

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E
PETROLOGIA DA PORÇÃO SUL DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
DE CANA BRAVA, GOIÁS

Dissertação de Mestrado N° 118

Thiers Muniz Lima

Comissão Examinadora:

Orientador: Prof. Dr. Aripilínio Antônio Nilson (UnB)
Prof. Dr. Vicente Antônio Vitório Girardi (USP)
Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho (UnB)

BRASÍLIA
1997

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste estudo contou com a colaboração de várias pessoas e instituições, às quais agradeço imensamente.

Ao orientador Prof. Dr. Aripínio Antônio Nilson, pela orientação, apoio, amizade e estímulo constante.

À CAPES, pela bolsa de estudo.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo apoio durante as etapas de campo e por ter proporcionado a liberação das atividades de trabalho, a partir da qual foi possível realizar este estudo. Aos colegas de trabalho, pelo estímulo.

À S.A. Mineração de Amianto (SAMA) pela hospedagem e apoio durante às etapas de campo. Em especial ao geólogo Afonso Celso Ianhez pelo companheirismo e ajuda.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo constante apoio técnico-científico.

Ao Prof. Dr. José Carlos Gaspar e equipe (Murilo Gomes Torres, Nelson Fava e Onésio Rodrigues Nunes Filho) pela paciência e orientação durante a execução das análises por microsonda eletrônica.

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto Menezes e Simome Sabatier, pela orientação na utilização do programa “Sistema de Informação Geográfica - INPE”.

Ao Prof. Dr. Luiz J.H. D’el Rey Silva, pelas discussões sobre a geologia estrutural.

Ao Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho, pelas discussões a respeito do tema estudado.

Ao Prof. Dr. Hardy Jost, por ter me iniciado no estudo dos elementos do grupo da platina (EGP) e sempre disponibilidade em ajudar.

Ao Prof. Dr. Geraldo R. Boaventura e equipe (José Osmar R. Mendes, Antônio Fortes P. Filho e Edinaldo Pereira da Silva) pela realização das análises químicas de rocha.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial à Maria Marta Leandro da Silva e Edna Alci Bezerra Torres, pela atenção e delicadeza.

À Francisca das Chagas Morais e Adalgisa Ferreira pela paciência na confecção das lâminas delgadas.

Aos colegas de pós-graduação, Maria das Graças Viana, Cláudia Lima de Queiroz , Marco Antônio Marquez Godoy, Carlos Humberto Tapia Calle, Marcelo Lawrence Bassay Blun, Reinaldo Santana Correia de Brito, Nina Paula Ferreira Laranjeira, Suzi Córdova Huff Teodoro, Jozeneuza Brillhante Rodrigues, Leonildes Soares de Melo Filho, Leonardo Rezende, Mônica Elizetti de Freitas, Luiz Fernando Magalhães, Oswaldo Ordóñez Carmona, Carlos Nogueira da Costa Junior, Heitor de Araújo Franco e Murilo Gomes Torres, pelo convívio alegre durante a minha permanência na Universidade de Brasília.

Ao colega Francisco Oliveira da Silva, pelas discussões e sugestões sobre o tema da dissertação de mestrado.

Aos amigos Cássio Thyone de Almeida Rosa e Adalene Moreira Silva, pelo constante apoio e confiança.

À Regina pela paciência, estímulo e afeto em todos os momentos.

Aos meus queridos pais e irmãos que tanto me apoiam e permanecem junto a mim, agradecerei sempre.

À Deus.

ÍNDICE

RESUMO	<i>i</i>
ABSTRACT	<i>ii</i>
AGRADECIMENTOS	<i>iii</i>
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	4
2.1 - Introdução.....	4
2.2 - Unidades Geológicas Regionais.....	7
2.3 - Trabalhos Anteriores.....	14
3 - GEOLOGIA LOCAL E ESTRATIGRAFIA	22
3.1 - Introdução.....	22
3.2 - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.....	24
3.2.1. - Zona Máfica Inferior.....	27
3.2.2. - Zona Ultramáfica.....	31
3.2.3. - Zona Máfica Superior.....	34
3.3 - Intrusões Noríticas.....	39
3.4 - Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.....	43
3.5 - Complexo Granito-Gnáissico.....	43
4 - PETROGRAFIA	44
4.1 - Metodologia.....	44
4.2 - Nomenclatura.....	44
4.3 - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.....	46
4.3.1 - Zona Máfica Inferior.....	46
4.3.2 - Zona Ultramáfica.....	53
4.3.3 - Zona Máfica Superior.....	57
4.4 - Intrusões Noríticas.....	74
4.5 - Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.....	80
4.6 - Complexo Granito-Gnáissico.....	81
4.7 - Sumário das Observações Petrográficas.....	84
5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	87
5.1 - Análise de Elementos Texturais de Imagens de Sensores Remotos.....	87
5.2 - Domínios Estruturais.....	94
5.3 - Discussões dos Dados Estruturais.....	106
5.4 - Características Microestruturais da Deformação Dúctil.....	107

5.5 - Estrutura do Complexo de Cana Brava, na Área de Estudo.....	113
6 - PETROGRAFIA METAMÓRFICA.....	117
6.1 - Introdução.....	117
6.2 - Paragêneses Metamórficas.....	118
7 - QUÍMICA MINERAL.....	129
7.1 - Metodologia.....	129
7.2 - Piroxênios.....	129
7.2.1 - Clinopiroxênio.....	130
7.2.2. - Ortopiroxênio.....	146
7.3 - Plagioclásio.....	159
7.4 - Olivina.....	171
7.5 - Óxidos.....	173
7.6 - Sulfetos.....	179
7.7 - Anfibólio.....	181
7.8 - Mica.....	184
7.9 - Sumário das Características Composicionais das Fases Mineraias do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas.....	186
8 - LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS.....	188
8.1 - Metodologia.....	188
8.2 - Litogeoquímica dos Elementos Maiores e Menores.....	193
8.3 - Litogeoquímica dos Elementos Traços.....	204
8.4 - Litogeoquímica dos Elementos Terras Raras.....	210
9 - EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA.....	219
9.1 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZMI.....	220
9.2 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZU.....	222
9.3 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZMS.....	222
9.4 - Variação Composicional dos pares de piroxênios no Complexo de Cana Brava.....	224
9.5 - Ordem de Cristalização nas Rochas Cumuláticas da ZMI, ZU e ZMS.....	231
9.6 - Modelamento da Variação Química nos Líquidos da ZMI e ZMS do Complexo de Cana Brava.....	235
10 - FORMAÇÃO DAS UNIDADES CÍCLICAS E MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA.....	251
10.1 - Formação de Unidades Rítmicas em Complexos Acamadados.....	251
10.2 - Modelo de Formação de Unidades Cíclicas na ZMS do Complexo de Cana Brava..	261
10.3 - Mecanismos de Segregação de Sulfetos Ricos em Elementos do Grupo da Platina (EGP).....	265
10.4 - Modelo de Segregação de Sulfetos na ZMS do Complexo de Cana Brava e Implicações na Prospecção de EGP.....	271
11 - CONCLUSÕES.....	276

ANEXO I - Mapa de Pontos e Localização de Amostras

ANEXO II - Mapa Geológico da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava (1: 25.000)

ANEXO III - Mapa de Lineamentos e Medidas Estruturais

ANEXO IV - Tabelas de Análises Químicas de Minerais

Índice de figuras.

