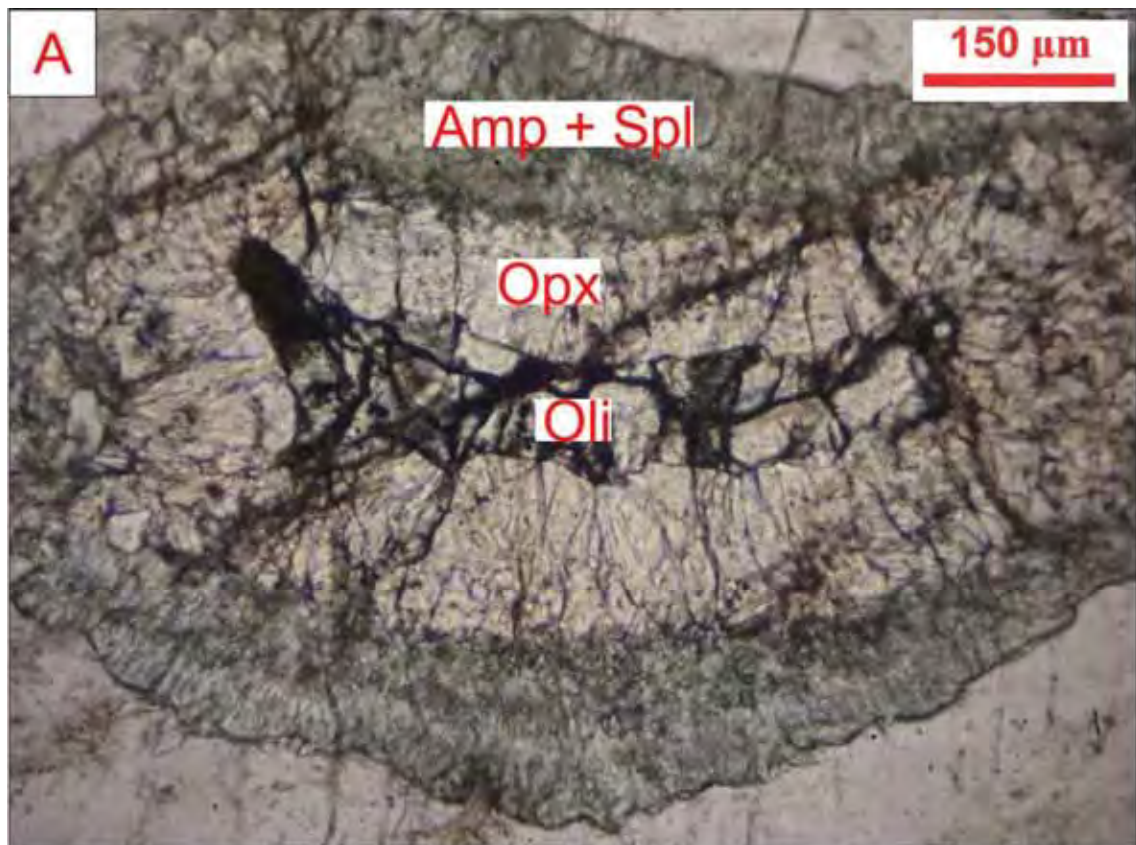


Figura 7.27: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida a polarizadores descruzados (A) e cruzados (B) mostrando coroa de reação metamórfica bem desenvolvida em cristal de olivina, com borda interna de ortopiroxênio e borda externa de anfibólio mais espinélio, em amostra de olivina gabronorito coronítico, ponto BV052.

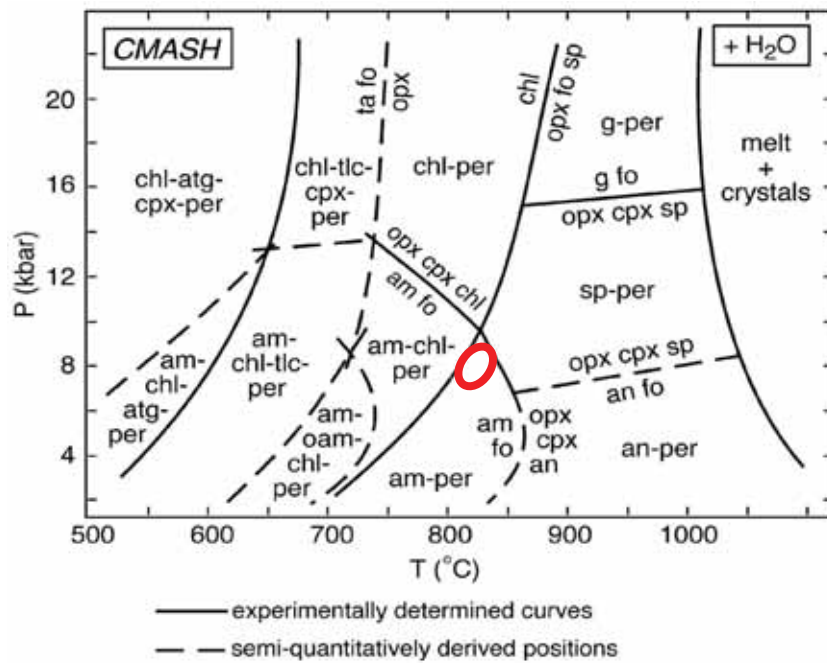


Figura 7.28: Grade petrogenética de pressão-temperatura segundo Schumadicke (2000), para rochas peridotíticas no sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O segundo Jenkins (1981); am=anfíbólio, per=peridotito, fo=forsterita, opx=ortopiroxênio, cpx=clinopiroxênio e an=anortita. Círculo representa a paragênese de pico metamórfico aproximada dos peridotitos e dos olivina gabronoritos do complexo, com a ocorrência de espinélio.

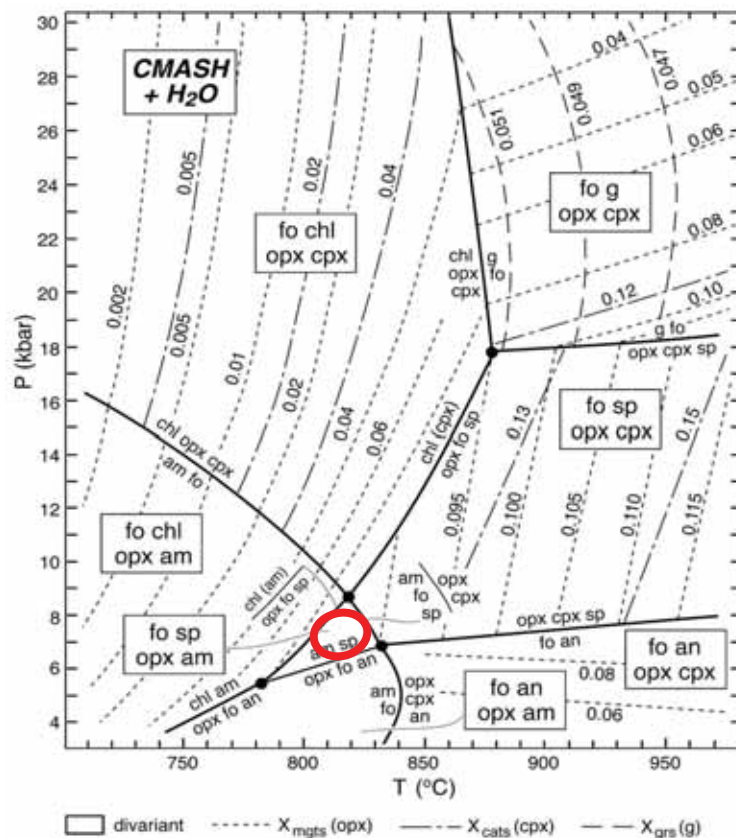


Figura 7.29: Grade petrogenética de pressão-temperatura segundo Schumadicke (2000), calculada em porcentagem de peso de CaO=2,2; MgO (+FeO)=39,9; Al₂O₃=3,0; SiO₂=38,8. Contorno apresenta a paragênese de pico metamórfico aproximada dos peridotitos e olivina gabronoritos do complexo, com a ocorrência de espinélio na paragênese.

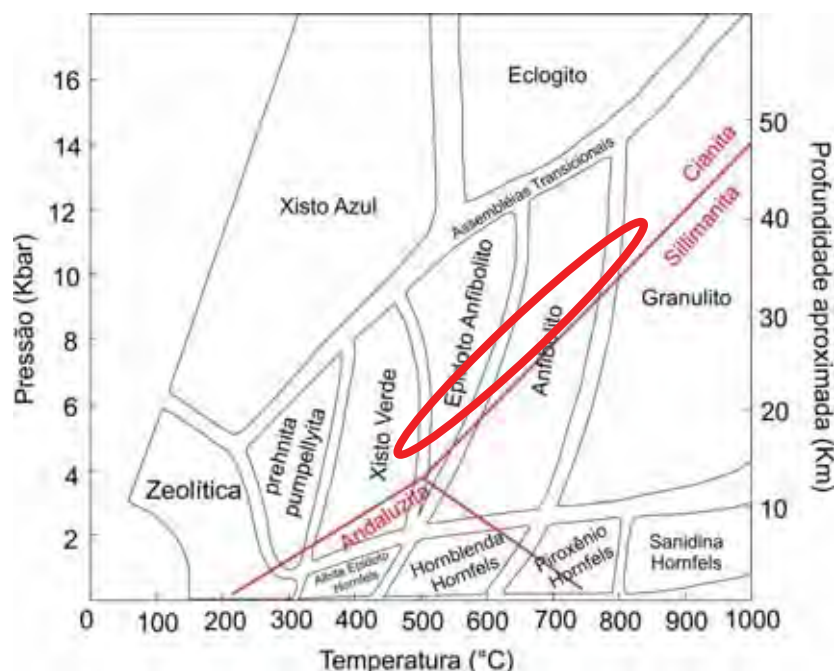


Figura 7.30: Diagrama de Pressão-Temperatura-Profundidade, mostrando os campos correspondentes às fácies metamórficas (modificado de Yardley, 1989). Círculo mostra o intervalo de metamorfismo das rochas do complexo, atingindo a fácies anfibolito superior à granulito com retrometamorfismo para a fácies anfibolito inferior à xisto verde.

7.2 Mangabal Norte

O complexo Mangabal Norte apresenta dimensões em torno de 2,5 km por 4 km de extensão e se encontra encaixado em variedade de anfibólio gnaisses em quase todas as suas bordas, seguidos de variedade de quartzo-muscovita xistos em suas bordas oeste e norte, que correspondem à serra de Mangabal. Os afloramentos são mais abundantes em relação a Mangabal Sul e ocorrem na forma de cristas, em praticamente em toda área do complexo, com alguns afloramentos favoráveis à obtenção de medidas estruturais. Os litotipos principais são representados por rochas máfica-ultramáficas tais como, gabronoritos, gabros, noritos, troctolitos, piroxenitos e peridotitos, com graus variados de recristalização e metamorfismo, que correspondem a tremolititos e a tremolita-talco xistos; na porção sul do complexo ocorre também um corpo granodiorítico.

Nos tópicos seguintes serão descritos os principais litotipos com a integração das informações de campo, descrição de testemunhos de sondagem e de lâminas petrográficas.

7.2.1 LITOTIPOS PRINCIPAIS E CORRESPONDENTES RECRISTALIZADOS

7.2.1.1 Gabros, Noritos, Gabronoritos e Troctolitos

Os representantes máficos ocupam a maior parte da área do complexo, seguidos dos representantes ultramáficos. Em superfície, afloram na forma de cristas compostas por blocos métricos de noritos e gabronoritos (Figura 7.32), que podem apresentar textura ígnea reliquiar

(cumulática) ou textura metamórfica (granoblástica a nematoblástica), com graus variáveis de recristalização e deformação. O gabronorito é o tipo máfico mais comum e é composto essencialmente por ortopiroxênio (bronzita), plagioclásio (oligoclásio a labradorita), clinopiroxênio, geralmente com anfibólio (hornblenda) e olivina subordinados. Quando ocorre olivina na paragênese de metagabronoritos, geralmente estas são coroníticas e apresentam coroa interna de ortopiroxênio e externa de anfibólio esverdeado intercrescido com espinélio, formando uma textura simplectítica, textura esta que será detalhada no capítulo de metamorfismo. Os minerais acessórios e traço típicos são representados por biotita, apatita, carbonato, espinélio, este último sempre relacionado à olivina.

Em amostra macroscópica, os gabronoritos menos deformados possuem textura granoblástica a cumulática, estrutura maciça (isótropa), granulometria média, com cristais prismáticos de ortopiroxênio beje, clinopiroxênio escuro, e cristais tabulares (subedrais) de plagioclásio esbranquiçado a levemente rosado, que por vezes exhibe geminação polissintética. Nos tipos mais deformados e recristalizados, os cristais de piroxênio se encontram parcialmente a totalmente anfibolitizados, e os cristais de plagioclásio se encontram deformados, formando uma estrutura levemente gnáissica com intercalações entre bandas máficas compostas por anfibólios e piroxênios e bandas com predomínio de plagioclásio.

Apesar de em amostra macroscópica a olivina não ser identificada facilmente, esta é constantemente observada em lâmina, sendo que em alguns casos, apesar de modalmente a rocha corresponder a um olivina gabronorito, pode ser que o protólito pré-metamórfico corresponda a um troctolito, como é o caso da amostra BV211 (Figura 7.33). Em alguns pontos, foram observados blocos de metagabro, de granulação média a grossa, compostos essencialmente por cristais de plagioclásio, clinopiroxênio reliquiar de coloração escura e anfibólio de coloração esverdeada, porém não foram descritas lâminas petrográficas destes tipos. Os noritos do complexo apresentam textura semelhante aos gabronoritos, diferenciando-se destes últimos pela ocorrência predominante de ortopiroxênio em relação ao clinopiroxênio, que por vezes não ocorre na paragênese. O metanorito do ponto BV231, apresenta estrutura isótropa a orientada, com incipiente estrutura de fluxo magmático; a textura é granular hipidiomórfica com cristais de plagioclásio intercrescidos com ortopiroxênio; a granulação é média a grossa e a mineralogia é composta essencialmente por plagioclásio (labradorita) e ortopiroxênio (bronzita), com anfibólio e olivina subordinados e apatita, minerais opacos e espinélio como traço.



Figura 7.32: Detalhe de gabronorito exibindo textura cumulática a granoblástica, composto essencialmente por cristais amarronzados e escuros de piroxênios e por plagioclásio esbranquiçado (ponto BV387).

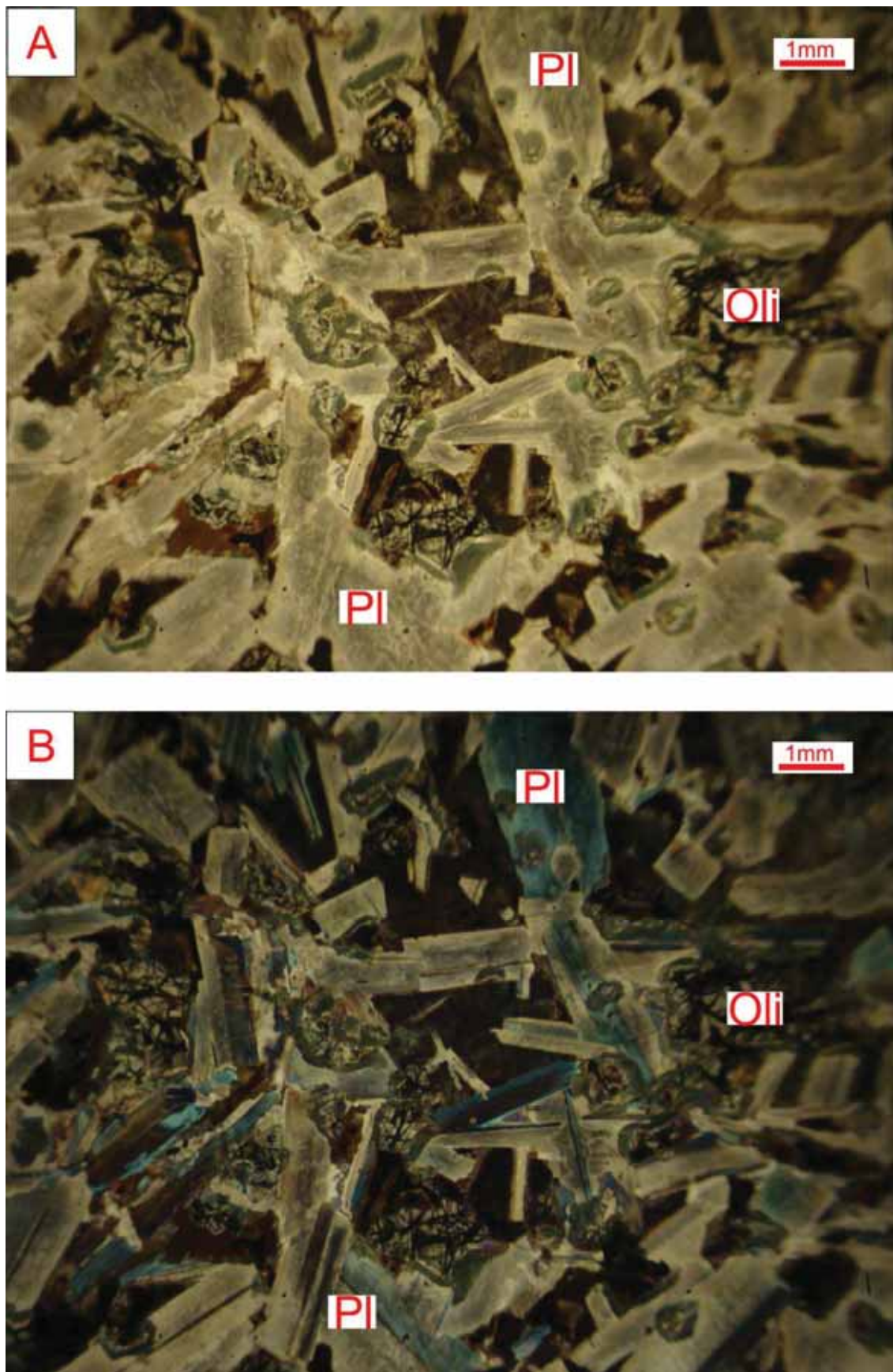


Figura 7.33: Fotomicrografia de seção delgada em luz transmitida com polarizadores descruzados (A) e cruzados (B) mostrando textura intergranular (cumulática) em anfibólio olivina gabronorito/metatroctolito, com cristais tabulares e subedrais de plagioclásio associados a cristais de olivina, ambos da fase *cumulus*.

7.2.1.2 Piroxenitos e Peridotitos

Os piroxênitos e peridotitos do complexo apresentam-se na forma de cristas no relevo ou ocorrem em blocos espalhados em meio ao solo, geralmente se encontram metamorfisados, recrystalizados e alterados, sendo raros os tipos com feições ígneas reliquiares sem algum grau de transformação. Na maior parte dos afloramentos, ocorrem rochas bastante anfibolitizadas, com tremolita ou antofilita, com quantidades variadas de talco e serpentina, sendo que esta última foi observada somente em lâmina delgada e em testemunho de sondagem, preenchendo fraturas e como alteração superficial em cristais de olivina. Em alguns pontos, tanto em lâmina delgada quanto em afloramentos, foi observado cloritização em rochas ultramáficas do complexo, geralmente associados a blocos de quartzo, quando vista em campo (Figura 7.34), possivelmente relacionado à zonas de cisalhamento, assim nos tipos mais cisalhados, por vezes ocorre quantidade significativa de clorita e talco, formando variedades de tremolita-clorita xistos e tremolita-talco xistos.

Em alguns pontos, foram encontrados blocos de metaperidotito com cristais reliquiares de olivina, parcialmente transformados em serpentina e magnetita (Figura 7.35), com cristais de piroxênio e anfibólio essenciais. Neste complexo é observada uma relação direta entre magnetismo e zonas de cisalhamento, sendo que as rochas mais cisalhadas geralmente se encontram mais magnéticas que as rochas com estrutura maciça, fato este que pode ser explicado pela disponibilidade de ferro devido à alteração de minerais máficos, tais como olivinas e piroxênios, que podem formar a magnetita. No ponto BV540, ocorre afloramento de anfibólio fels, com cristais de tremolita ou antofilita sem orientação (Figura 7.36), sugerindo a ocorrência de metamorfismo em condições estáticas que será discutido nos tópicos de geologia estrutural e metamorfismo.

Os peridotitos caracterizados em lâmina (BV311) correspondem a metaharzburgitos de granulação fina a média, compostos essencialmente por ortopiroxênio (bronzita), anfibólio (edenita/pargasita) e olivina, podendo apresentar quantidades variáveis de clorita e minerais opacos; a estrutura é predominantemente orientada, com foliação desenvolvida e texturas predominantemente nematoblásticas com domínios lepidoblásticos onde ocorre a cloritização.

Os piroxenitos possuem características similares aos piroxenitos encontrados no complexo de Mangabal Sul, sendo compostos por quantidades variadas de ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e, às vezes, possuem plagioclásio *intercumulus*; a estrutura varia de orientada a isotrópica e a textura pode ser nematoblástica nos representantes metamorfisados e cumulática nos representantes com textura ígnea reliquiar. Nos tipos mais cisalhados e metamorfisados, a paragenese é semelhante à encontrada em metaperidotitos, sendo diferenciados pela ocorrência de olivina nestes últimos.



Figura 7.34: Metaultramáfica exibindo grandes cristais de clorita (ponto BV565).

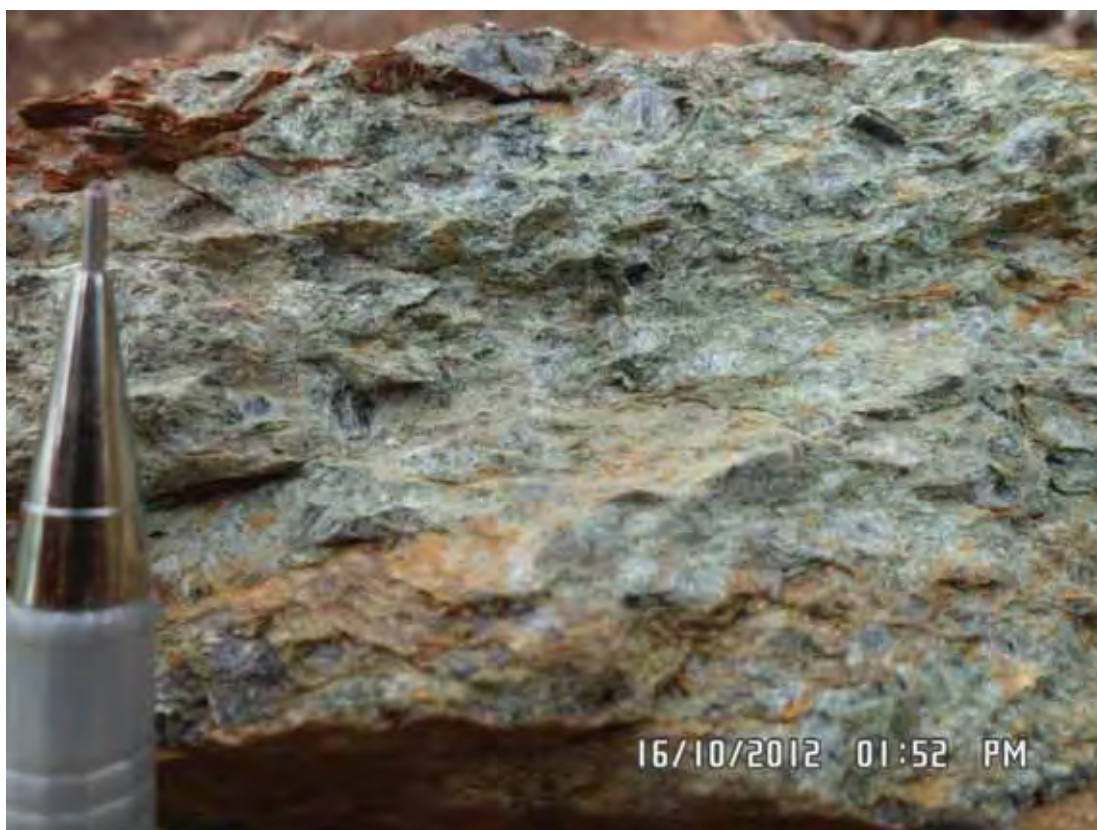


Figura 7.35: Detalhe de amostra de metaperidotito de granulação média a grossa, com cristais reliquias de olivina (escuros), com pequenas estrias internas de serpentina esbranquiçada.



Figura 7.36: Detalhe de amostra de anfibólio fels, com cristais prismáticos e radiais de tremolita ou antofilita (ponto BV540).

7.2.1.3 *Muscovita-Quartzo Xistos, Gnaisses, Formações Ferríferas e Granodiorito*

O complexo de Mangabal Norte é limitado em praticamente toda a sua borda por variedade de anfibólio gnaisses e biotita gnaisses, localmente com granada, associados também a rochas gabróicas deformadas, levemente gnaissificadas, com exceção feita a sua borda sudoeste onde o corpo é limitado por variedade de xistos compostos essencialmente por quartzo e muscovita, com quantidades variadas de biotita, cianita, clorita e minerais opacos.

Os gnaisses da borda do complexo, por sua vez, fazem contato com uma sequência de cianita-muscovita-quartzo xistos que configuram a serra de Mangabal citada anteriormente, contato este observado nas bordas oeste, noroeste e norte do complexo. Nos limites sul e sudeste do complexo, há uma alternância entre anfibólio gnaisses, biotita gnaisses e xistos muito alterados, predominantemente quartzo-muscovita xistos, porém com predomínio de gnaisses.

Os melhores afloramentos foram observados principalmente nas bordas nordeste, noroeste e centro sul do complexo, que correspondem a variedade de anfibólio gnaisses e biotita gnaisses, com quantidades variadas de granada, feldspato e quartzo (Figura 7.39), sendo que em alguns tipos o quartzo ocorre em quantidades reduzidas, podendo tratar-se de rocha metamáfica deformada, com ou sem bandamento composicional nítido. Na borda

nordeste, os gnaisses são compostos por anfibólios, feldspatos, piroxênios e granada subordinada, com vênulas aplíticas e pegmatíticas (Figuras 7.37 e 7.38 respectivamente) concordantes ou discordantes a foliação, compostas majoritariamente por feldspato alaranjado com alguns cristais de turmalina.



Figura 7.37: Detalhe de veios pegmatíticos/aplíticos (feldspáticos) em afloramento de piroxênio-anfibólio gnaiss (metamáfica) do ponto BV328.

Na borda sul, a leste do corpo granodiorítico, ocorre afloramento de granada-biotita-gnaiss com anfibólio, de granulação média a grossa, exibindo porfiroblastos centimétricos de granada que por vezes apresentam sombra de pressão (Figura 7.39).

Em topo de morrote na porção sudoeste da área, foram encontrados dois afloramentos com blocos métricos de gnaiss de composição calciossilicática, composto por epidoto, feldspato, quartzo, granada e máficos (anfibólios e piroxênios), de estrutura levemente bandada, exibindo foliação subparalela ao bandamento incipiente (Figura 7. 40).

No complexo, observa-se certa quantidade de blocos de Formação Ferrífera, principalmente próximo aos contatos entre as rochas máficas e ultramáficas, não correspondendo a unidades mapeáveis como ocorre em Mangabal Sul; podendo significar “pseudo” formações ferríferas provocadas pela cristalização de óxidos de Fe em zonas de falha. Na porção centro-sul do complexo, ocorre um corpo de granodiorito (Figura 7.41), de granulação média, com contorno em mapa semelhante a um batólito (Anexo V), composto essencialmente por cristais de feldspato, quartzo e anfibólio, de estrutura maciça, isótropa (Figura 7.42), com porções levemente orientadas observadas em alguns blocos da borda do

corpo; tal corpo está associado a um solo alaranjado e com muitos blocos de canga laterítica, bem diferenciado em relação aos solos máficos e ultramáficos do complexo.



Figura 7.38: Detalhe de veio pegmatítico do ponto BV328, composto por feldspato, quartzo e grandes cristais de turmalina (escuro).



Figura 7.39: Detalhe de amostra de granada-biotita gnaiss com anfibólio exibindo porfiroblastos de granada (ponto BV528).

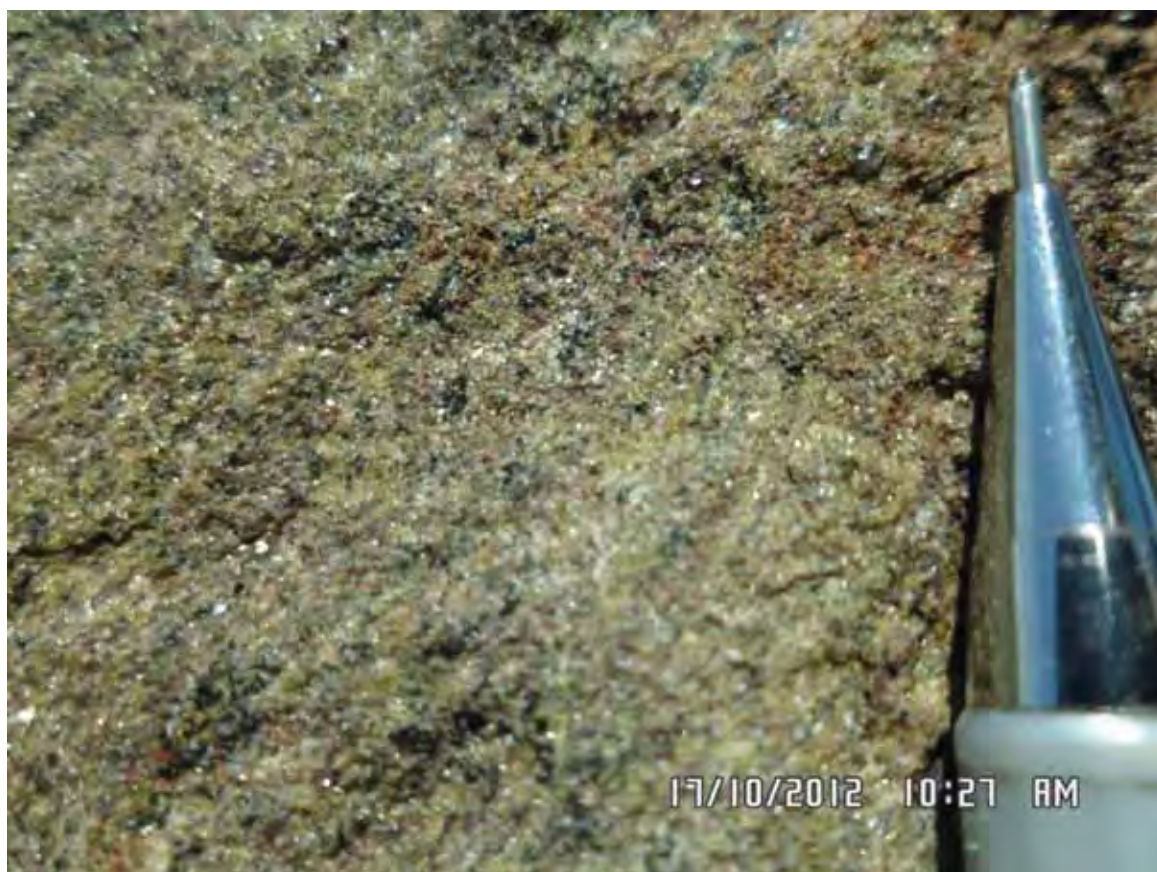


Figura 7.40: Detalhe de amostra de rocha calciossilicática (ponto BV555).



Figura 7.41: Vista geral de grande bloco de granodiorito próximo ao ponto BV296.



Figura 7.42: Detalhe de amostra de granodiorito de granulação fina, exibindo estrutura isótropa (ponto BV296).

7.2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E ESTRATIGRAFIA

No complexo de Mangabal Norte foi possível obter dados estruturais mais consistentes, dada a maior abundância de afloramentos relativamente ao complexo Mangabal Sul. Neste observa-se que ocorre uma foliação principal (S_n), que consiste em uma xistosidade de direção sistemática nordeste-sudoeste, com caimentos de baixo a moderado ângulo, preferencialmente para sudeste. No ponto BV224, na porção centro-norte do corpo, a atitude da foliação apresenta caimento mais ou menos para leste (Figura 7.43).

Os litotipos em superfície acompanham a direção da foliação principal, fato este observado em campo e também em mapas geofísicos de magnetometria, onde o *trend* nordeste-sudoeste é marcante (Figura 7.44). Esta direção principal de foliação, aparentemente, concorda com o padrão das rochas encaixantes, porém foram feitas poucas medidas nestas últimas para tal conclusão.



Figura 7.43: Afloramento de gabronorito com blocos estruturados exibindo foliação com caimento para leste (foto com visada para sudeste, ponto BV224).

Com a confecção de estereogramas (Figuras 7.45 e 7.46), nota-se que a direção preferencial dos planos de foliação é NE-SW, com caimentos para SE e NW, porém com uma maior variância dos ângulos de mergulho em relação a Mangabal Sul. As fraturas apresentam um padrão de direção preferencial NW-SE, porém foram feitas poucas medidas para se chegar a tal conclusão. Nota-se que os planos de foliação formam uma guirlanda (dobra) com eixo apresentando pequeno caimento (baixo ângulo de mergulho) para nordeste, configurando uma sinformal, que pode ser observada na porção nordeste da área (Anexo V). Tal direção de eixo é compatível com a direção obtida em dobra de arrasto do ponto BV002 (Figura 7.49), o que pode significar um padrão de dobramento do complexo.

Em rochas metaultramáficas, com intensa alteração para anfibólitos (tremolita e/ou antofilita), da porção central e nordeste observa-se o desenvolvimento de uma foliação mais espaçada (Figura 7.47), aparentemente disjuntiva, podendo ser de crenulação, fazendo-se necessário a observação em lâmina delgada para uma melhor interpretação. Em escala de afloramento tal foliação apresenta-se crenulada e em escala de mapa apresenta-se dobrada, com mudanças significativas de atitude (Anexo V).