Figura 1.1 - Vias de acesso e localização da área de estudo

Figura 2.1 - Mapa geológico da porção leste da Província Tocantins e unidades geológicas adjacentes.

Figura 2.2. Mapa das principais unidades geológicas regionais, próximas ao Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

Figura 2.3 - Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.1 - Mapa geológico da área de estudo -porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

Figura 3.2 - Correlação estratigráfica das transversais L00N a L6000N no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.3 - Coluna estratigráfica ideal do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes, na área de estudo.

Figura 3.4.- Aspectos dos afloramentos da Zona Máfica Inferior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.5.- Aspectos dos afloramentos da Zona Ultramáfica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.6.- Aspectos dos afloramentos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.7.- Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas.

Figura 3.8.- Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas e seus xenólitos

Figura 4.1 - Classificação das rochas máficas e ultramáficas.

Figura 4.2 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Inferior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.3 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Ultramáfica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.4 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.5 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.6 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.7 - Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas

Figura 4.8 - Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas e seus xenólitos

Figura 4.9 - Fotomicrografia dos litotipos da Seq. Vul. Sed. de Palmeirópolis e do Compl. Gran. Gnáissico.

Figura 5.1 - Histograma de concentração de Cr^{+3} e Mn^{+2} em clinopiroxênio de gabronoritos e piroxenitos

Figura 5.2 - Variação composicional dos clinopiroxênios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.3 - Classificação dos clinopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Inferior (ZMI) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.4 - Classificação dos clinopiroxênios de peridotito e piroxenitos da Zona Ultramáfica (ZU) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.5 - Classificação dos clinopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Superior (ZMS) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.6 - Principais variações dos elementos menores em clinopiroxênio de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.7. - Substituição de elementos menores nos sítios M1 e M2 dos clinopiroxênios de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.8 - Principais variações dos elementos menores em clinopiroxênio de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.9 - Classificação dos magmas saturados e insaturados em SiO₂, a partir da composição de clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.10 - Variação composicional dos ortopiroxênios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.11 - Classificação dos ortopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Inferior (ZMI) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.12 - Classificação dos ortopiroxênios de peridotito e piroxenito da Zona Ultramáfica (ZU) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.13 - Classificação dos ortopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Superior (ZMS) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.14 - Principais variações no sítio octaédrico M1 em relação ao índice MMF em ortopiroxênios de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.15 - Principais variações no sítio octaédrico M1 em relação ao índice MMF em ortopiroxênios de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.16 - Variação de Fe⁺² vs Mn⁺² em ortopiroxênio da Zona Norítica Central (ZNC) e Zona Norítica de Borda (ZNB) das Intrusões Noríticas.

Figura 5.17 - Variação composicional dos plagioclásios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.18 - Substituições dos elementos maiores em plagioclásios de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

RESUMO

A área de estudo está localizada próxima à cidade de Minaçu-GO, compreendendo uma seção transversal à porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Este Complexo representa uma intrusão acamadada situada no Maciço de Goiás da Província Tocantins e foi subdividido em Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior, reunidas sob a denominação de Série Cana Brava.

A Zona Máfica Inferior inicia-se por olivina-melagabronorito, superposto por metagabronorito e localizadas intercalações de metapiroxenitos, constituindo-se em um grupo de borda. Na Zona Ultramáfica predominam seqüências de metaperidotito-piroxenito, enquanto a Zona Máfica Superior é formada por sete subzonas, compostas de um membro piroxenítico na base, e um membro metagabronorítico (metanorítico), no topo.

As relações estratigráficas entre as unidades, análises petrográficas, de química mineral e de rocha, forneceram subsídios para a identificação da diferenciação magmática no complexo. Na Zona Máfica Inferior observa-se aparentemente um contínuo *trend* de diferenciação magmática da base até o topo da unidade. Na Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior foram identificados repetidos e similares *trends* de fracionamento magmático, indicando a presença de unidades cíclicas devido à entrada de vários pulsos de magma, constituindo-se portanto em um sistema aberto.

Os padrões de distribuição de elementos terras raras nos líquidos que deram origem aos cumulos da base da Zona Máfica Inferior e das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior, apresentam-se similares.

As características magmáticas do complexo são semelhantes a de outras intrusões acamadadas de filiação toleítica, em especial às do Complexo de Niquelândia onde foram observados idênticos *trends* de fracionamento dos pares de piroxênio.

Na área de estudo estão impressas as características de uma extensiva deformação dúctil, com o aumento da intensidade da deformação em direção à base do complexo. Os contatos com o Complexo Granito-Gnáissico e a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis são tectônicos. No Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava desenvolveu-se paragênese metamórfica do fácies granulito, associada a este evento de deformação.

O principal alvo prospectivo para os elementos do grupo da platina (EGP), na Zona Máfica Superior, situa-se na base de cada unidade cíclica, formada pelo membro piroxenítico.

ABSTRACT

The research area is located near the city of Minaçu, and it comprises one transverse section in the southern part of the Cana Brava Mafic-Ultramafic Complex, in the state of Goiás. This complex is a layered intrusion located in Goiás Massif of the Tocantins Province. The complex is divided into three zones: Lower Mafic Zone, Ultramafic Zone and Upper Mafic Zone, that have been named as Cana Brava Series.

The Lower Mafic Zone starts with olivine melagabbronorite, which is overlain by meta-gabbronorite with minor meta-pyroxenite that forms the border group of the intrusion. The Ultramafic Zone is made up mainly of meta-peridotite-pyroxenite sequences, whereas the Upper Mafic Zone consists of seven subzones each one starting with a lowermost pyroxenite layer and ending up with an uppermost meta-gabbronorite (meta-norite) layer.

Stratigraphic relationships between different units, petrography, mineral chemistry and rock geochemistry have given the scientific background for the interpretation on the magmatic differentiation of the complex. A remarkably steady differentiation trend is observed in the Lower Mafic Zone from its bottom throughout to its top. In the Ultramafic and Upper Mafic Zone repeated magmatic fractionation trends have been observed, indicating the presence of cyclic units generated by replenishment of the magma chamber by new incoming magma pulses, characterizing this reservoir as an open system.

Rare earth distribution patterns in the liquids that have given rise to the cumulates at the bottom of the Lower Mafic Zone and also in the cyclic units of the Upper Mafic Zone show similarities.

The complex exhibits similar characteristics to other tholeiitic affiliated layered intrusions and especially with the Niquelândia Complex, where striking similar fractionation trends of pyroxene pairs were established.

Extensive ductile deformation fingerprints have been observed in the study area with an increasing intensity of deformation towards the base of the complex. Both the contacts of the intrusion with the Palmeirópolis Volcano-Sedimentary Sequence and with Granitic-Gneissic Complex are tectonic. The deformation event is related with the development of metamorphic parageneses of the granulite facies.