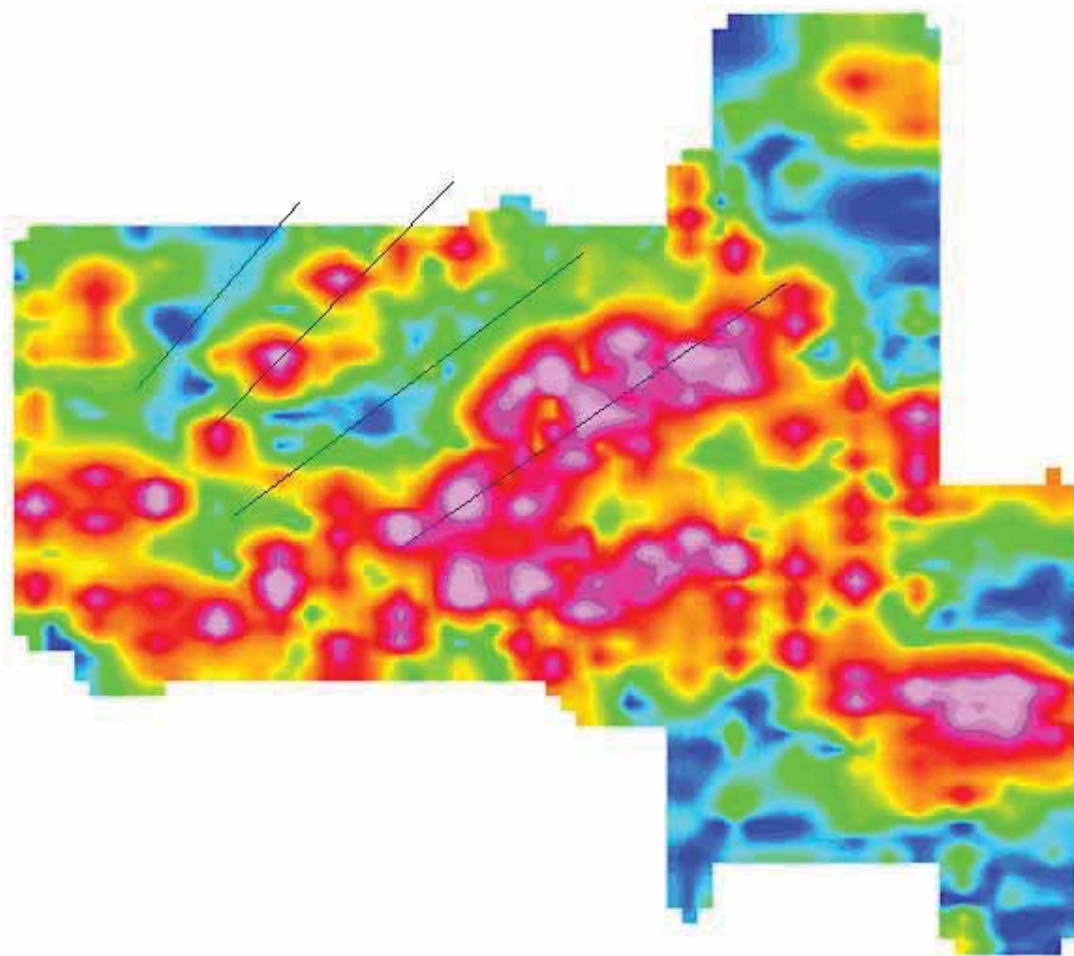


Figura 7.44: Mapa geofísico de magnetometria do corpo de Mangabal Norte mostrando *trend* nordeste-sudoeste (traço preto) pelo contraste de porções mais magnéticas (em roxo e vermelho) e menos magnéticas (em azul e verde).

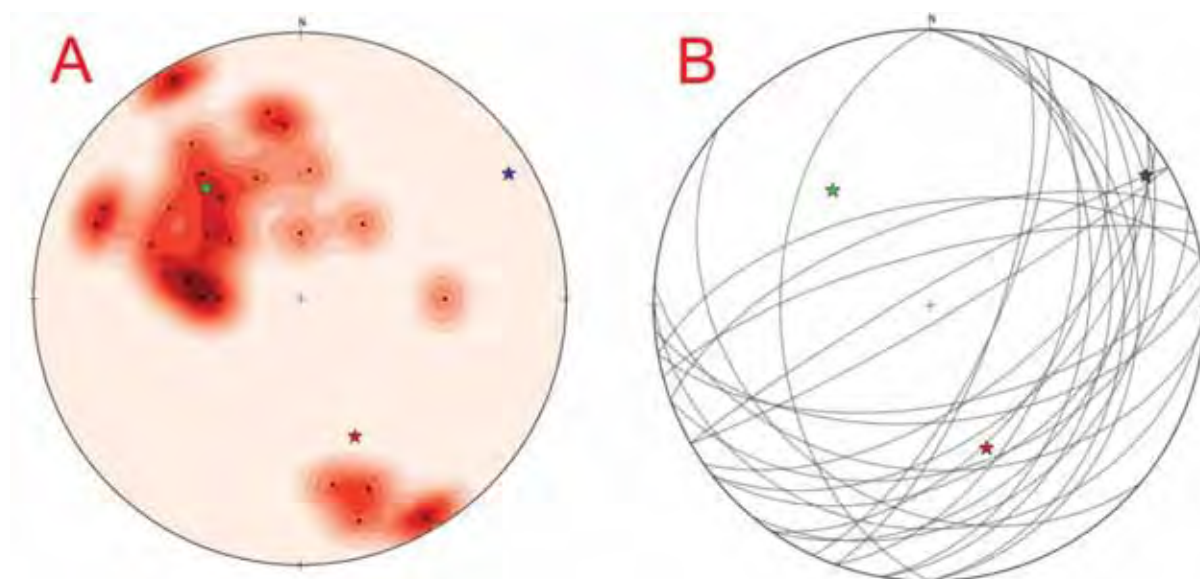


Figura 7.45: Estereograma de medidas de foliação Sn do complexo Mangabal Norte; método: distribuição Fisher, hemisfério sul, polos de planos (A) e planos (B), atitude média dos planos: 100/32. Estrela azul representa a atitude do eixo da dobra formada pelos planos de foliação.

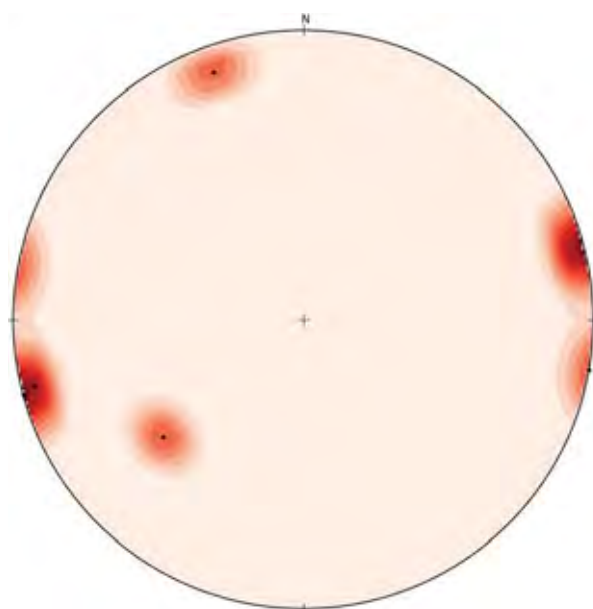


Figura 7.46: Estereograma de medidas de fraturas do complexo Mangabal Norte; método: distribuição Fisher, hemisfério sul, polos de planos, atitude média dos planos: 76/90.

Este padrão de foliação diferenciado pode ser explicado pelo fato do complexo ter sofrido deformação diferenciada, com concentração maior de deformação próximo ao contato com as encaixantes, e concentração menor de deformação, bem como maior heterogeneidade, na porção central do corpo, gerando uma foliação mais espaçada e com orientação diferenciada, como citado anteriormente. Tal padrão pode ser explicado também, pela ocorrência de deformação rúptil com zonas de distensão ou falhas no interior do complexo, sugeridas pela ocorrência de grande quantidade de blocos de quartzo, às vezes, observados no contato entre anfibólio xistos/fels e gabronoritos, com ambos os tipos apresentando feições de cisalhamento como a diminuição da granulação associada à deformação e recristalização mineral.

As demais estruturas do complexo são representadas por dobras suaves, abertas, fechadas e até isoclinais na foliação principal S_n , observadas principalmente em blocos de anfibólio xistos ou fels e metaperidotitos e por isso não foi feito um maior número de medidas de eixos de dobras.

No ponto BV002 é possível reconhecer duas falhas distintas, denominadas aqui de falhas 1 e 2: a primeira possui atitude média de 180/20 e marca o contato abrupto entre um metaperidotito e um metagabronorito, com deformação (crenulações) e veios de quartzo no plano de falha (Figura 7.48). Do outro lado da drenagem, ocorre uma falha com atitude aproximada 350/50, com uma dobra métrica de arrasto associada, formando uma sinforme (Figura 7.49). No ponto BV003, em estrada logo acima da drenagem, ocorre a continuação da falha anterior; nota-se que a atitude média da foliação S_n é de 160/45 em pontos mais distantes da falha (Figura 7.50) e de 350/80 na zona de falha (Figura 7.51), onde o padrão de

fraturamento principal apresenta direção sistemática norte-sul e alto ângulo de mergulho 280/86.



Figura 7.47: Detalhe de metaultramáfica (tremolitito) do ponto BV362 exibindo foliação espaçada disjuntiva ou de crenulação.

A figura 7.52 ilustra uma possível interpretação para as falhas observadas nos pontos BV002 e BV003 e devido a grande cobertura de solo e a falta de afloramentos, não foi possível estabelecer a continuidade dos planos de falha em mapa com precisão.

De acordo os dados obtidos, no complexo de Mangabal Norte ocorrem pelo menos três fases deformacionais: uma fase Dn responsável pelo desenvolvimento da foliação principal Sn, que pode estar associada também a crenulações e a dobras suaves e abertas provocadas pelo processo de partição de deformação, podendo ter gerado também falhas subparalelas a direção de foliação (como observada no contato entre metagabbro e metaperidotito do ponto BV002); possivelmente uma fase Dn-1 caracterizada por trilhas de inclusões em granadas e uma fase Dn+1 responsável pelo desenvolvimento de falhas discordantes a foliação e por dobras abertas, fechadas e até isoclinais no Sn, com a formação de dobras de arrasto associadas (ponto BV002).



Figura 7.48: Contato entre metagabronorito e metaperidotito por falha (tracejado amarelo indica o plano de falha 1), ponto BV002.



Figura 7.49: Ilustração mostrando traço do plano de falha (em amarelo), traço da atitude da foliação e a formação de dobra de arrasto (em vermelho), ponto BV002.



Figura 7.50: Afloramento de metaperidotito (ponto BV003) exibindo a atitude da foliação Sn (traço preto), metros antes da zona de falha (falha 2, que se encontra mais a direita da foto).



Figura 7.51: Afloramento de metaperidotito tremolitizado (ponto BV003) mostrando mudança na atitude da foliação Sn (traço preto) em relação imagem anterior (poucos metros a esquerda deste ponto) que se torna subvertical.

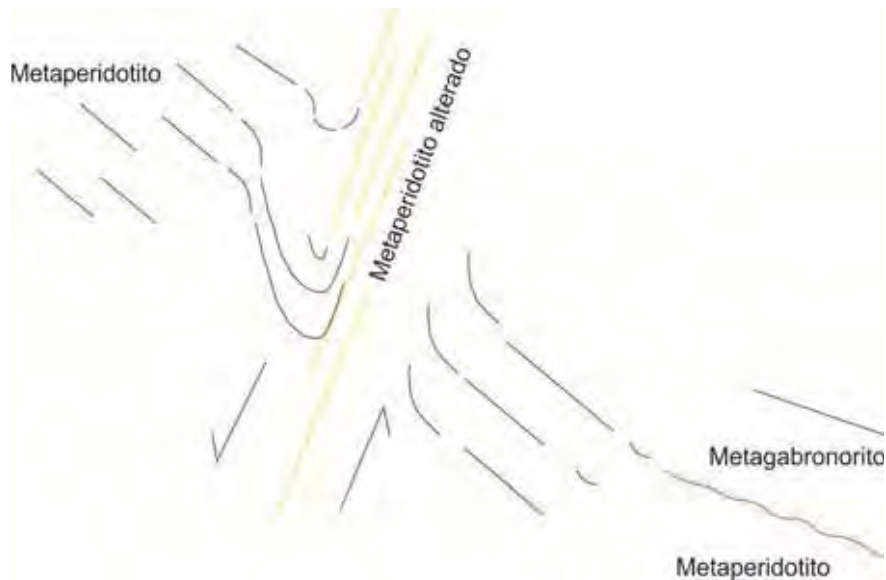


Figura 7.52: Ilustração esquemática baseada nos afloramentos dos pontos BV002 e BV003, com traço da foliação próximo a zona de falha e dobra de arrasto (em preto); traço da foliação na zona de falha (em amarelo); contato entre metaperidotito e metagabronorito (em vermelho) e sentido do movimento de falha (setas pretas).

No afloramento de granada-anfibólio-biotita gnaiss do ponto BV528 (Figura 7.53) a atitude média da foliação (S_n) se encontra com caimento para sudeste, com alto ângulo de mergulho (120/70); a atitude da lineação mineral (L_n) apresenta caimento para sul com baixo a moderado ângulo de mergulho (190/30) e o sentido do movimento aparenta ser para norte (N20), segundo a rotação de porfiroblastos de granada em corte subparalelo a lineação mineral em respectiva amostra de rocha.



Figura 7.53: Vista geral de afloramento de granada-anfibólio-biotita gnaiss do ponto BV528 exibindo blocos com foliação nítida.

Todas estas evidências, associadas a interpretação dos perfis geológicos (Anexo V) deixam claro que a estratigrafia original, possivelmente, foi afetada por falhas que reajustaram e até inverteram os pacotes de rochas do complexo, porém devido a falta de informações, optou-se por não extrapolar tais falhas para todos os contatos, uma vez que possam existir contatos que não sejam desta natureza, podendo tratar-se simplesmente de uma maior concentração de deformação nos contatos entre as rochas máficas e ultramáficas do corpo e podem ocorrer também contatos de natureza ígnea, como é observado em testemunhos de sondagem dos complexos (principalmente em Mangabal Sul), onde ocorrem pacotes ou “bolsões” de rochas piroxeníticas intercaladas a rochas gabronoríticas, relacionado a diferentes pulsos magmáticos.

O corpo de granodiorito que aparece no mapa em anexo, com base nos aspectos texturais, estruturais e no seu contorno em mapa, aparenta ter-se colocado nos estágios tardios do desenvolvimento da foliação S_n , ou seja, tardio ao evento D_n ; ou alojou-se nos estágios finais de deformação, sofrendo pouca ou ausência de deformação.

No complexo as rochas metaultramáficas geralmente se apresentam mais deformadas em relação às rochas metamáficas, fato este muito bem observado na figura 7.48 (pag. 54), onde o metaperidotito se apresenta com textura de cisalhamento, dada por foliação bem definida e granulação fina, diferentemente do corpo máfico sobrejacente, que quase não apresenta deformação. Assim no complexo, ocorre partição da deformação devido a competência maior das rochas máficas em relação às ultramáficas, que por sua vez se alteram mais facilmente para xistos com maior quantidade de filossilicatos e anfibólios, que se deformam mais facilmente. Esta partição de deformação pode gerar um metamorfismo em condições mais estáticas, em regiões de sombra de pressão ou deformação, onde as rochas máficas mais competentes podem funcionar como mega “porfiroclastos” assimilando menos a deformação, como é observado nas amostras de olivina gabronoritos coroníticos. De forma antagônica, nas bordas dos corpos paralelos ou com pequena obliquidade com a foliação principal, onde ocorre a concentração da deformação, o produto metamórfico apresenta foliação nítida. Assim o complexo de Mangabal Norte apresenta comportamento semelhante ao apresentado por Mangabal Sul, podendo ter funcionado como um mega “porfiroclasto” durante o evento deformacional regional que afetou tanto as rochas do complexo quanto as rochas encaixantes e que durante este evento, pode ter ocorrido a formação de falhas internas no corpo, subparalelas a foliação, responsável pela alternância dos pacotes rochosos observada nos perfis (Anexo V).

7.2.3 METAMORFISMO

Em Mangabal Norte, assim como em Mangabal Sul, ocorre um metamorfismo que pode não estar associado ao processo deformacional responsável pelo desenvolvimento da foliação principal (Sn), pelo fato de existir rochas não foliadas, com textura cumulática reliquiar e que apresentam coroas de reação em olivinas, tipicamente metamórficas. Tal metamorfismo pode ser interpretado como anterior ao evento metamórfico/deformacional responsável pelo desenvolvimento do Sn e que foi parcialmente preservado. A ocorrência de metamorfismo estático por partição de deformação poderia gerar tanto rochas foliadas (menos competentes) e rochas não foliadas (mais competentes) dentro de um mesmo evento metamórfico/deformacional. Nos exemplares foliados, pode-se observar que existe uma relação direta entre o desenvolvimento da foliação principal e um metamorfismo de mais baixo grau, dada pela geração de anfibólio e clorita a partir de piroxênios. Em amostra do ponto BV481 foi encontrada uma associação mineral composta por clorita, flogopita e clorita, disposta em finos cristais arranjados em estrutura isótropa, dispostos caoticamente em lâmina, evidenciando que ocorre metamorfismo sem necessariamente acompanhar a deformação, bem como em amostra de anfibólio fels (metapiroxenito) do ponto BV540, citado anteriormente.

Os xistos encaixantes do complexo de Mangabal Norte apresentam paragênese metamórfica dada por cianita + muscovita + biotita + quartzo, de fácies anfibolito, zona da cianita, com temperatura variando de 550 a 720 °C e pressões variando entre 5 a 12 Kbars (Yardley, 1989). A clorita ocorre de forma subordinada, evidenciando retrometamorfismo para a fácies xisto verde (Yardley, 1989).

Em amostra de anfibolito (ponto BV509), foi encontrada uma paragênese dada por anfibólio (cumingtonita/edenita) + plagioclásio (labradorita/bytownita) + espinélio, típica de fácies anfibolito médio a superior (Yardley, 1989). Em amostra de metaharzburgito (ponto BV311) os cristais de ortopiroxênio (bronzita) sofrem alteração parcial para anfibólio (edenita/pargasita) e clorita (Figura 7.54), evidenciando retrometamorfismo para fácies xisto verde (Yardley, 1989). Assim como em Mangabal Sul, ocorre a presença de anfibólio acastanhado, de alta temperatura, com textura poiquilítica de fase provavelmente posterior à cristalização magmática e anfibólio esverdeado de baixa temperatura na borda de piroxênios, de fase posterior ao pico metamórfico, relacionado ao retrometamorfismo (Figura 7.55).

Em amostra de metagabronorito com olivina (pontos BV231) ocorrem cristais de olivina coronítica, com núcleo interno de ortopiroxênio e coroa de anfibólio (edenita/pargasita) intercrescido com espinélio (Figura 7.56). Tais coroas são características de fácies anfibolito à granulito, segundo diversos autores (Mason 1967; Gardner & Robins 1974; dentre outros). A mesma paragênese encontrada em piroxenitos e peridotitos do

complexo de Mangabal Sul é encontrada em Mangabal Norte, sugerindo pico metamórfico em fácies anfibolito superior à granulito, com evidências de retrometamorfismo sin-cinemático, associado ao desenvolvimento da foliação Sn.

Segundo os dados anteriormente citados, conclui-se que o complexo de Mangabal Norte apresenta mesma assinatura metamórfica que o complexo Mangabal Sul e que o complexo sofreu metamorfismo de pelo menos fácies anfibolito superior, podendo ter atingido a fácies granulito, com sinais de retrometamorfismo em alguns pontos dentro da fácies anfibolito à xisto verde, possivelmente contemporâneo ao desenvolvimento do Sn. Na Figura 7.57, é representado o campo de metamorfismo sofrido tanto pelas rochas do complexo quanto pelas rochas encaixantes.

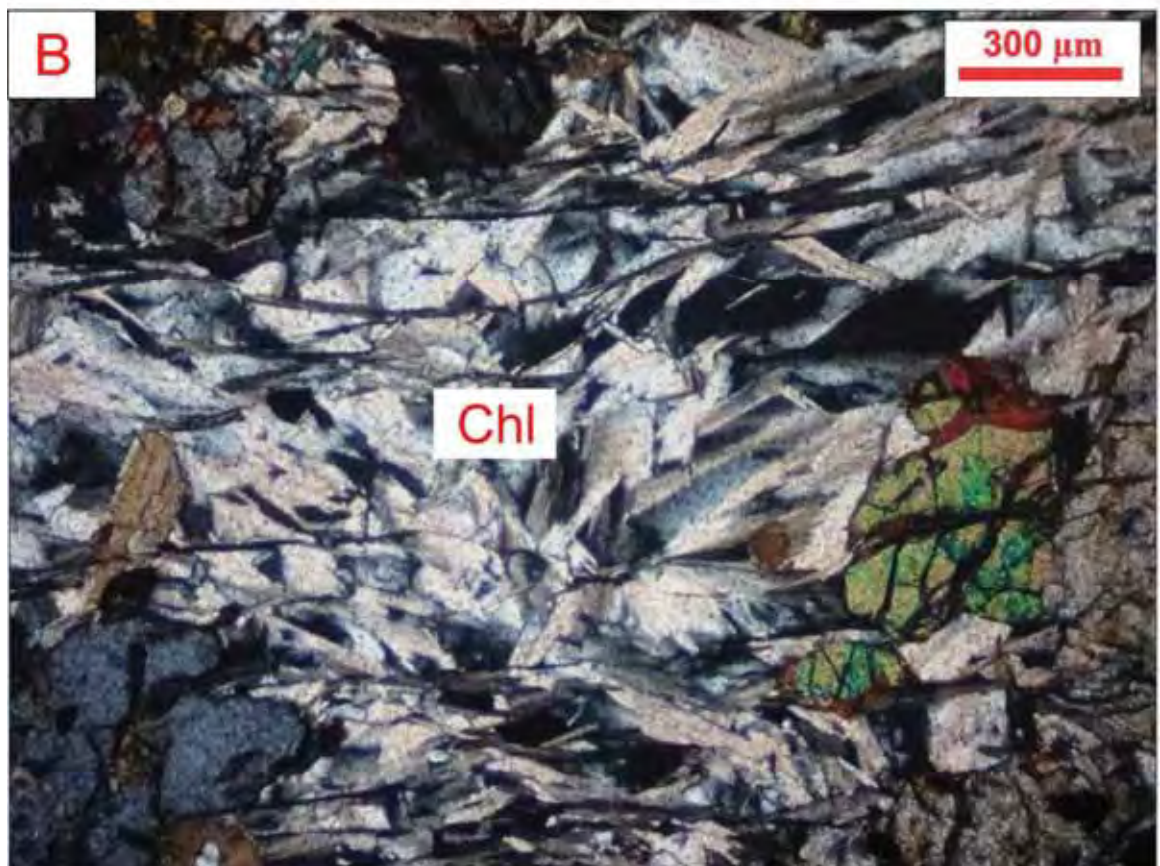
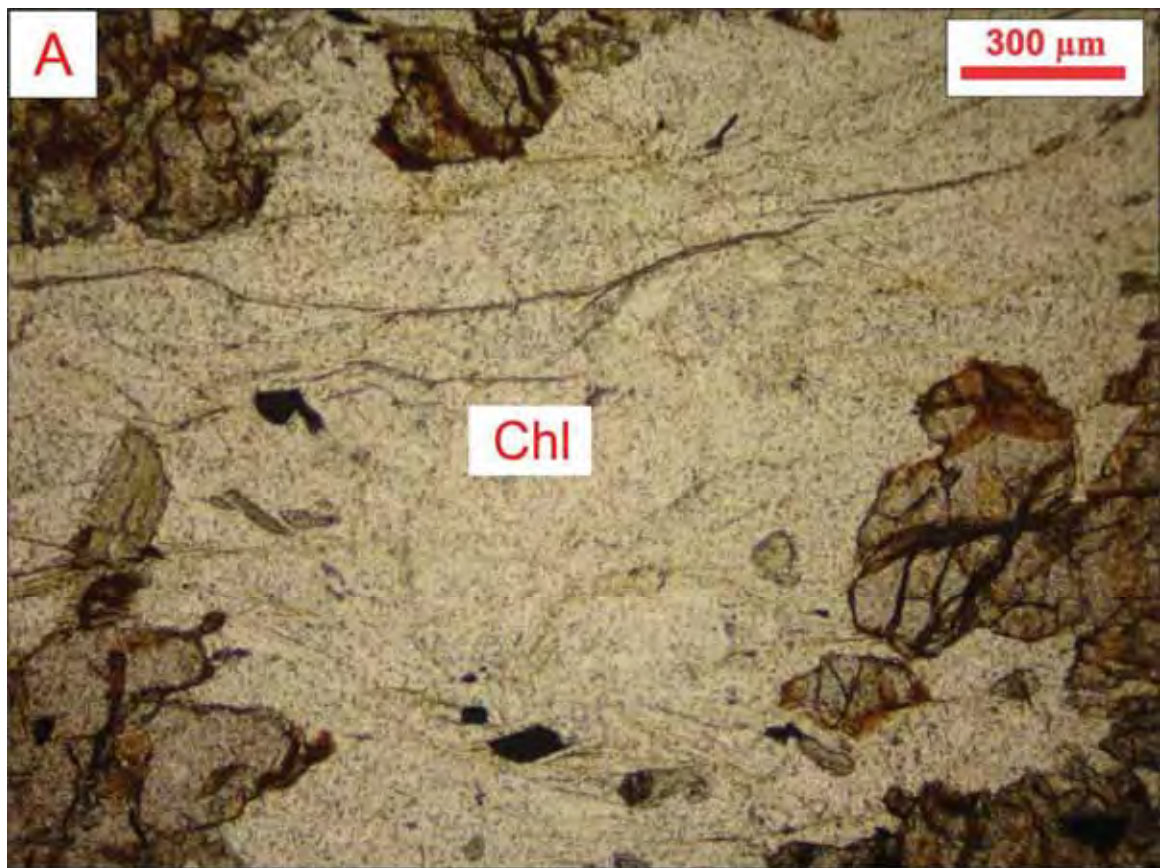


Figura 7.54: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida a polarizadores descruzados (A) e cruzados (B) mostrando aglomerado de cristais de clorita em metaharzburgito, ponto BV311.

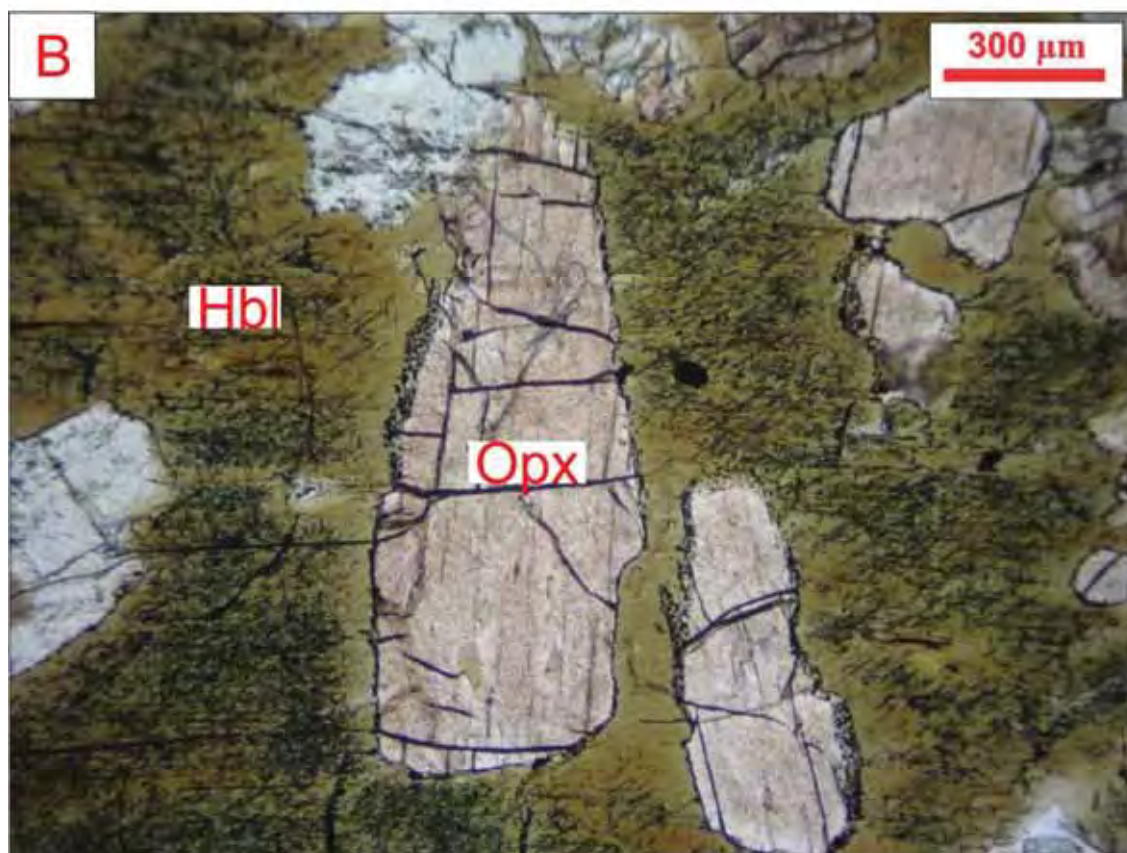


Figura 7.55: Fotomicrografia de seção delgada em luz transmitida e a polarizadores descruzados, mostrando borda de hornblenda retrometamórfica em ortopiroxênio (A) e cristal poiquilítico de hornblenda englobando cristais de ortopiroxênio (B).

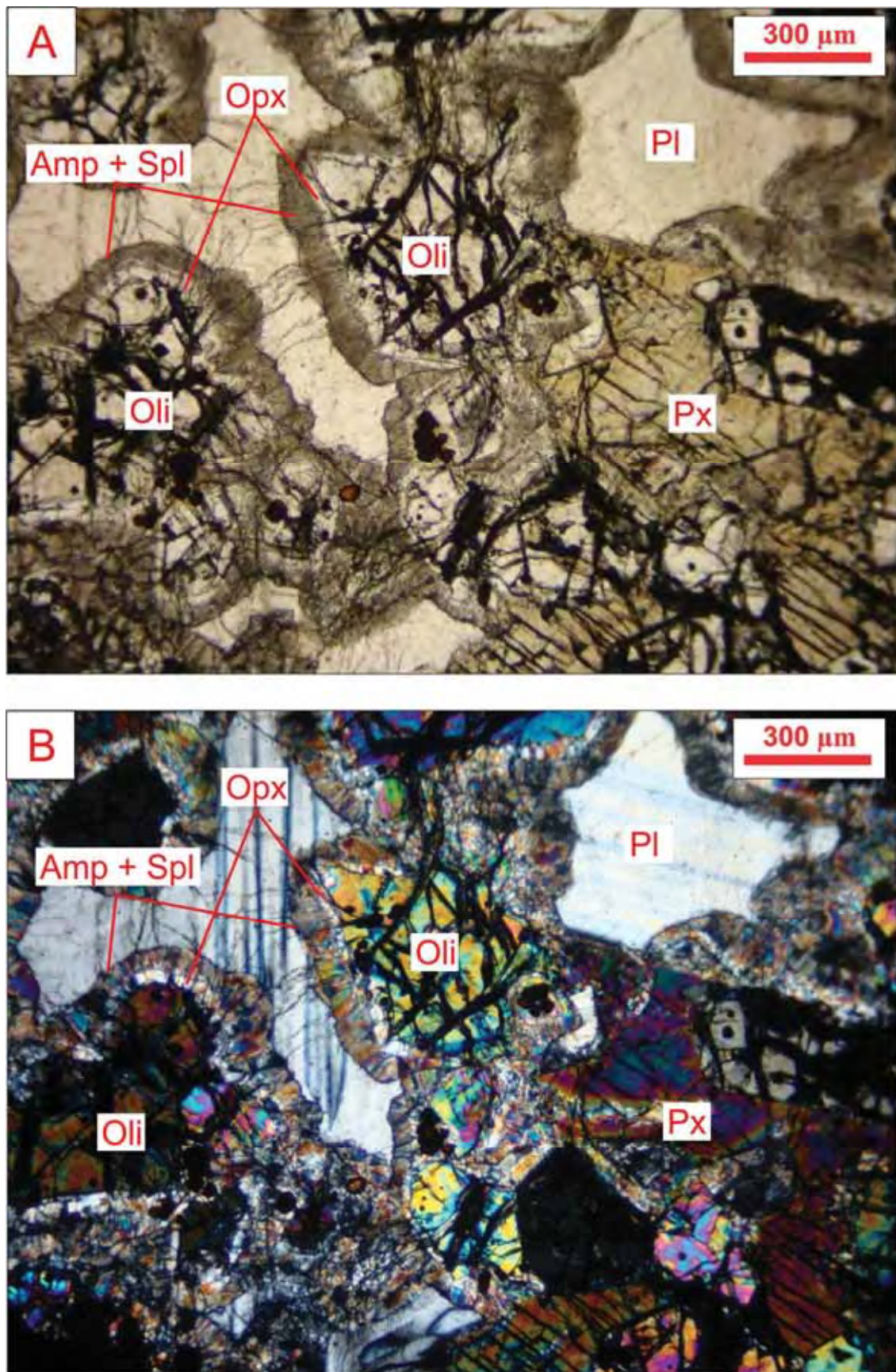


Figura 7.56: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida com polarizadores descruzados (A) e cruzados (B), mostrando cristais de plagioclásio, piroxênio e olivina coronítica, com coroa interna de ortopiroxênio e externa de anfibólio e espinélio.

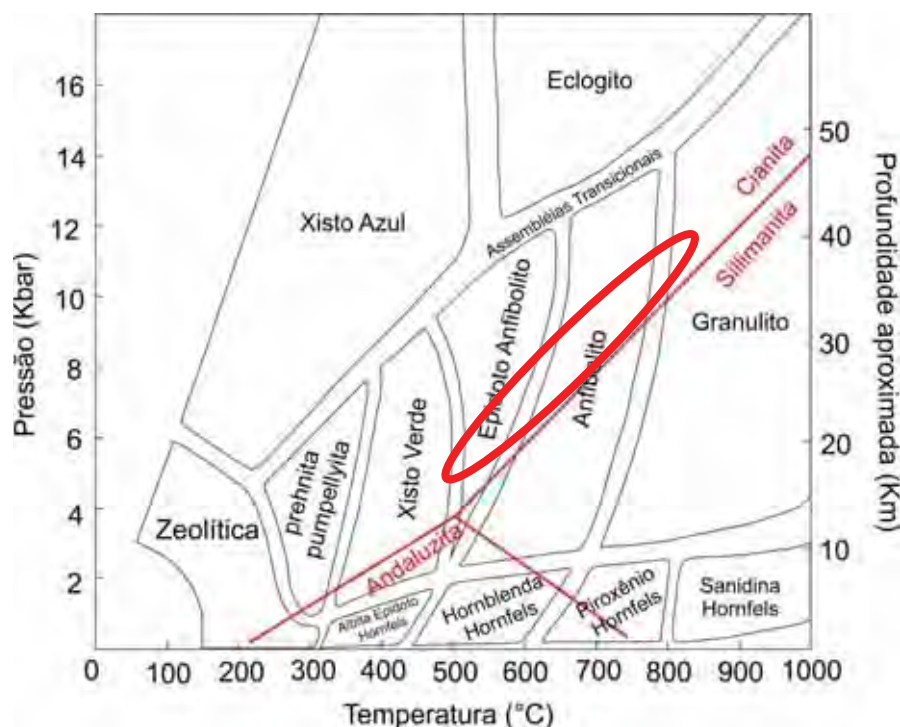


Figura 7.57: Diagrama de Pressão-Temperatura-Profundidade, mostrando os campos correspondentes às fácies metamórficas das rochas do complexo e das encaixantes (círculo vermelho)(modificado de Yardley, 1989).