The main PGE exploration target in the Upper Mafic Zone is suggested to be the base of each cyclic unit that starts with a pyroxenite layer.

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVO

A presente dissertação de mestrado foi desenvolvida no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob a orientação do Prof. Aripínio Antônio Nilson, tendo como área de estudo a porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás.

O Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava representa juntamente com os complexos de Niquelândia e Barro Alto as maiores intrusões máfico-ultramáficas da região central do Brasil, onde o estudo de suas características geológicas constitui de grande interesse para o entendimento da evolução crustal da Província Tocantins. Do ponto de vista da geologia econômica constituem-se nas principais áreas para a prospecção dos elementos do grupo da platina (EGP), por apresentarem significativas dimensões e representarem o principal ambiente geológico para este tipo de mineralização.

Para o presente estudo foi escolhida uma seção representativa do complexo, localizada na sua porção sul, que objetivou investigar em escala de detalhe, a distribuição das unidades geológicas, bem como as principais variações estratigráficas, petrográficas, de química mineral e litogeoquímica que possibilitassem caracterizar a evolução magmática do complexo, além de sugerir sítios mais favoráveis para a prospecção de EGP. De forma complementar foram descritas as características deformacionais e metamórficas, superimpostas às feições ígneas.

Foram assim estabelecidas como principais objetivos:

- a) Definir a seqüência estratigráfica do complexo, em escala de detalhe;
- b) Definir as etapas de formação e diferenciação magmática do complexo, em escala de detalhe ;
- c) Investigar os possíveis mecanismos de diferenciação magmática e cristalização fracionada nas unidades do complexo;

De foma complementar foram ainda sugeridas as seguintes propostas de trabalho:

- d) Estabelecer as relações de contato com as unidades geológicas adjacentes;
- e) Definir as características da deformação e metamorfismo, atuantes no complexo e unidades geológicas adjacentes.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se a 2 Km ao norte da cidade de Minaçu-GO, entre os paralelos 48° 11' 36" e 48° 19' 05" e meridianos 13° 26' 22" e 13° 30' 26" ,com um formato retangular de aproximadamente 13,5 x 7,5 Km, totalizando 101 Km².

O acesso a mesma é feito através da BR-153 (Belém-Brasília) até a cidade de Santa Teresa , donde alcança-se a cidade de Minaçu-GO pela rodovia GO-241. O percurso a partir de Brasília compreende cerca de 500 Km (fig. 1.1)

1.3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.

As feições geomorfológicas da região são representados pela serra da Cana Brava com altitude média de 750 m, acompanhada lateralmente a leste e a oeste por relevos de dissecação suave com cotas próximas a 350-400 m , situados respectivamente nos vales dos rios Maranhão e Cana Brava. Mamede *et. al.* (1981) associaram estas regiões aplainadas à unidade geomorfológica denominada de Depressão do Tocantins, enquanto as regiões serranas foram enquadradas no domínio do Planalto Residual do Tocantins.

A rede de drenagem da região pertence a Bacia do Rio Tocantins, tendo como principal tributário o Rio Maranhão e seu maior afluente o Rio Cana Brava. Os demais cursos d'água são pequenos e intermitentes, nascendo nas encostas da Serra da Cana Brava.

O clima da região é classificado segundo Köeppen como do tipo Aw-tropical úmido com uma estação chuvosa (novembro a março) e outra seca (abril a outubro). A temperatura média anual é de 23-24° C e mínima de 18° C.

Nas porções mais arrasadas a vegetação original, provavelmente do tipo cerrado aberto, sofreu intensa substituição por pastagens. Nas encostas da Serra da Cana Brava, pode-se localmente ainda observar o predomínio da floresta úmida, enquanto ao longo das drenagens secundárias encontram-se matas de galeria.

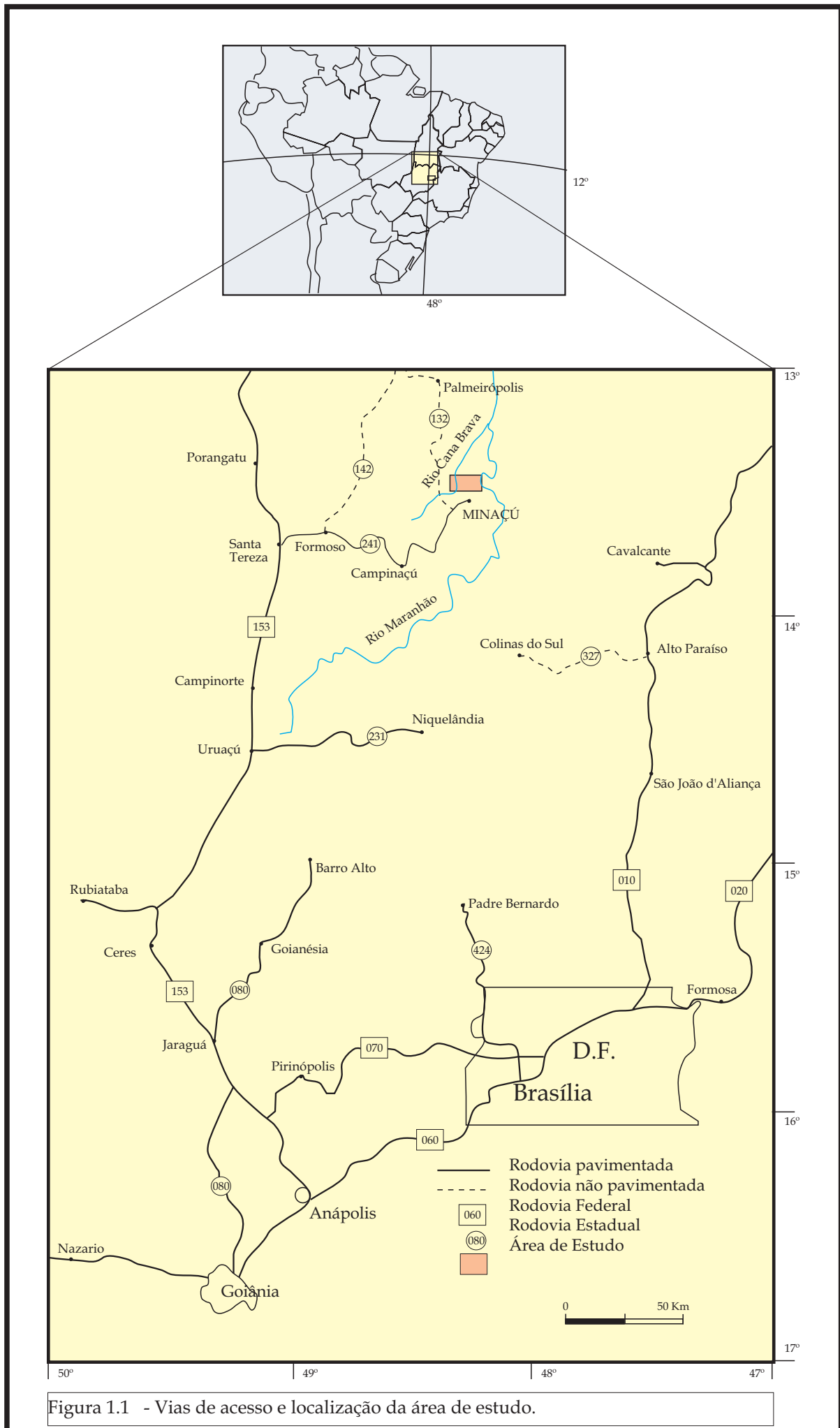


Figura 1.1 - Vias de acesso e localização da área de estudo.

GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

2.1 - INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na porção centro-norte da Província Tocantins (Almeida *et. al.*, 1977), composta por terrenos de idades arqueana a neoproterozóica, estabilizados completamente após o Ciclo Brasileiro, com o envolvimento das crátons Amazônico, a oeste, e do São Francisco, a leste.

A compartimentação tectônica da Província Tocantins tem sido alvo de diversas propostas de sistematização, destacando-se os trabalhos Almeida *et. al.* (1976), Danni & Leonardos (1981), Danni *et. al.* (1982) e Marini *et. al.* (1984), que consideraram a presença de três unidades representadas pela Maciço Mediano de Goiás, uma faixa de dobramento mesoproterozóica (Faixa Uruaçu) e faixas de dobramentos neoproterozóicas (Faixa Brasília e Faixa Paraguai-Araguaia).

Danni *et. al.* (1982) e Marini *et. al.* (1984), em trabalhos de síntese regional, individualizaram estas unidades tectônicas, considerando o Maciço Mediano de Goiás como representante de um alto do embasamento arqueano, que juntamente com o substrato das faixas dobradas, seria formado por terrenos granito-gnáissicos, associações do tipo granito-greenstone e terrenos granulíticos (complexos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e Guaxupé). Durante o Paleoproterozóico estes terrenos teriam sido acrescidos de seqüências metassedimentares (Formação Serra do Cantagalo e Formação Ticunzal), de seqüências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis) e de complexos diferenciados (Serra da Mantiqueira, Serra dos Borges e do “tipo Americano do Brasil”).

O desenvolvimento destas faixas de dobramentos estaria ligado a, pelo menos, dois ciclos tectônicos (Uruaçuano e Brasileiro) atuantes durante o Mesoproterozóico, com a formação da Faixa Uruaçu, e durante o Neoproterozóico, com a individualização das faixas Brasília e Paraguai-Araguaia, bordejando os crátons do São Francisco e Amazônico, respectivamente.

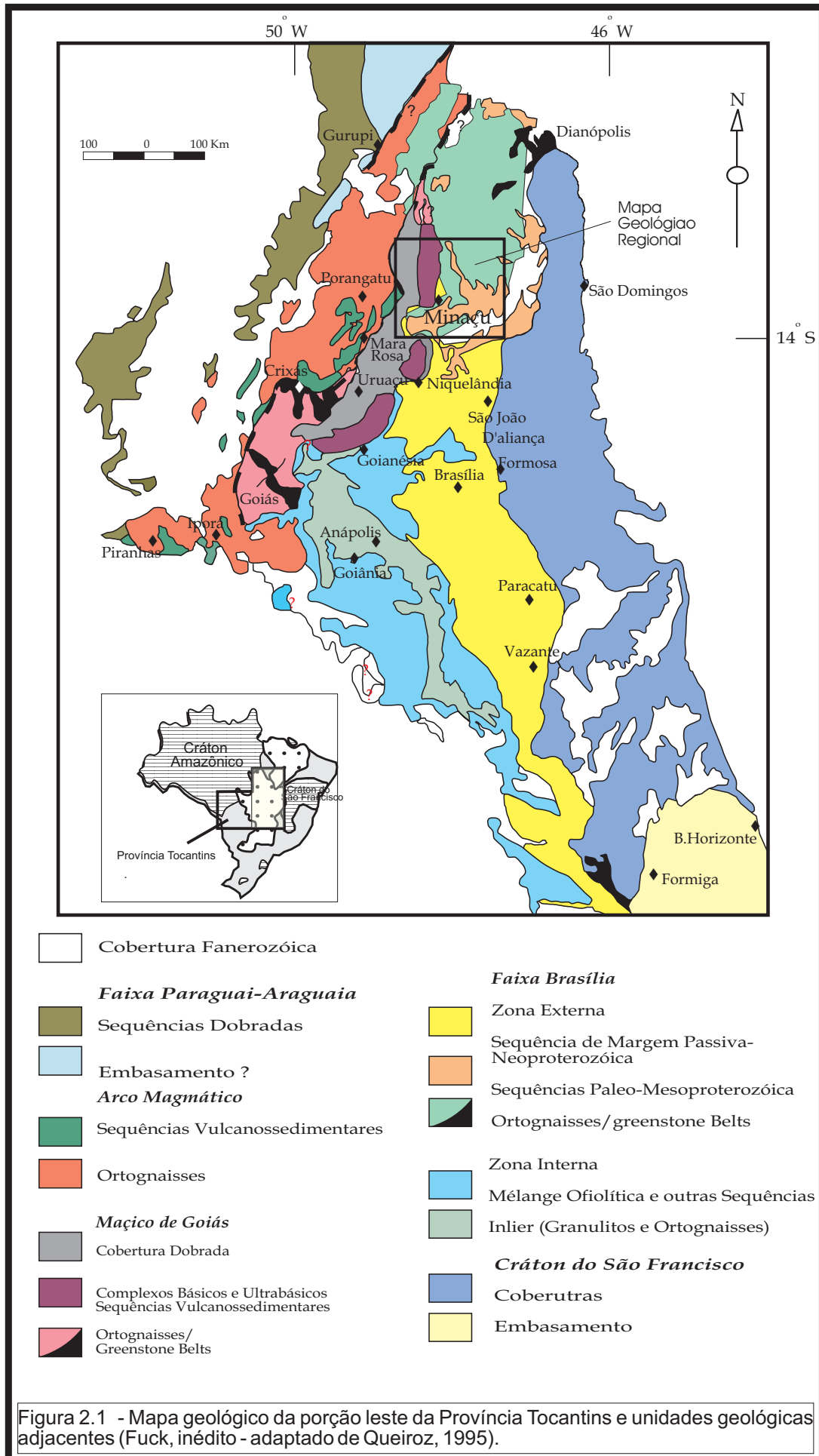
A Faixa Uruaçu seria representada pelos grupos Araxá, Serra da Mesa, Araí, Natividade e Formação Canastra, enquanto a Faixa Brasília seria composta pelos grupos Paranoá e Bambuí.

Os diversos trabalhos subseqüentes (Pimentel & Fuck, 1987; Ferreira Filho, 1992b; Fuck *et. al.*, 1993; Fuck, 1994), promoveram uma significativa modificação no quadro geotectônico da Província Tocantins, reavaliando os conceitos de Maciço Mediano de Goiás, e de faixas Brasília e Uruaçu.

Fuck *et. al.* (1993) e Fuck (1994) sugeriram uma revisão na compartimentação desta província, caracterizada pela inclusão da Faixa Uruaçu na Faixa de Dobramento Brasília, pela individualização de um arco magmático Neoproterozóico na porção oeste de Goiás e por uma grande diminuição na distribuição dos terrenos tidos anteriormente como pertencentes ao Maciço Mediano de Goiás (fig.2.1). Este último, foi redefinido sob a denominação de “Maciço de Goiás”, sendo considerado como um fragmento crustal de um microcontinente constituído por terrenos granito-greenstone de idade arqueana, acrescidos de ortognaisses paleoproterozóicos, seqüências vulcano-sedimentares (Mesoproterozóico?) e complexos granulíticos.

A Faixa Brasília, representante de um sistema de dobramentos neoproterozóicos presentes na borda oeste do Cráton de São Francisco, foi dividida em Zona Externa e Zona Interna. A Zona Externa seria composta pelos grupos Paranoá, Canastra e Bambuí; formações Vazante, Ibiá e porções de seu embasamento (Terrenos Granito-Gnáissico; seqüências vulcano-sedimentares, formação Ticunzal, grupos Araí e Serra da Mesa e granitos estaníferos). A Zona Interna corresponderia ao Grupo Araxá, incluindo parte de seu embasamento, anteriormente considerado como pertencente à Faixa Uruaçu.

Nesta nova interpretação (Fuck *et. al.* 1993; Fuck, 1994; Strieder & Nilson, 1991) a Zona Externa representaria um típico *foreland fold and thrust belt* resultante da inversão de uma margem passiva neoproterozóica. A Zona Interna parece ser parte de uma melange ofiolítica transportada contra o Cráton do São Francisco.



2.2 - UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

As principais unidades geológicas próximas à área de estudo compreendem de parte do Cinturão Granulítico de Goiás, o Complexo Granito-Gnáissico, a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, os Granitos da Subprovincia Tocantins, os metassedimentos dos grupos Serra da Mesa, Arai, Paranoá e Formação Ticunzal (fig. 2.2)

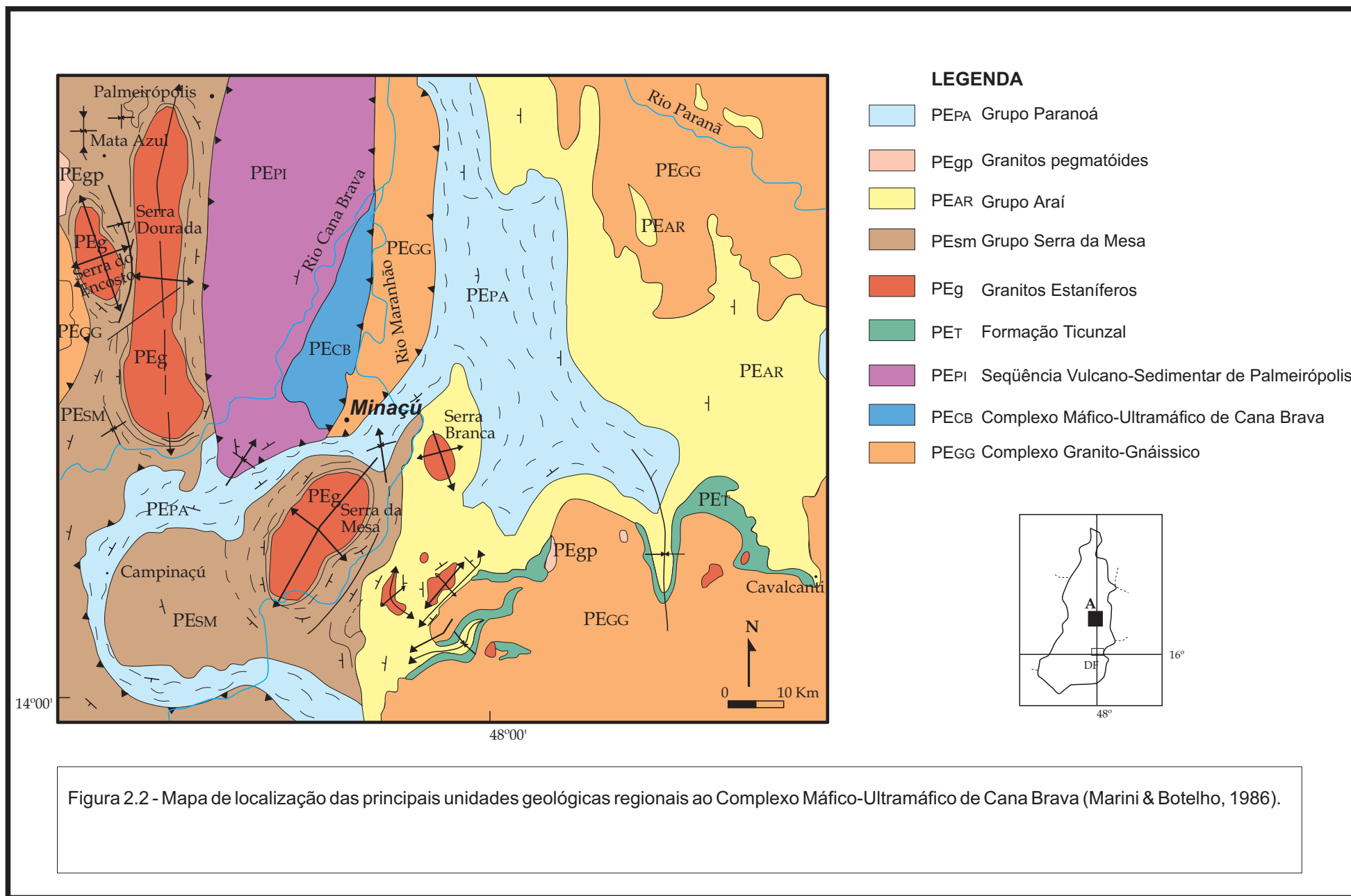
2.2.1 - CINTURÃO GRANULÍTICO DE GOIÁS

O Cinturão Granulítico do Goiás (Wernick & Almeida, 1979 e Wernick, 1981) compreende uma extensa faixa de corpos granulíticos que se estende desde o sul do estado de Minas Gerais, onde está localizado o Maciço de Guaxupé, prolongando-se a norte nos estados de Goiás e Tocantins com os complexos de Anápolis-Itauçu, Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava, Gameleira e Porto Nacional.

Os complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto apresentam-se alinhados com direção aproximadamente NS pôr cerca de 350 km, apresentando-se bordejados a oeste respectivamente pelas seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis (Coitezeiro) e Juscelândia.