8 CARACTERIZAÇÃO DA FASE SULFETADA (MINERALIZADA)

Durante a etapa de mapeamento geológico, foram encontradas amostras com sulfetação disseminada em quase toda a área de mapeamento, principalmente no complexo de Mangabal Norte, mais especificamente em suas porções sudeste, central e nordeste. Os litotipos com sulfetação mais expressiva correspondem a gabronoritos e a olivina gabronoritos (Figura 8.1).



Figura 8.1: Detalhe de amostra de gabronorito (ponto BV387) exibindo sulfetação intercumulus (círculo amarelo) composta essencialmente por pirrotita.

Em Mangabal Sul, foram descritas três lâminas polidas referentes a diferentes níveis estratigráficos de um mesmo furo de sondagem, abrangendo uma sequência de metagabronorito, um pacote de metapiroxenito e outra sequência de metagabronorito, do nível mais raso para o mais profundo, respectivamente. Em todos os níveis analisados, a sulfetação é do tipo remobilizada, geralmente associada a fraturas, veios e pequenas brechas, se acumulando em geral no contato entre “bolsões” ou veios com plagioclásio e minerais máficos como o anfibólio, sendo que a única diferença expressiva considerada é que no nível de metapiroxenito a sulfetação é maciça a semi-maciça e nos níveis de metagabronorito a sulfetação é disseminada.

Em Mangabal Norte foi utilizado o mesmo procedimento que em Mangabal Sul, com a análise de diferentes níveis estratigráficos de um mesmo furo de sondagem, abrangendo uma sequência de metagabronorito, uma de metaperidotito e outra de metatroctolito, do nível mais raso para o mais profundo, respectivamente. Foram descritas duas seções polidas no nível referente ao metagabronorito, de forma a abranger um intervalo de estrutura mais isótropa e menos recristalizado e outro intervalo de estrutura nitidamente orientada e anfibolitizado. Em ambos os intervalos, ocorre uma sulfetação predominantemente remobilizada, sendo que no tipo mais anfibolitizado ocorre maior quantidade de rutilo associado a mineralização e no tipo mais isótropo, ocorre uma sulfetação de textura em rede, semelhante a sulfetação *intercumulus*.

No nível de metaperidotito, diferentemente do nível gabronorítico, foi encontrado grande quantidade de ilmenita e magnetita, esta última apresentando hábito cúbico, por vezes inclusa na massa sulfetada (Figura 8.2); em diferentes pontos da seção, os sulfetos ocorrem preenchendo fraturas que seccionam cristais de anfibólio, piroxênio e olivina, sugerindo se tratar de sulfeto remobilizado.

No nível correspondente ao metatroctolito, a sulfetação apresenta-se de forma disseminada, sempre nos interstícios ou inclusas em pequenas fraturas internas nos cristais de olivina, sugerindo se tratar de uma mineralização primária que sofreu alguma remobilização, evidenciada pelas pequenas fraturas preenchidas por sulfetos. A presença de magnetita e ilmenita associadas à fase sulfetada, sugere que ambas as fases podem ter sido contemporâneas, durante algum momento da cristalização magmática, como pode ocorrer em depósitos sulfetados de Ni-Cu desta natureza (Craig & Vaughan 1981).

De forma geral, a sulfetação observada nas seções polidas, apresenta textura variável, de disseminada a maciça e pode estar alojada entre os cristais *cumulos* de olivina ou estar preenchendo fraturas, evidenciando a possibilidade de coexistir sulfeto remobilizado e primário dentro do complexo. Em todas as seções analisadas, a pirrotita é o sulfeto

predominante, seguida de quantidades variáveis de pirita, calcopirita e pentlandita. A pirrotita é tipicamente anedral, possui coloração amarela levemente rosada observada quando em contato com a pirita ou pentlandita e quase sempre apresenta lamelas internas de pentlandita de coloração amarelo pálida (Figura 8.3) e forma agregados minerais juntamente com outros sulfetos, podendo ocorrer também em cristais isolados. A pirita ocorre em agregados minerais juntamente com a calcopirita e a pirrotita (Figura 8.4) e pode apresentar hábito anedral, formando cristais que formam faixas alongadas intercrescidos com lamelas de pentlandita em contato com a pirrotita ou em cristais euedrais, cúbicos, também inclusos na massa de pirrotita, significando possivelmente duas fases distintas de formação de sulfetos. Nos cristais cúbicos de pirita em contato com cristais anedrais de pirrotita, quase sempre é observado faixa anedral de calcopirita juntamente com pentlandita (Figura 8.5). A calcopirita aparece na forma de cristais anedrais, quase sempre inclusas em cristais de pirrotita e em contato com a pirita, podendo ocorrer alguns cristais isolados, principalmente preenchendo pequenas fraturas juntamente com outros sulfetos (Figura 8.7).

Na maioria das seções observadas, ocorre grande quantidade de óxidos associados aos sulfetos, representados principalmente por ilmenita, rutilo e magnetita. A magnetita aparece em cristais subedrais a euedrais, podendo ocorrer no interior de cristais de olivina de forma isolada ou inclusas na massa sulfetada, associada à pirrotita e à pirita. A ilmenita ocorre em quantidade mais expressiva que a magnetita nas seções observadas, sempre associada aos sulfetos, principalmente inclusas na massa de pirrotita e pirita, com alguns cristais envoltos por pirita (Figura 8.6). O rutilo aparece em quantidade expressiva em algumas seções, sempre nas bordas ou inclusos no interior da massa sulfetada (Figuras 8.8 e 8.9); a ocorrência de rutilo associado à fase sulfetada sugere que o mesmo é geneticamente contemporâneo e como a precipitação de quantidades significativas de rutilo a partir de um magma básico em cristalização é raro, se comparado a cristalização de magnetita e ilmenita, pode-se sugerir que o sulfeto é tardio a cristalização magmática; porém, são descritos depósitos magmáticos de óxidos de titânio em complexos ígneos máfico-ultramáficos que possuem majoritariamente titano-magnetita e ilmenita, podendo ocorrer rutilo associado, cuja a gênese ainda não é bem conhecida (Craig & Vaughan 1981), como é o caso de Allard Lake (Quebec, Canadá) e Tahawus (New York, EUA).

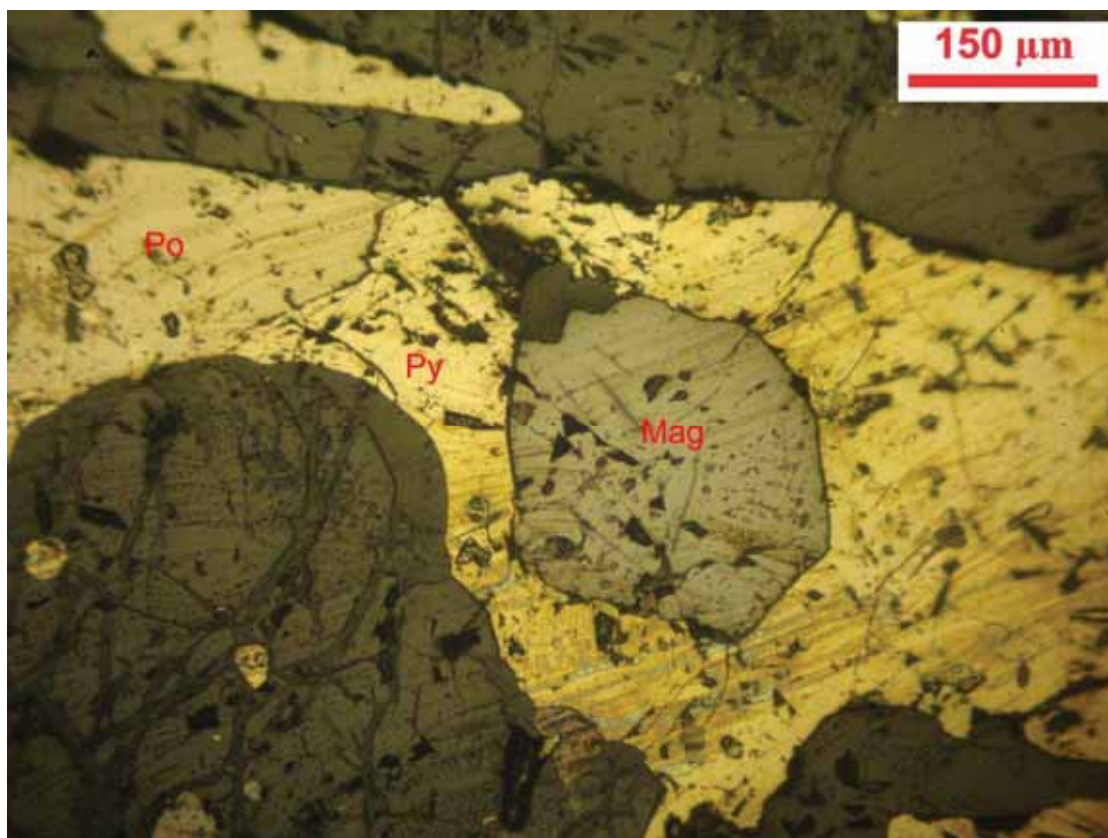


Figura 8.2: Fotomicrografia de seção polida em luz refletida e a polarizadores descruzados, mostrando cristal subedral de magnetita em meio a massa sulfetada composta por pirrotita e pirita.

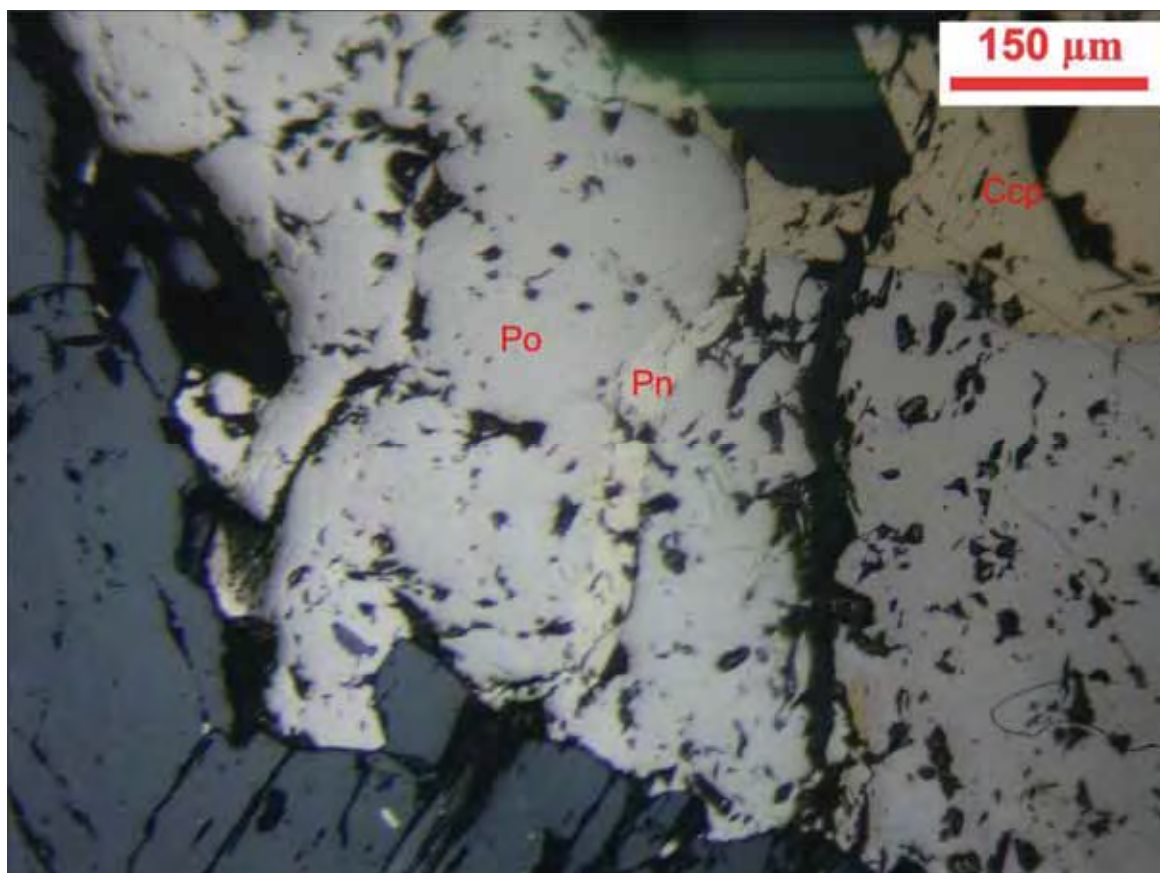


Figura 8.3: Fotomicrografia de seção polida em luz refletida e polarizadores descruzados, mostrando lamela de pentlandita inclusa em pirrotita e cristal de calcopirita.

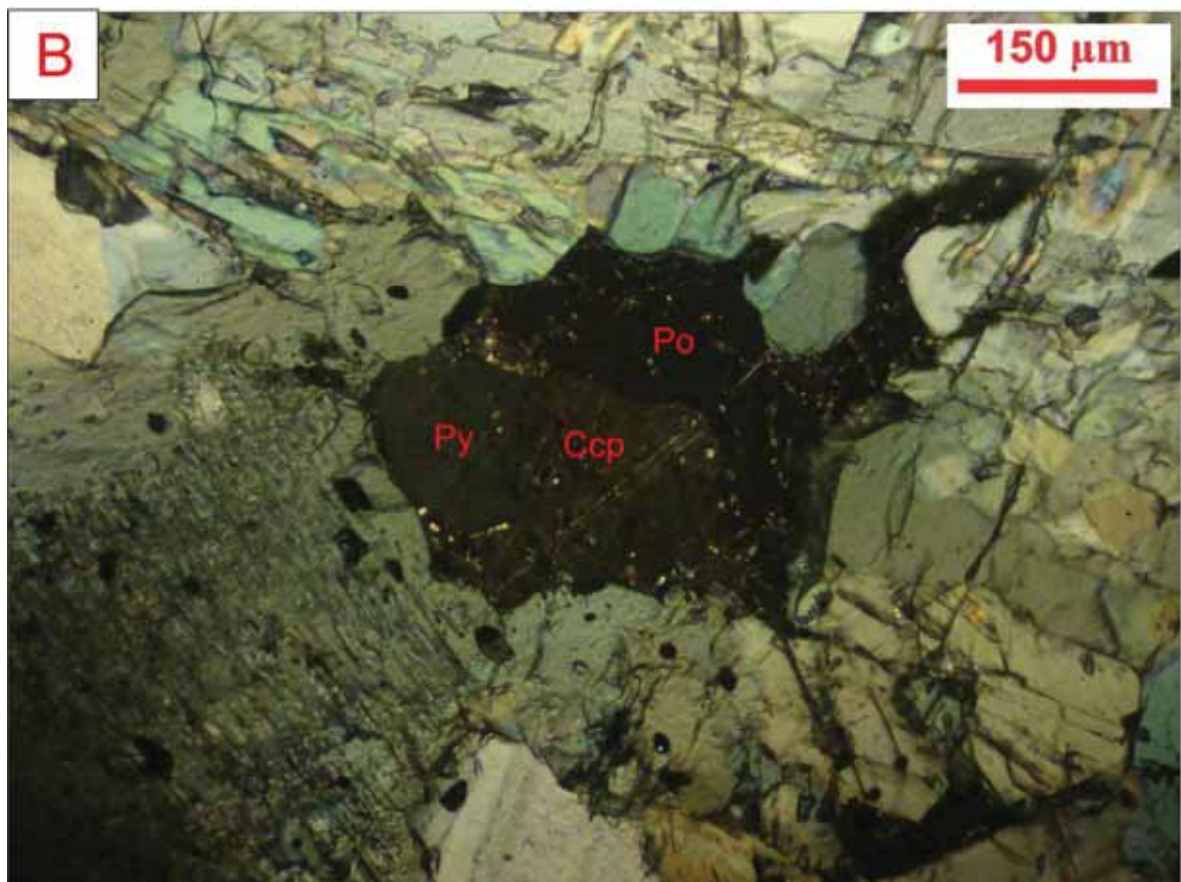
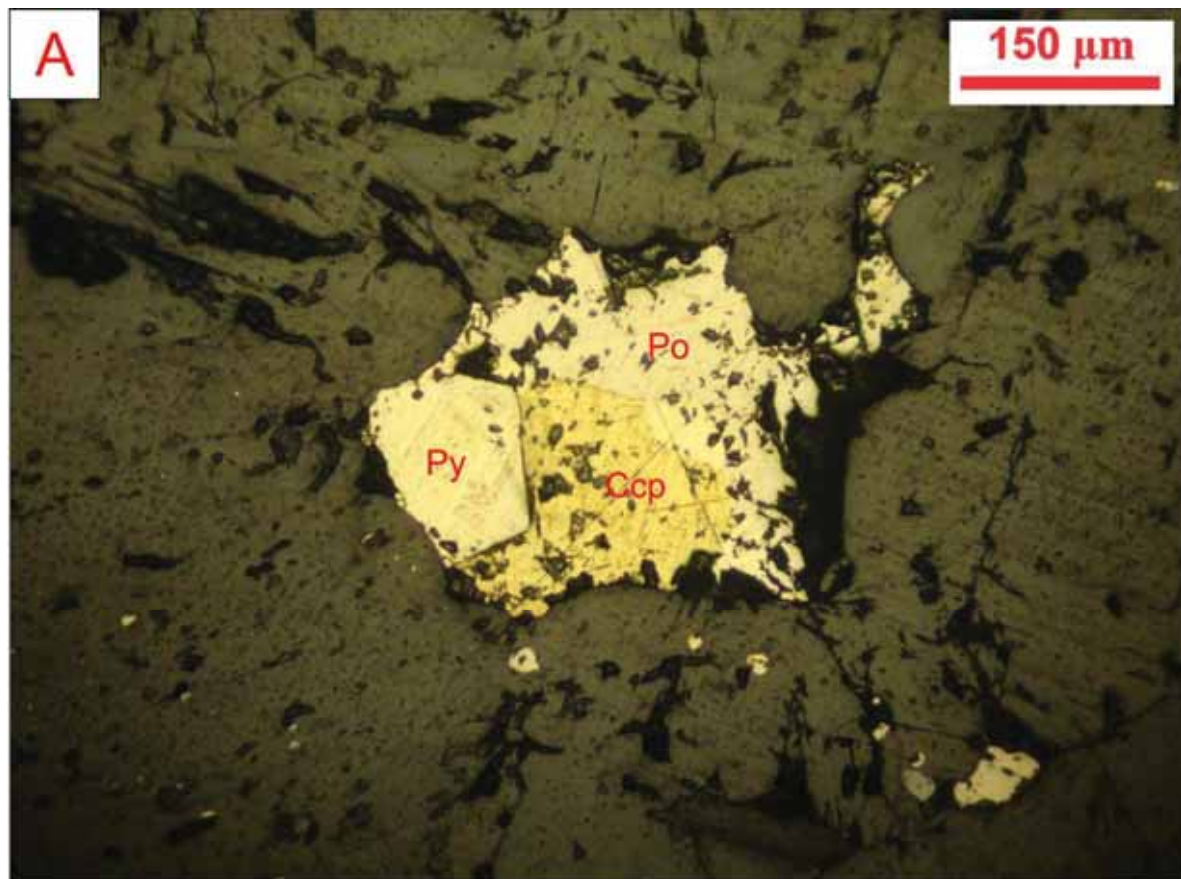


Figura 8.4: Fotomicrografia de seção polida em luz refletida mostrando cristal de pirita, calcopirita e pirrotita a polarizadores descruzados (A) e a polarizadores cruzados (B).