O Complexo de Barro Alto (Baeta Jr. *et. al.*, 1972; Stache, 1976; Figueiredo, 1978; Girardi *et. al.*, 1981; Fuck *et. al.*, 1981; Danni *et. al.*, 1984 e Oliveira, 1993) é formado na base pela Seqüência Granulítica da Serra de Santa Bárbara (Fuck *et. al.*, 1981) onde predominam granulitos de gabronoritos e noritos, intercaladas por delgadas camadas de piroxenitos. Oliveira (1993) agrupou estes litotipos, denominado-os de Série Goianésia. Ainda nesta unidade encontram-se corpos intrusivos diferenciados de composições norítica a quartzo-diorítica e lentes de rochas supracrustais e ultramáficas granulitizadas. Sobreposta a esta unidade, ocorre a Seqüência Serra de Malacacheta constituída por gabros, anortosito, troctolito, olivina-gabro e representantes metamórficos caracterizados por anfibolitos (Fuck *et. al.*, 1981).

Os contatos da base e do topo são tectônicos, definidos através de falhas de empurrão que colocam a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia por sobre o complexo; e este por sobre os terrenos granito-gnáissicos.



As principais interpretações geotectônicas acerca do complexo podem ser enquadradas em dois grupos. A primeira delas postulada por Fuck *et. al.* (1981) e Danni *et. al.* (1984) sugeriram que o complexo seria composto pelas seqüências Serra de Santa Bárbara, Serra da Malacacheta e Juscelândia, representando uma completa seção ofiolítica. Em contraposição Girardi *et. al.* (1981) sugeriram que as seqüências plutônicas apresentariam um *trend* contínuo de diferenciação, representando uma intrusão acamadada formada em uma área cratogênica. Oliveira (1993) sugeriu que a Seqüência Serra de Santa Bárbara corresponderia a uma intrusão acamadada formada pela entrada de diversos pulsos de magma toleítico.

No Complexo de Niquelândia os primeiros trabalhos de detalhe foram efetuados por Motta *et. al.* (1972) que consideraram uma divisão interna do complexo representada pela Zona Gabróica de Leste, Zona Ultramáfica, Zona Gabróica Central e Zona Gabro-anortosítica. Danni & Leonardos (1978, 1982) consideram o complexo como formado por um corpo basal máfico-ultramáfico granulitizado e um corpo de natureza gabro-anortosítica de idade mais jovem, metamorfisado no fácies anfibolito, que juntamente com a Seqüência Vulcano Sedimentar de Indaianópolis (Coitezeiro) representariam uma secção ofiolítica. Rivalenti *et. al.* (1982) e Girardi *et. al.* (1986) interpretaram o complexo como uma única intrusão estratiforme sem deformação e metamorfismo, alojada em uma área cratogênica.

Ferreira Filho *et. al.* (1992b) consideraram o Complexo de Niquelândia formado da base para o topo pelas unidades Máfica de Leste, Ultramáfica, Máfica Central-Faixa Leste, Máfica Central-Faixa Oeste, João Caetano e Serra dos Borges. As unidades máficas seriam compostas por gabronorito a norito enquanto na unidade ultramáfica predominariam peridotito e piroxenito. A Unidade João Caetano seria formada predominantemente por rochas intrusivas de composição diorítica, enquanto a Unidade Serra dos Borges corresponderia a rochas gabróicas e anortosíticas. Estes autores observaram também uma zonação metamórfica, da base (leste) para o topo (oeste), indicada pela presença do fácies hiperstênio-granulito, hornblenda-granulito e anfibolito.

Ferreira Filho *et. al.* (1992a, 1992b, 1993, 1994) e Ferreira Filho (1995) consideraram o complexo como uma intrusão acamadada alojada em uma crosta siálica durante um evento extensional do mesoproterozóico (1560-1600 Ma), tendo sofrido a ação da deformação e metamorfismo, associada a uma colisão neoproterozóica (770-795 Ma). A partir de dados geocronológicos em zircão (U-Pb - SHRIMP-II), Correia *et. al.* (1996) consideraram que o complexo de Niquelândia se cristalizou no Paleoproterozóico (± 2000 M.a), tendo sofrido a ação de múltiplos eventos metamórficos, com o último destes atuando no Neoproterozóico (± 800 Ma).

2.2.2 FORMAÇÃO TICUNZAL

A Formação Ticunzal é considerada de idade paleoproterozóica, sendo constituída na base, por gnaisses que gradam para xistos grafitosos no topo (Marini *et. al.*, 1978). Apresenta uma espessura de até 300 metros e destaca-se pela presença de mineralizações de urânio *tipo veio*.

Esta formação encontra-se sobre os Terrenos Granito-Gnáissicos e é coberta discordantemente por metassedimentos do Grupo Araí. Mostra-se ainda cortada por intrusões graníticas da Subprovíncia Estanífera Tocantins.

2.2.3 - GRUPO ARAÍ

O Grupo Araí é composto por metassedimentos de fácies proximais, depositados em um ambiente de borda de plataforma. Distribui-se longitudinalmente por cerca de 50 km a partir da cidade de Arraias (Tocantins), a leste, até próximo ao Rio Maranhão, a oeste. Apresenta-se subdividida nas formações Arraias, na base, e Traíras no topo (Barbosa *et. al.*, 1969).

A Formação Arraias, na porção oeste da bacia, é constituída por um espesso pacote quartzítico tendo na base intercalações de conglomerados e rochas metavulcânicas intermediárias ácidas. A Formação Traíras presente na porção mais a oeste, é formada por metassilitos, filitos, calcifilitos com intercalações de calcareos e quartzitos subordinados, representando termos mais distais de uma bacia de sedimentação.

Araújo & Alves (1979) subdividiram o Grupo Araí em seis unidades informais correlacionando-as com a Formação Arraias e desconsiderando a existência da Formação Traíras. Na figura 2.2 o Grupo Araí está representado principalmente por suas unidades superiores.

Os dados geocronológicos de U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas ácidas da base da Formação Arraias, indicaram uma idade de cristalização de 1771 ± 2 Ma, estabelecendo um limite superior para o início da sedimentação do Grupo Araí (Pimentel *et. al.*, 1991; Pimentel & Fuck, 1991). Os granitos da Subprovíncia do Rio Paranã, sugeridos como contemporâneos ou cogenéticos às rochas metavulcânicas ácidas do Grupo Araí (Marini & Botelho, 1986), apresentaram idades U-Pb em zircões de 1769 ± 2 Ma (Granito Soledade) e 1767 ± 10 Ma (Granito Sucuri) atestando a ocorrência de um evento plutônico e vulcânico ácido, durante a evolução da “Bacia do Araí” (Pimentel & Fuck, 1991).

2.2.4 - GRUPO PARANOÁ

O Grupo Paranoá foi inicialmente considerado como formação, integrante do Grupo Bambuí, (Barbosa *et. al.*, 1969) e redefinido como grupo por Dardenne (1978), Dardenne & Faria (1985) e Faria & Dardenne (1995). Possui como secção tipo a região de Alto Paraíso apresentando uma espessura da ordem de 1250 m sendo dividido em nove unidades. É formado na base por uma seqüência psamo-pelítica e no topo por uma seqüência psamo-pelítica-carbonatada.