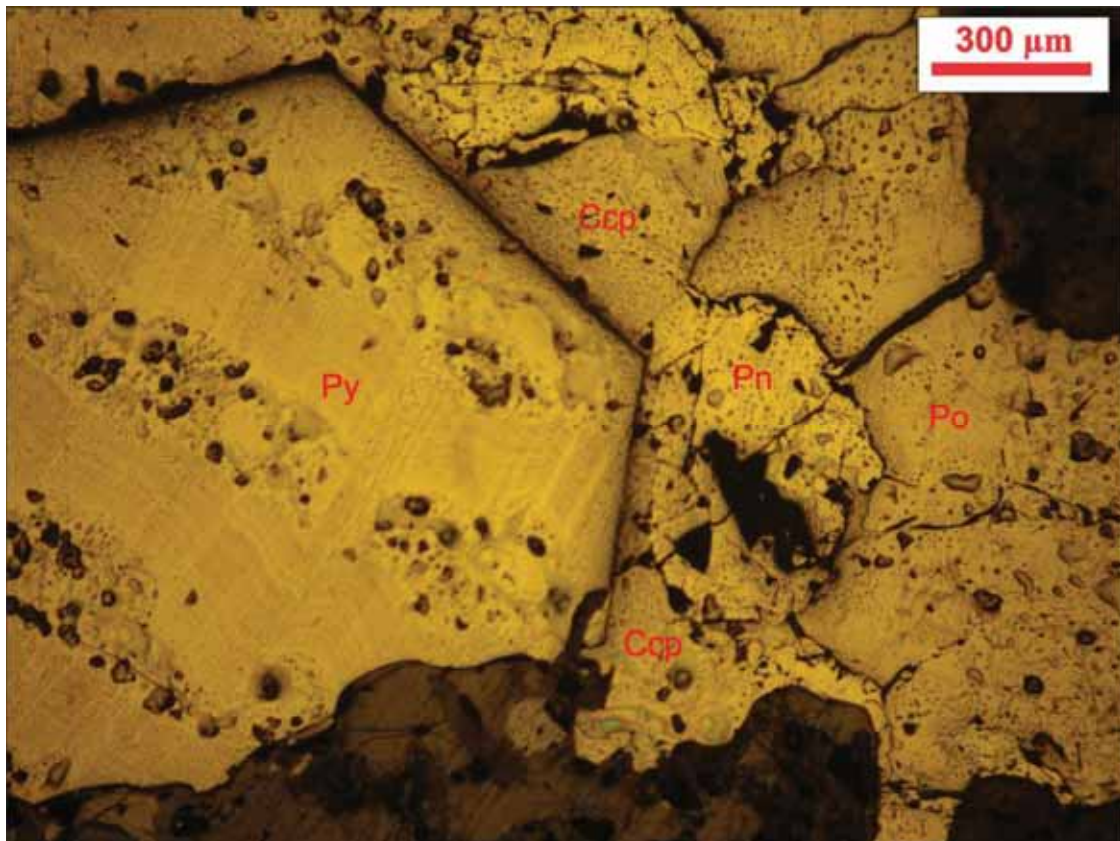


Figura 8.5: Fotomicrografia de seção polida em luz refletida a polarizadores descruzados, mostrando cristal cúbico de pirita coexistindo com cristais anedrais de pentlandita, calcopirita e pirrotita.

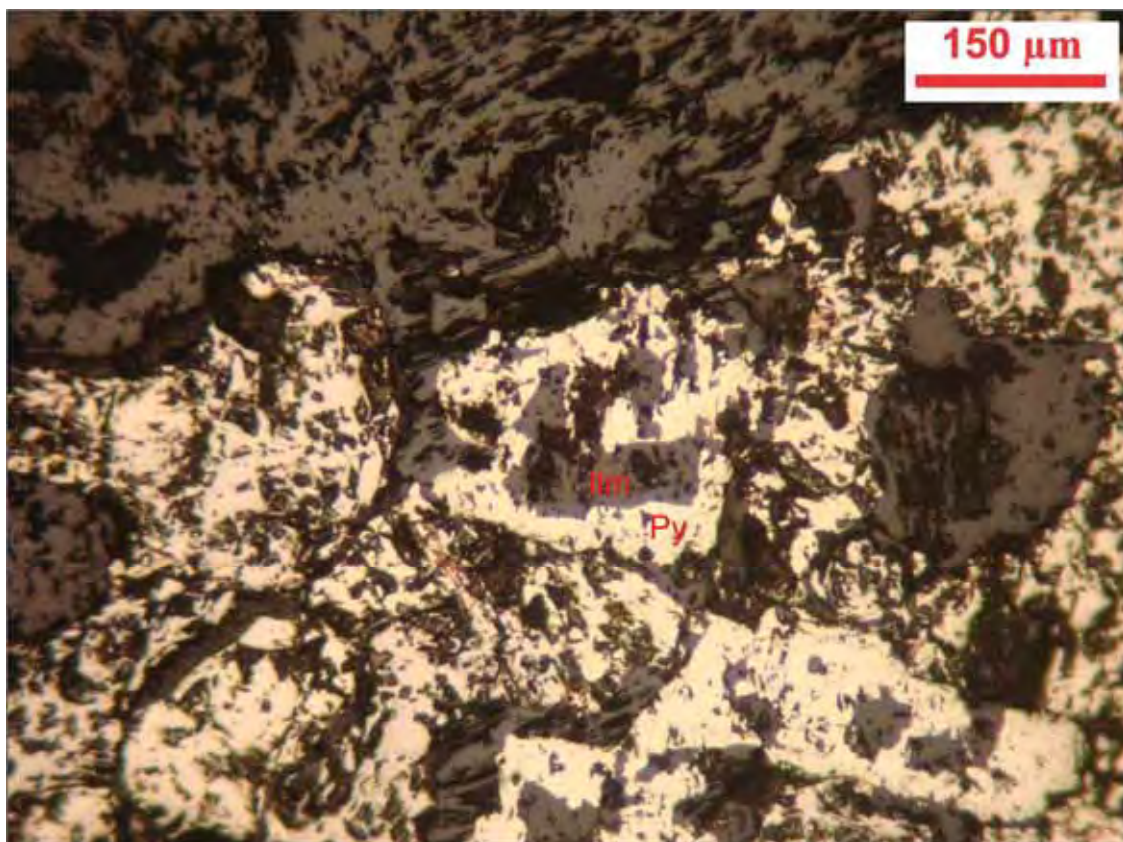


Figura 8.6: Fotomicrografia de seção polida em luz refletida com polarizadores descruzados, mostrando cristal de ilmenita envolto por cristal de pirita.

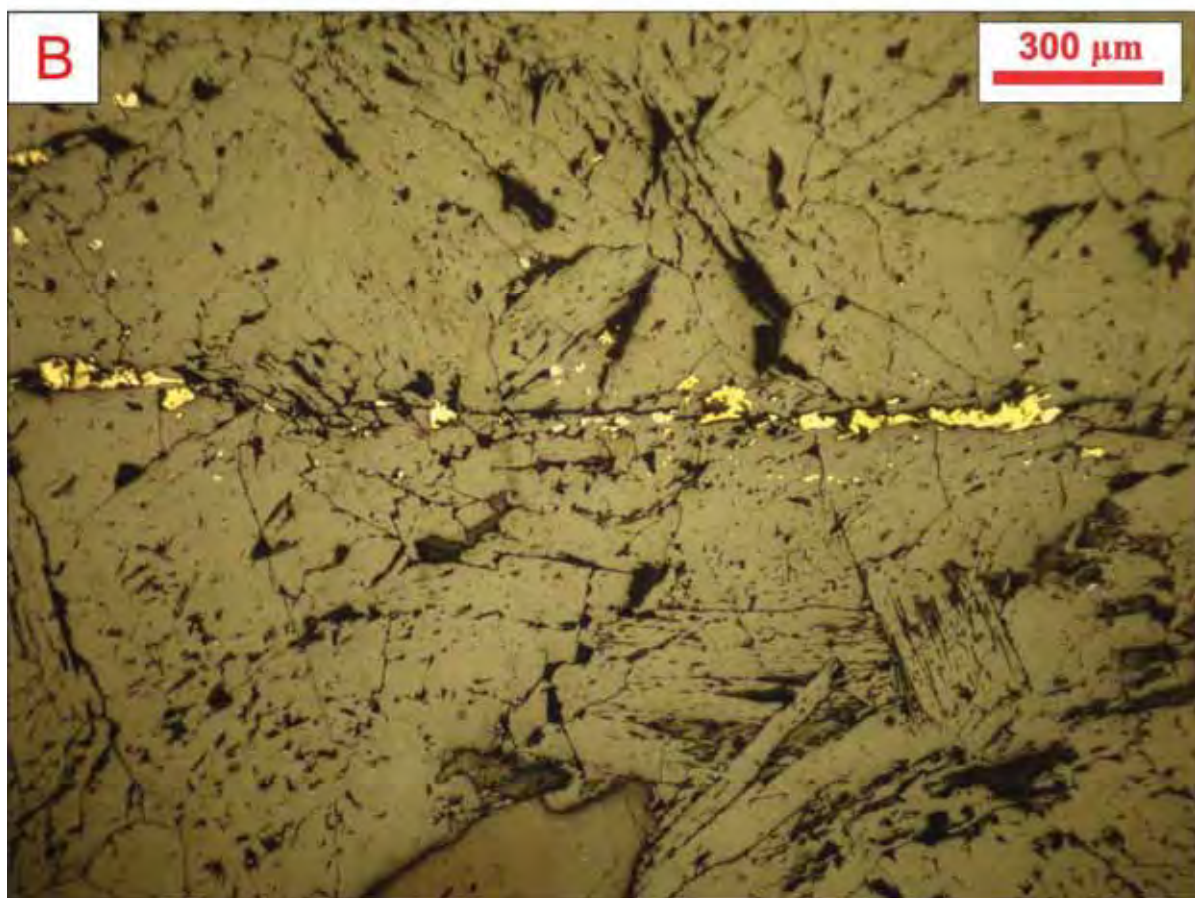
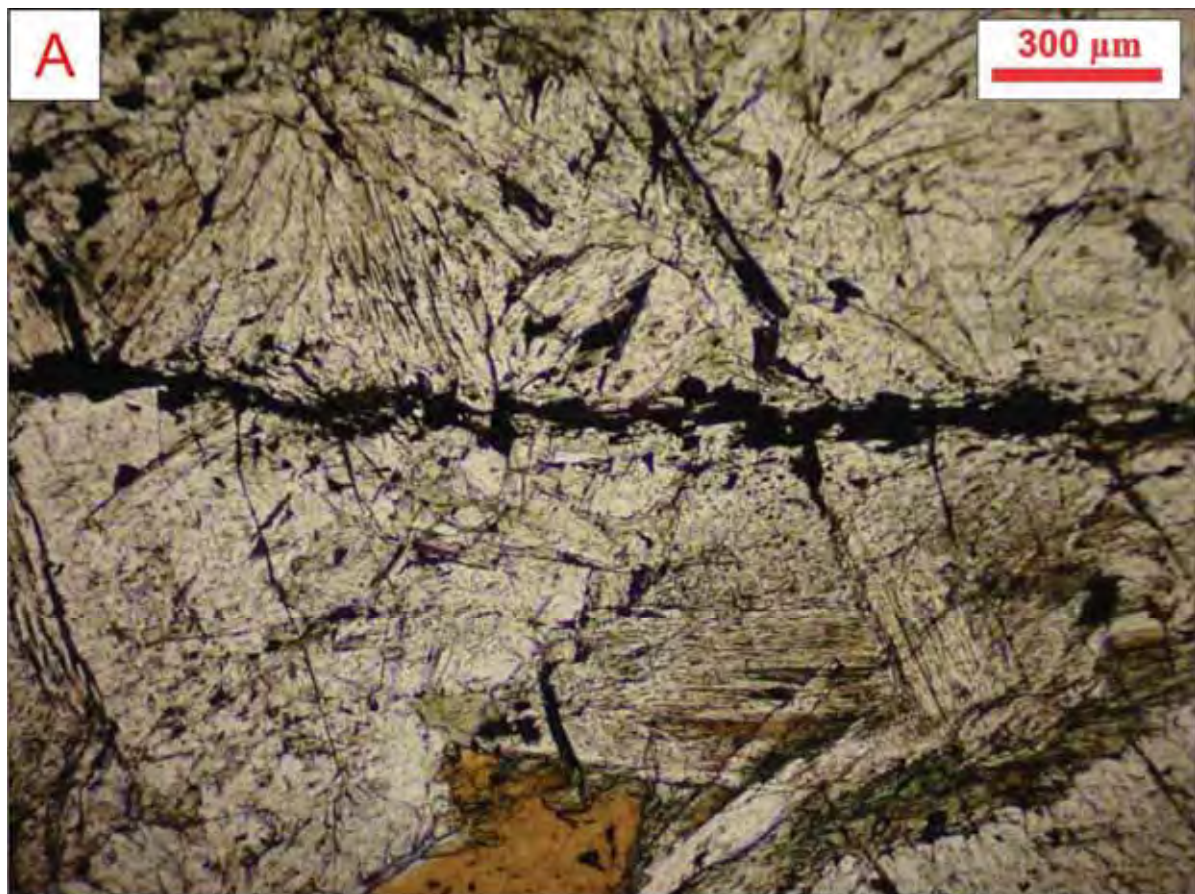


Figura 8.7: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida (A) e refletida (B) a polarizadores descruzados, mostrando fratura preenchida por sulfetos (principalmente calcopirita e pirrotita).

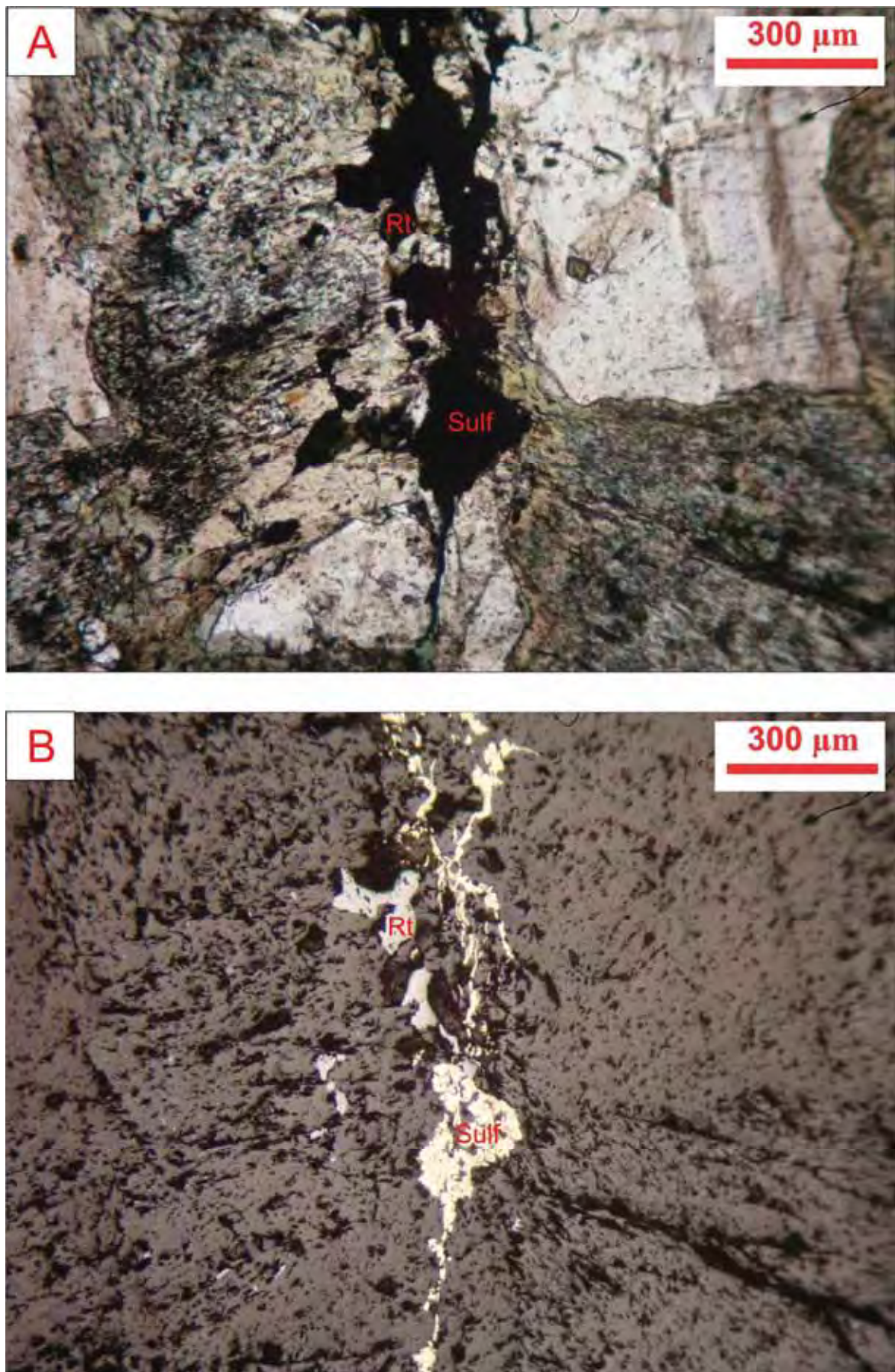


Figura 8.8: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida (A) e em luz refletida (B) com polarizadores descruzados, mostrando vênula composta por sulfetos (principalmente pirrotita) e rutilo.

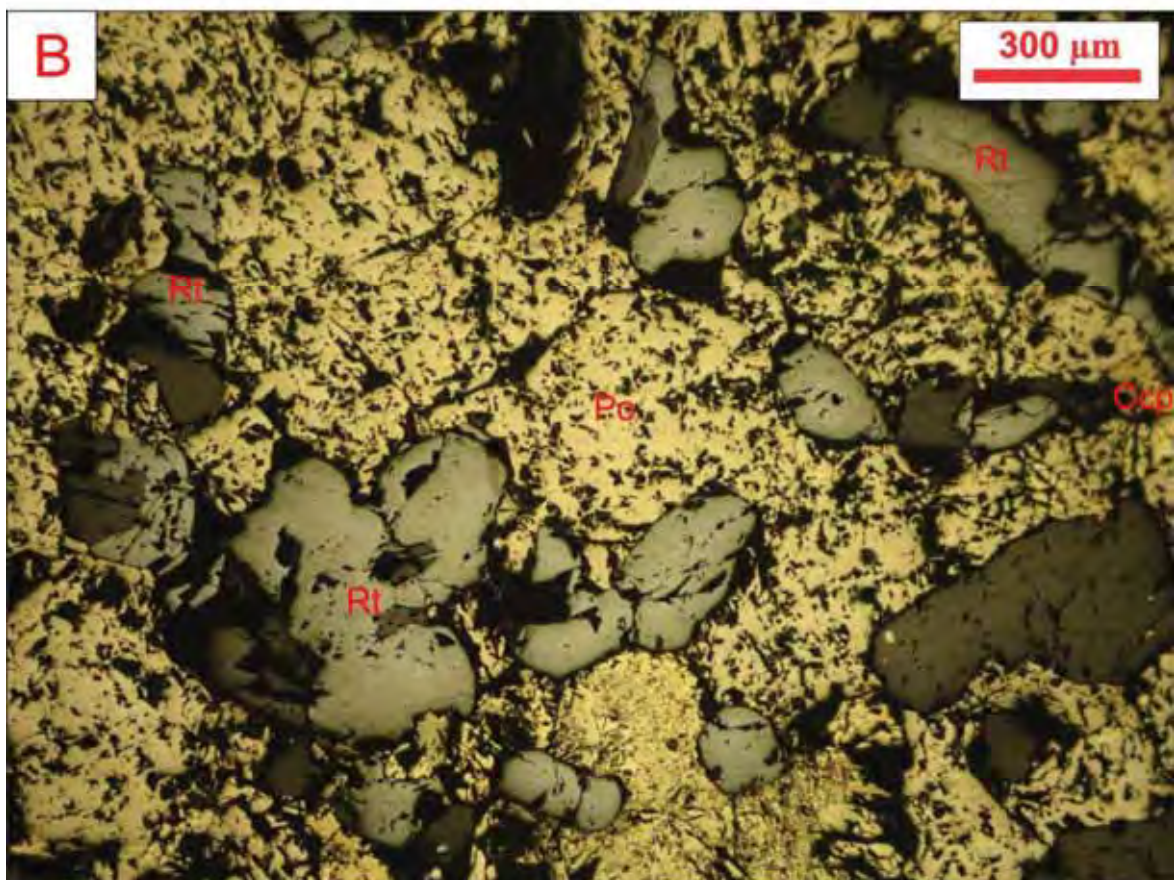
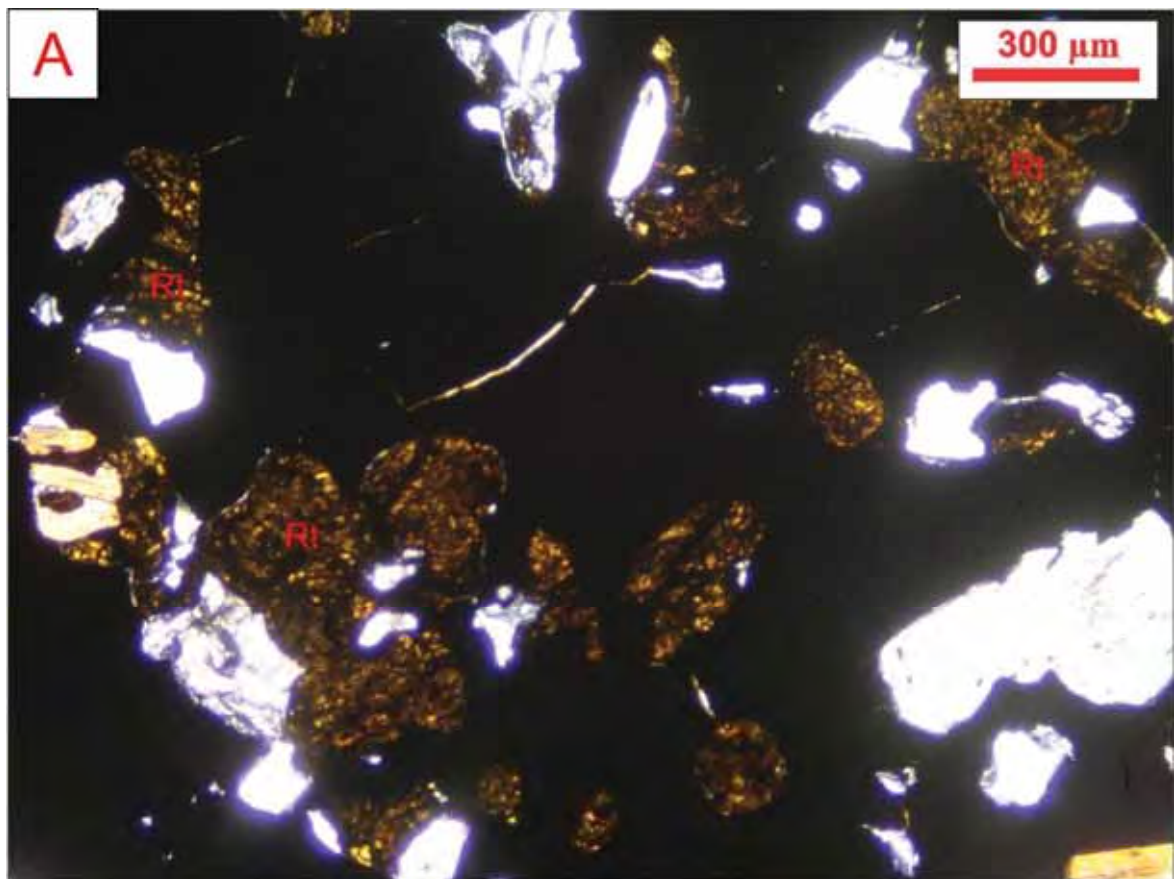


Figura 8.9: Fotomicrografia de seção polida em luz transmitida (A) e em luz refletida (B) a polarizadores descruzados, mostrando cristais de rutilo em meio a massa sulfetada composta principalmente por pirrotita.

9 ANÁLISES LITOQUÍMICAS

Para o complexo Mangabal Sul, foi analisada uma amostra de olivina anfibólio gabronorito coronítico (BV052) e outra de plagioclásio websterito com olivina (BV063) e para Mangabal Norte foi analisada uma amostra de anfibólio olivina leuco gabronorito/metatroctolito (BV211) e outra de metaharzburgito (BV311). A partir dos resultados das análises litoquímicas (Tabelas 9.1 e 9.2), foi possível a geração de gráficos que facilitam a interpretação dos resultados.

Tabela 9.1: Resultado das análises litoquímicas para elementos maiores e menores na forma de óxidos.

Amostra	Complexo	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% CaO	% MgO	% Na ₂ O
plagioclásio websterito com olivina	Mangabal Sul	52.0	5.18	10.30	15.65	16.50	0.58
olivina anfibólio gabronorito coronítico	Mangabal Sul	48.3	16.25	8.27	9.58	12.75	2.21
meta-harzburgito	Mangabal Norte	41.0	6.13	15.85	3.03	29.1	0.60
anfibólio olivina leuco gabronorito/metatroctolito	Mangabal Norte	52.4	12.00	10.30	5.43	18.65	1.40

% K ₂ O	% Cr ₂ O ₃	% TiO ₂	% MnO	% P ₂ O ₅	% SrO	% BaO	% LOI
0.08	0.21	0.62	0.20	0.02	0.01	<0.01	0.58
0.29	0.04	0.37	0.14	0.05	0.02	<0.01	0.47
0.07	0.14	0.53	0.23	0.08	<0.01	<0.01	2.91
0.08	0.19	0.28	0.19	0.03	0.03	<0.01	-0.30

Tabela 9.2: Resultado das análises litoquímicas para elementos traço e terras raras.

Amostra	Complexo	Au (gt)	Pd (gt)	Pt (gt)	Ag (ppm)	Ba (ppm)	Ce (ppm)
plagioclásio websterito com olivina	Mangabal Sul	<0.001	0.001	<0.005	<1	40.0	14.1
olivina anfibólio gabronorito coronítico	Mangabal Sul	0.001	<0.001	<0.005	<1	86.8	7.5
meta-harzburgito	Mangabal Norte	0.005	0.017	0.008	<1	7.1	9.2
anfibólio olivina leuco gabronorito/metatroctolito	Mangabal Norte	<0.001	0.002	<0.005	<1	35.3	1.7

Co (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Cu (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)
70.1	1530	0.25	16	2.89	1.63	0.86	9.2	3.51	1.6	0.60	5.0
62.7	270	0.50	71	1.36	0.92	0.51	13.1	1.40	0.8	0.31	3.2
151.5	980	0.17	195	1.57	0.99	0.60	7.7	1.51	1.2	0.34	3.8
73.7	1470	0.22	152	0.52	0.45	0.26	11.3	0.47	0.3	0.13	0.8

Lu (ppm)	Mo (ppm)	Nb (ppm)	Nd (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sn (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)
0.18	<2	0.4	10.9	370	<5	2.21	3.2	3.15	1	70.2	<0.1
0.14	<2	1.1	4.3	328	<5	0.93	8.1	1.18	1	195.0	0.1
0.16	<2	1.7	5.6	1600	<5	1.23	1.2	1.44	1	101.0	0.1
0.09	<2	0.2	1.2	322	<5	0.25	2.8	0.38	<1	193.0	<0.1

Tb (ppm)	Th (ppm)	Ti (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	W (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)
0.51	0.43	<0.5	0.21	0.12	234	1	15.8	1.29	70	41
0.22	0.76	<0.5	0.12	0.18	81	1	8.1	0.89	61	27
0.25	0.72	<0.5	0.15	0.16	62	2	9.0	1.02	113	47
0.09	0.15	<0.5	0.07	0.09	80	1	3.7	0.56	67	8

Com a observação do diagrama proposto por Irvine e Bargar (1971) (Figura 9.1), que analisa as proporções relativas de ferro, magnésio e álcalis, sugere-se natureza toleítica para as rochas dos complexos e com a observação do diagrama binário de vanádio por titânio proposto por Shervais (1982) (Figura 9.2), sugere-se que o magma formador das rochas dos

complexos é compatível composicionalmente com magmas de basaltos oceânicos e de retro-arco, podendo ocorrer contaminação de magma basáltico de arco de ilhas.

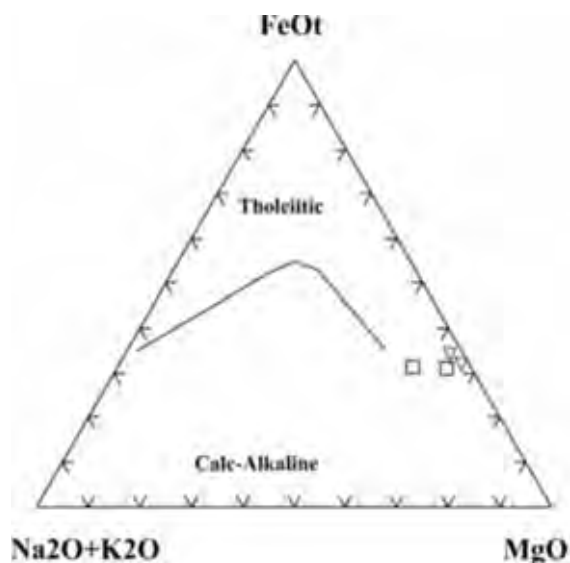


Figura 9.1: Diagrama ternário MgO-FeO-(Na₂O+K₂O) de classificação genética segundo Irvine e Bargar (1971), mostrando afinidade toleítica para as rochas analisadas. Rochas ultramáficas (triângulo) e rochas máficas (quadrado).

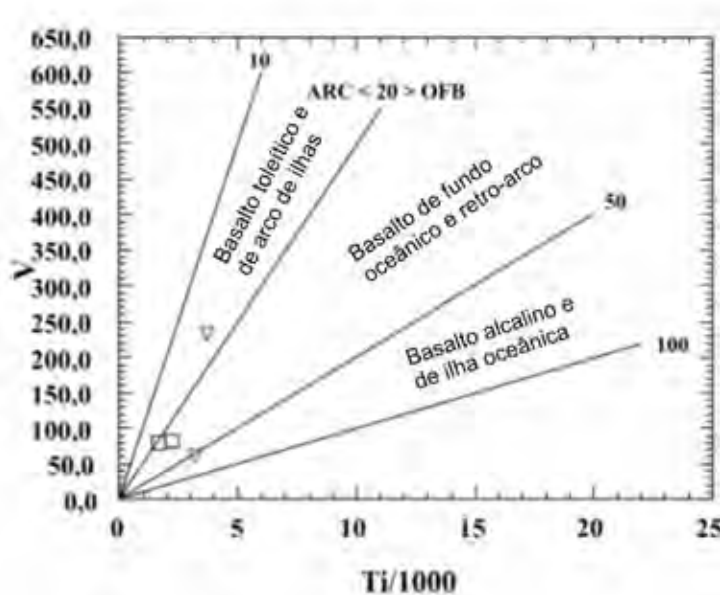


Figura 9.2: Diagrama binário de vanádio-titânio segundo Shervais (1982), mostrando afinidade de basalto de fundo oceânico e retro-arco para as rochas analisadas. Rochas ultramáficas (triângulo) e rochas máficas (quadrado).

Com a interpretação dos elementos menores e traços normalizados para o condrito segundo Evensen *et al* (1978), sugere-se que as rochas do complexo perderam quantidades significativas de níquel e cobre em relação a sua composição inicial, perda esta evidenciada pela anomalia negativa destes elementos em relação ao condrito (Figura 9.3). Assim, fica evidente que o níquel e o cobre são provenientes do próprio magma que originou as rochas do complexo. Todavia, em função da mineralização estar associada a mobilizados pegmatóides

tardios e zonas de distensão, não se pode afirmar que estes elementos foram retirados do magma silicático durante a diferenciação e cristalização magmática, necessitando de mais estudos, uma vez que existe a possibilidade do Ni e Cu terem sido retirados dos minerais já cristalizados, durante a formação de anfibólios, em função da passagem de fluídos ricos em enxofre provenientes das encaixantes.