A seqüência psamo-pelítica inicia-se pelo Conglomerado São Miguel que repousa discordantemente sobre os metassedimentos do Grupo Araí, sendo seguido de unidades de quartzitos e siltitos.

A seqüência psamo-pelítica-carbonatada, formada por quatro unidades, é composta por quartzitos, siltitos e argilitos com intercalações de lentes carbonáticas.

A sedimentação do Grupo Paranoá se deu em um ambiente de margem passiva, caracterizada pela presença de fácies sublitorâneos, litorâneos e continentais, traduzindo uma sedimentação deltáica costeira de uma bacia epicontinental (Dardenne, 1981). Os únicos dados geocronológicos para o grupo referem-se à presença de estromatólitos colunares do tipo *Conophyton Medula Kirichenko* que indicaram uma idade entre 1350 a 950 Ma (Dardenne *et. al.*, 1973).

No limite oeste do Grupo Paranoá, bordejando o Complexo de Niquelândia, Fuck *et. al.* (1988), observaram uma similaridade da seqüência psamo-pelítica-carbonatada com a Formação Minaçu (definida anteriormente por Marini & Fuck, 1981), promovendo o abandono desta denominação, em reconhecimento da continuidade do grupo para o extremo norte do estado de Goiás. Esta mesma seqüência foi considerada por Barbosa *et. al.* (1969) como pertencente à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí, posição também aceita por Araújo & Alves (1979).

2.2.5 - GRUPO SERRA DA MESA

Os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa foram inicialmente incluídos no Grupo Araxá por Barbosa *et. al.* (1969). Para a região entre a Serra Dourada e Serra da Mesa, Marini *et. al.* (1977) propuseram uma redefinição para os metassedimentos ali presentes, agrupando-os sob a denominação de Grupo Serra da Mesa, o qual se estenderia para sul até as proximidades da Megainflexão dos Pirineus (Fuck & Marini, 1981).

A seção-tipo, na encosta da Serra da Mesa, é constituída por quartzitos na base, seguido de micaxistos com granada, estaurolita e cianita, com intercalações de quartzitos e lentes de calcixistos e mármores, perfazendo um pacote com cerca de 1500 m de espessura. Fuck & Marini (1981) propuseram a ocorrência de uma única bacia sedimentar, onde o fácies proximal seria representado pelos grupos Araí e Natividade, enquanto o Grupo Serra da Mesa corresponderia ao fácies distal, formada nas partes mais profundas da bacia. Esta relação de fácies ainda é motivo de controvérsias.

2.2.6 - SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS

O primeiro trabalho sistemático na região entre a Serra Dourada e Serra da Canastra foi realizado durante o Projeto Brasília (Barbosa *et. al.*, 1969) que considerou os metassedimentos ali presentes como pertencentes ao Grupo Araxá, recobrimo anfibolitos atribuídos até então ao Complexo de Cana Brava.

Posteriormente, durante o Projeto Serra Dourada, Marini *et. al.* (1974), incluíram com reservas estes metassedimentos (micaxistos a granada, localmente a estaurolita e intercalações de quartzito) no Grupo Araxá, mais tarde redefinido como Grupo Serra da Mesa (Marini *et. al.*, 1977). Estes consideraram as rochas anfibolíticas ali presentes, representantes metamórficos de intrusões máficas-ultramáficas cogenéticas ao Complexo de Cana Brava.

No Projeto Cana Brava - Porto Real, Araújo & Alves. (1979) agruparam as rochas dispostas a oeste do rios Maranhão e Cana Brava, no Complexo Basal. Sugeriram ainda que esta unidade representaria parte de uma seqüência vulcano-sedimentar.

Ribeiro Filho & Teixeira (1981) propuseram a ocorrência de uma única seqüência vulcano-sedimentar, disposta nas porções oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava, denominando-a de Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis (SVSP). Posteriormente esta denominação se restringiu as rochas a oeste Complexo de Cana Brava, em função de Danni & Leonardos (1978, 1981) já terem denominado a seqüência adjacente ao Complexo de Niquelândia, de Seqüência Vulcano-Sedimentar de Indaianópolis.

Ribeiro Filho & Teixeira (1981) propuseram a divisão estratigráfica desta seqüência em Unidade Inferior e Unidade Superior. Na Unidade Inferior observaram o predomínio de anfibolitos finos, parcialmente grossos, com intercalações de gnaisses e quartzitos. A Unidade Superior seria composta predominantemente por xistos com intercalações de quartzitos e raros níveis de anfibolitos finos.

Figueiredo *et. al.* (1981) sugeriram para a porção norte desta seqüência uma organização estratigráfica representada, na base, pela Unidade Central, seguida da Unidade de Leste e no topo a

Unidade de Oeste. A Unidade Central seria composta predominantemente por anfibolitos finos na base e sobreposta por xistos, metatufos e metapiroclásticas. A Unidade de Leste, formada por anfibolitos grossos, metaconglomerados, metagrauvas e metapiroclásticas intermediárias, seria sobreposta pela Unidade de Oeste onde predominam estaurolita-granada-mica-quartzo-xisto, com restritos xistos grafitosos, além de intercalações de formações ferríferas, rochas calciossilicatadas e anfibolitos. Relataram ainda a ocorrência de corpos de sulfetos maciços associados a Unidade Central.

Leão Neto & Olivatti (1983) sintetizaram as informações obtidas durante o Projeto Palmeirópolis (DNPM) sugerindo a presença de uma Unidade Basal iniciando com anfibolitos grossos bandados na base, seguidos de rochas metapiroclásticas e metatufos intermediários a ácidos, associados a metagrauvas e dando passagem a anfibolitos finos, granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto e quartzitos, além de diques básicos e ultrabásicos. Na Unidade Intermediária predominariam rochas metavulcânicas ácidas, com metapelitos e metassedimentos químicos subordinados, passando para a Unidade de Topo com o predomínio de metassedimentos pelíticos aluminosos acompanhados de metachertes e formações ferríferas bandadas.

Araújo (1986) observou que a presença dos corpos de sulfeto maciço estavam associados a zonas de alteração hidrotermal sobre anfibolitos finos, típicos de depósitos vulcanogênicos singenéticos. Araújo & Nilson (1987) caracterizaram os anfibolitos finos como derivados de basaltos toleíticos meso-oceânicos.

Corrêa (1994) atribuiu para os anfibolitos médios a grossos, presentes na unidade basal (Leão Neto & Olivatti, 1983) um aspecto gabróico e um comportamento geoquímico típico de corpos intrusivos ou subvulcânicos. Considerou ainda que o Complexo de Cana Brava seria intrusivo na Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, interpretando grande parte do contato como de natureza magmática, marcado pela presença de xenólitos de quartzito, xistos e anfibolitos. As evidências de metamorfismo de contato nos metassedimentos da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis seriam a presença de silimanita em xistos e paragêneses de alto grau (clinopiroxênio+granada+escapolita) em rochas calciossilicatadas.