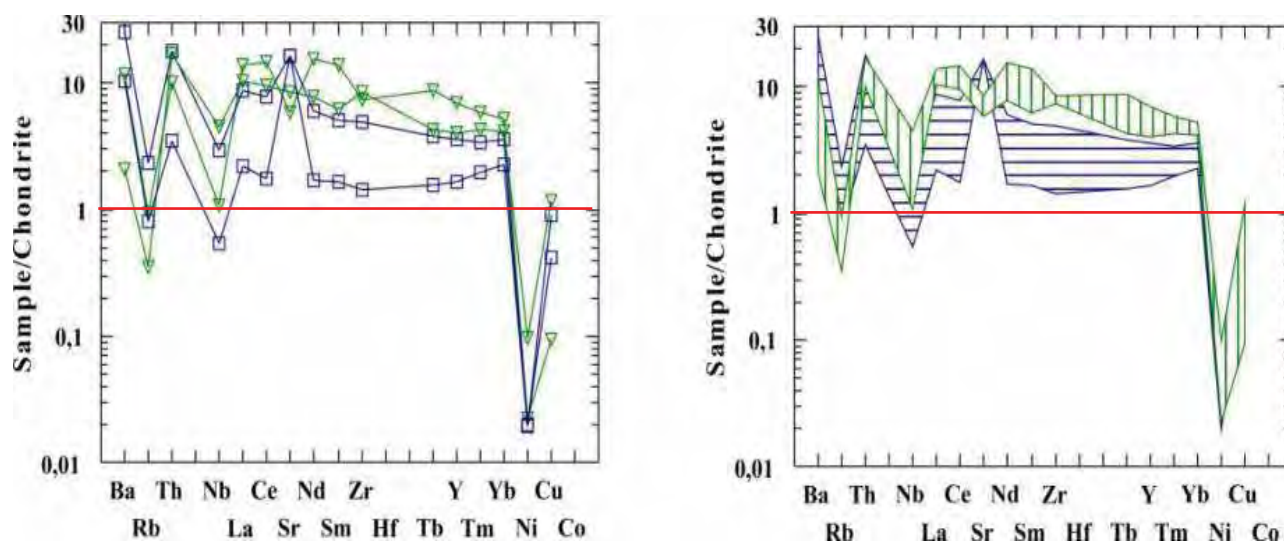


Figura 9.3: Análise dos elementos menores e traços normalizados para o condrito (traço vermelho), segundo Evensen *et al* (1978), evidenciando anomalia negativa de Ni e Cu nas rochas do complexo.

Com a observação do gráfico de elementos terras raras (Figura 9.4), a amostra de mela olivina gabronorito coronítico (curva 4) apresenta um padrão com leve enriquecimento total em elementos terras raras, contendo pequena anomalia positiva de európio e enriquecimento em terras raras pesados, justificado pela curva ascendente do lado direito à anomalia de európio. Este padrão sugere que houve a formação de cumulos de olivina, o padrão se aproxima dos padrões normalmente encontrados em cristais de olivina, sendo a anomalia positiva de európio justificada pela presença de grande quantidade de plagioclásio. O enriquecimento relativo de elementos terras raras pesados é comum para cristais de olivina que possui maior facilidade de incorporar estes elementos em relação aos leves em sua estrutura cristalina.

As curvas 2 e 3 que representam as amostras de olivina anfibólio gabronorito coronítico e de metaharzburgito, respectivamente, apresentam padrão idêntico, mostrando que o metaharzburgito apresenta grau de diferenciação pouco superior ao gabronorítico coronítico e, ambos, mostram grau de diferenciação nitidamente superior ao apresentado pelo mela olivina gabronorito coronítico (curva 4). As duas curvas possuem leve anomalia positiva de európio e uma inclinação no sentido da diminuição dos elementos terras raras pesados, porém em relação a estes elementos a curva se mantém na horizontal. A anomalia positiva de

europio pode ser explicada pela presença de plagioclásio e a horizontalização da curva em relação aos elementos terras raras pesada devido a presença de olivina.

A curva 1, referente a amostra de plagioclásio websterito com olivina, mostra o maior grau de diferenciação entre as amostras analisadas, resultando em uma curva descendente no sentido dos terras raras pesados e uma anomalia negativa de európio e dos elementos terras raras mais leves. A configuração sugere que na cristalização a olivina fez pequena quantidade e que parte do plagioclásio, que deveria estar em equilíbrio com os minerais máficos (piroxênios e olivina), foi removido do sistema resultando na anomalia negativa de európio e dos elementos terras raras mais leves. Esta constatação abre a possibilidade para a formação de anortosito ou leuco gabro, como litotipos mais diferenciados do complexo. Vale ressaltar que a olivina não foi encontrada na seção delgada do ponto BV063, porém foram encontrados cristais subedrais magnéticos em respectiva amostra macroscópica, que sugerem tratar-se de olivina e que segundo os dados químicos da tabela 9.1, a referida amostra possui afinidade máfica e não ultramáfica como foi observada em amostra macroscópica e em lâmina delgada. Porém tais observações não atrapalham o geral das interpretações até aqui propostas.

Com base no exposto acima, especialmente com base na interpretação da curva 4, sugere-se que as rochas do complexo Mangabal Norte formaram-se a partir de segregação magmática e cristalização fracionada, formando cumulos de olivina, em ambiente de câmara magmática. Em Mangabal Sul, a cristalização fracionada e a segregação magmática ficam evidentes pela curva 1, e a semelhança da curva 2 com a 3 sugere que o magma pode ter sido o mesmo para ambos os complexos, com os corpos ligados inicialmente, hoje separados por deformação. Outro aspecto que pode ser sugerido apesar do pequeno número de análises é que o corpo de Mangabal Sul mostra maior grau de fracionamento magmático, contendo maior quantidade da porção superior da câmara magmática, enquanto que Mangabal Norte corresponderia a fragmento de câmara magmática com maior quantidade da base da mesma.

Em relação a geometria das curvas das Figuras 9.3 e 9.4, todas elas possuem padrão semelhante a curva de manto enriquecido proposto por Sun e Mc Donough (1989), ou seja, os magmas foram gerados por fusão parcial de manto enriquecido.

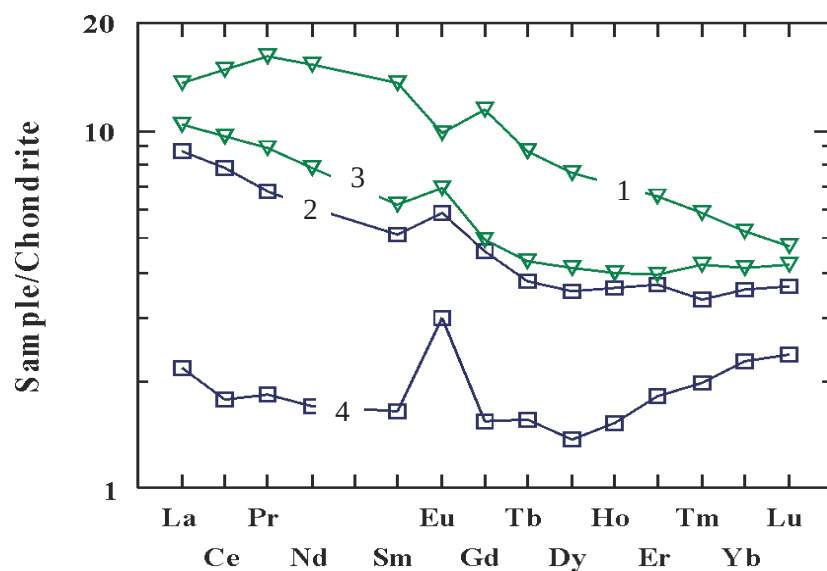


Figura 9.4: Análise dos elementos terras raras normalizados para o condrito, segundo Evensen *et al* (1978), mostrando anomalia positiva de európio e enriquecimento em terras raras pesados em 1; anomalia positiva de európio e predomínio de terras raras leves em 2; anomalia positiva de európio e predomínio de terras raras leves em 3; anomalia positiva de promécio, negativa de európio e predomínio de terras raras leves em 4.

10 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos complexos de Mangabal Norte e Mangabal Sul, os piroxenitos são difíceis de diferenciar dos peridotitos em amostra macroscópica, pois na maioria das vezes as rochas ultramáficas apresentam-se metamorfasadas, deformadas e alteradas, dificultando o reconhecimento da olivina. Durante o mapeamento, observou-se a presença de moderado a forte magnetismo nas rochas metaultramáficas, o que muitas vezes foi atribuído à transformação parcial de cristais de olivina para magnetita, porém, tal raciocínio nem sempre é correto, pois foi observada uma relação direta entre magnetismo e rochas cisalhadas em zona de falha, tanto em rochas metaultramáficas quanto em rochas máficas, o que seria explicado pela formação de magnetita e ilmenita nestas zonas, fruto da transformação de olivinas e piroxênios primários em piroxênios metamórficos (recalibragem de clino e ortopiroxênio pós-magmática) e, principalmente, a formação de anfibólio a partir de olivina e piroxênio, além do fato de que nas zonas de maior deformação pode ocorrer por processo tectono-metamórfico tal enriquecimento em Fe. Dessa forma, a magnetita pode ser oriunda de qualquer mineral rico em Fe e não exclusivamente de cristais de olivina, como foi observado na seção delgada do ponto BV048, em que a magnetita é consequência da transformação de piroxênios e anfibólios; além disso, foram observadas amostras de rochas não magnéticas que possuem quantidade significativa de olivina.

No trabalho de Candia (1983) segundo dados texturais, petrográficos e de química mineral, é atribuído metamorfismo de fácies granulito para as rochas dos complexos, porém, tal metamorfismo não foi reconhecido em amostras de xistos e gnaisses encaixantes, que apresentam paragêneses compatíveis com fácies anfibolito médio a superior; sugerindo que o pico metamórfico dos complexos tenha atingido estas mesmas fácies. Contudo, pode ser que os corpos máfico-ultramáficos tenham atingido metamorfismo de mais alto grau (granulito) devido as suas maiores temperaturas em relação às encaixantes (autometamorfismo), sendo que os mesmos possuem diversas características de corpos intrusivos como é atribuído por Candia (1983).

Assim, fazem-se algumas considerações a respeito dos complexos de Mangabal Norte e Mangabal Sul:

- Os complexos estão encaixados em xistos e gnaisses atribuídos ao Arco Magmático de Arenópolis e fazem contatos abruptos de topo e de base com os mesmos, apresentando contatos que se moldam ao contorno dos complexos, com caimentos preferencialmente para SE, observados principalmente em Mangabal Sul;

- O alongamento dos corpos rochosos em ambos os complexos é preferencialmente NE-SW, concordante com a direção da foliação principal S_n , observada tanto nas rochas do complexo quanto nas rochas encaixantes, evidenciando que ambos sofreram o mesmo processo deformacional regional;
- Na porção centro-leste de Mangabal Norte, a foliação apresenta-se mais espaçada com mudanças significativas em seu padrão, com evidências de dobras e crenulações, sugerindo que nesta região a deformação principal foi menos intensa devido a maior facilidade dos corpos se deformarem mais intensamente nas suas bordas do que no centro ou a foliação foi modificada por falhas;
- O corpo granodiorítico encontrado em Mangabal Norte sugere atividade ígnea pós ou tardi-deformação, dadas as suas características texturais e estruturais;
- As similaridades petrológicas e estruturais sugerem que os complexos são contemporâneos geneticamente e que sofreram os mesmos processos deformacionais e metamórficos.

Segundo as informações obtidas durante o trabalho, pode-se sugerir que os complexos formaram-se a partir de magmatismo básico com afinidade toleítica que intrudiu a sequência meta vulcanossedimentar do Arco Magmático de Goiás, na região de retro-arco alojando-se em determinada posição crustal, onde ocorrem os processos de diferenciação e cristalização magmática, com a formação de *cumulos*; foi submetido a reequilíbrio metamórfico de fácies anfibolito superior à granulito, em determinada profundidade, possivelmente devido à sobrecarga rochosa e suas maiores temperaturas, com a formação das coroas de reação metamórficas já citadas. Posteriormente, ocorre evento de amalgamação das rochas do complexo, das rochas do arco magmático e metassedimentos associados, com o desenvolvimento da foliação S_n , falhas e dobras, associadas às paragêneses de mais baixo grau metamórfico, contemporâneas a deformação, podendo ter ocorrido migração de sulfetos nesta fase. Tal evento deformacional afetou tanto as rochas encaixantes quanto as rochas do complexo, assim os corpos podem ter se comportado como “mega porfiroclastos” durante o evento deformacional regional, devido a uma maior competência destes em relação às rochas encaixantes (partição de deformação), facilitando a preservação de texturas ígneas reliquias no interior do complexo. Após a fase principal de deformação, em condições possivelmente finais do ciclo brasileiro, ocorre o desenvolvimento de falhas discordantes a foliação, dobras de arrasto e dobras isoclinais que também podem estar associadas às paragêneses metamórficas de mais baixo grau, com a formação de clorita e talco; nesta fase também pode ter ocorrido a remobilização de sulfetos dentro dos complexos. Após às fases já citadas,

ocorre granitogênese tardi-cinemática, com a colocação do corpo granodiorítico, provavelmente facilitado pelos planos de falha previamente formados.

Pelo que foi observado nas seções polidas, os complexos de Mangabal Sul e Mangabal Norte, além de hospedarem mineralizações de sulfetos de níquel e cobre, hospedam também ocorrências de óxidos de titânio, com quantidades significativas de ilmenita e rutilo, o que pode ser interessante economicamente. Devido ao número reduzido de seções polidas observadas e a falta de estudos complementares, não foi possível uma melhor caracterização do minério, porém, sugere-se que o níquel e o cobre formadores da fase sulfetada são provenientes do próprio magma e, com base nos aspectos texturais observados, a mineralização aparenta ser predominantemente tardia a cristalização magmática, do tipo remobilizada, possivelmente relacionado a controles estruturais tais como zonas de distensão, planos de falha e eixos de dobra. Porém, não se pode descartar a possibilidade de ocorrer concentrações importantes do tipo *intercumulus* nos litotipos mais preservados.

Os aspectos como possível direção de fluxo magmático e a caracterização genética dos complexos e de suas mineralizações, não foram possíveis de se estabelecer neste trabalho, fazendo-se necessários estudos complementares de química de rocha, química mineral, isotópicos e inclusões fluídas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., NEVES B.B.B. & FUCK R.R. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. *Anais*, p.363-391.
- BALDWIN J.A., BROWN M. 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, Central Brazil – constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26:213-233.
- BARNES S.J. e LIGHTFOOT P.C. 2005. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P. (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 179-213.
- CANDIA M.A.F. 1983. Petrologia dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. São Paulo, 400p. Tese de Doutorado em Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CRAIG J. R. & VAUGHAN D. J. 1981. Ore microscopy and ore petrography. Wiley.
- EVENSEN N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199-1212.
- FUCK R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, *Anais*, p. 184-187.
- FUCK R.A., PIMENTEL M.M., Silva L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província do Tocantins. In: SBG, Congres. Bras., 38, *Anais*, p. 215-216.
- GARDNER P.M. & ROBINS B. 1974. The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province. *Contr. Min. Petrol.* 44:149-156.
- IRVINE, T. N., BARAGAR W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JENKINS D.M. 1981. Experimental phase relations of hydrous peridotites modeled in the system H₂O-CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contr. Min. Petrol.* 77:166-176.
- LAUX J.H., PIMENTEL M.M., DANTAS E.L., ARMSTRONG S.A., JUNGES S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:183–198.
- MASON R. 1967. Electron-probe microanalysis of corras in a troctolite from Sulitjelma, Norway. *Min. Mag.* Vol. 36: 505-514.
- MORAES R., BROWN M., FUCK R.A., CAMARGO M.A., LIMA T.M. 2001. The evolution of melt-bearing UHT metamorphic mineral assemblages and construction of P-T paths: an example from Central Brazil. *Jour of Met. Geol.* 43(9):1673-1705.
- NALDRETT A.J. 2010. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas. *Econ Geol* 105:669-688.
- PIMENTEL M.M. & FUCK R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4):375-379.
- PIMENTEL M.M., WHITEHOUSE M.J., MACHADO N., FUCK R.A., VIANA M.G. 1994. Neoproterozoic island arc rocks of Mara Rosa, central Brazil: preliminary U-Pb and Sm-Nd data. In: International Conference on Geochronology and Cosmochronology, Berkeley, U.S. *Geological Survey Circular* 1107, p.252.
- PIMENTEL M.M., WHITEHOUSE M.J., VIANA M.G., FUCK R.A., MACHADO N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81, 299–310.

- PIMENTEL M.M., FUCK R.A., JOST H., FERREIRA FILHO C.F., ARAÚJO S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. *In: Tectonic Evolution of Smith America*. 31st Intern. Geol. Cong., p. 195-230.
- PIMENTEL M.M., JOST H., FUCK R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o arco magmático de Goiás. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B. de B. (eds.) Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, São Paulo, 355-369.
- QUEIROZ C.L. 2000. Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Crixás, Brasil Central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 168 p.
- SCHMADICKE E. 2000. Phase Relations in Peridotitic and Pyroxenitic Rocks in the Model Systems CMASH and NCMASHJ. *Petrology*. 41(1):69-86.
- SHERVAIS J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, n. 1, p. 101-118, 1982.
- SILVA J.M. 2009. O Complexo Máfico-ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil e sua mineralização de Ni-Cu-Co. 101 f. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília.
- SPEAR F.S. & CHENEY J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101:149–164.
- STRECKEISEN A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, Volume 63, Issue 2, pp.773-786.
- SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – SGM 2004. Mapa de Solos 1:250.000 - Plano Diretor da Bacia do Rio Paranaíba - UFV - Ruralminas - modelagem, alimentação do SIG e edição das cartas: SGM/SIC 2004.
- SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – SGM 2006. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás. Mapa de bacias hidrográficas 1:1000000.
- SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – SGM 2006. Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás e Distrito Federal, Folha São Luiz de Montes Belos.1:250000
- SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – SGM, FUNDO DE FOMENTO À MINERAÇÃO -FUNMINERA 2009. Projeto Base Cartográfica Digital Vetorial Contínua 1:100.000 da Secretaria de Indústria Comércio do Estado de Goiás.
- WHITNEY D.L & EVANS B.W 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, paginas 185 a 187.
- YARDLEY B.W.D. 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific & Technical. Essex. England. 248p.