2.2.7 - GRANITOS DA SUBPROVÍNCIA TOCANTINS

Próximo ao Complexo de Cana Brava são encontrados granitos pertencentes a Subprovíncia do Rio Tocantins (Marini & Botelho, 1986), também denominados de “*tipo Serra da Mesa*”, destacando os granitos de Serra do Encontro, Serra Dourada, Serra da Mesa e Pedra Branca.

Caracterizam-se por serem biotita-granito, exibindo textura gnáissica acentuada, com fácies de borda foliada, podendo conter mineralizações estaníferas em albitos, greissen e pegmatitos.

Estes granitos são envolvidos por metassedimentos dos Grupos Serra da Mesa (granitos da Serra do Encontro, Serra Dourada e Serra da Mesa) ou Araí (Granito Pedra Branca). Os granitos do domínio do Grupo Araí apresentam-se intrusivos no embasamento granito-gnáissico ou na Formação Ticunzal, enquanto aqueles presentes no domínio do Grupo Serra da Mesa tem posicionamento duvidoso em relação a estes metassedimentos.

Os dados geocronológicos para os granitos desta subpróvincia se basearam principalmente em determinações Rb-Sr mostrando uma grande dispersão dos dados, atribuídos por Reis Neto & Cordani (1984) a um remanejo isotópico durante o evento de idade brasileira (600 Ma). Pimentel *et. al.* (1991) e Pimentel & Fuck (1991) dataram por U-Pb em zircões o Granito Serra da Mesa, obtendo uma idade de cristalização próxima a 1,6 Ba.

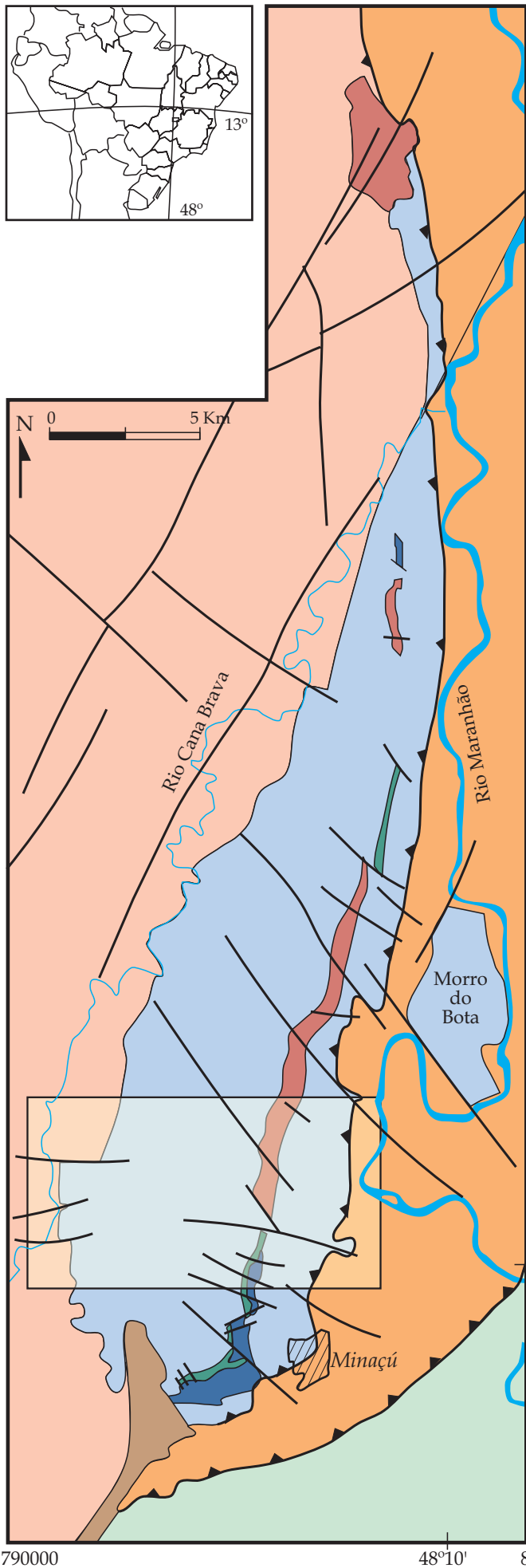
2.3 - TRABALHOS ANTERIORES

2.3.1 - COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA

O Complexo de Cana Brava (fig. 2.3) foi pela primeira vez citado no relatório de pesquisa, encaminhado ao DNPM por Miranda *et. al.* (1966) (In : Pamplona & Nagao, 1981) devido à descoberta do depósito de amianto na sua porção sul, por Milewski, J.P. (Sociedade Anônima Mineração de Amianto -SAMA) em 1962.

Referências ao complexo foram feitas em nota sobre o Projeto Goiás por Berbert (1968) e Godoy (1968) considerando este como pertencente à Faixa de Serpentinóis de Goiás. Os primeiros estudos de enquadramento regional do complexo foram efetuados durante o Projeto Brasília (Barbosa *et. al.*, 1969) que o consideraram localizado entre as Serra Dourada e Traíras, composto predominantemente por anfibolitos e localizadas rochas noríticas/ultramáficas, disposto em uma estrutura do tipo *horst*, elevado por falhas inversas laterais.

Milewski *et. al.* (1970) denominaram as rochas encontradas entre o Rio Maranhão e a localidade do “Filó” como pertencentes ao Complexo Ígneo de Cana Brava, considerando em conjunto rochas vulcânicas básicas e um corpo intrusivo básico-ultrabásico com fácies de diferenciação magmática por cristalização fracionada. A intrusão apresentaria um formato de lopólito alojada em rochas vulcânicas básicas, já metamorfisadas, ajustando-se a esta em uma estrutura sinclinal. O contato basal seria marcado por quartzitos miloníticos dispostos entre rochas ultramáficas e vulcânicas básicas a leste da Serra Cana Brava.



LEGENDA

Grupo Paranoá

Metassiltitos, Metargilitos, Rochas Carbonatadas, Metaquartzitos

Grupo Serra da Mesa

Mica-Xistos, Granada - Mica Xistos, lentes de Quartzitos

Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

- Gabronoritos, Noritos
- Piroxenitos
- Serpentinitos
- Rochas Ultramáficas Indiferenciadas

Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis

Anfibolitos, Metagrauvascas, Metaconglomerados, Mica-Xistos

Complexo Granito-Gnáissico

Gnaisses de Composição Granodiorítica ou Granítica

Simbologia

- Contato Geológico
- Falha
- Falha de empurão
- Cidade
- Área de Estudo

Figura 2.3 - Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava (adaptado de Nagao, 1974; In: Leão Neto & Olivatti, 1983).

Berbert (1970) enquadrou os maciços de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto em um alinhamento na porção central do estado do Goiás, representando uma associação gabro-piroxenítica-peridotítica com características petrográficas semelhantes, dadas pela ocorrência de um gabro basal fino a grosso, foliações mergulhando para oeste, intensa deformação e constante presença das zonas peridotítica, gabróica e anortosítica.

A delimitação da porção oeste do complexo foi efetuada por Marini *et. al.* (1974, 1977) no Projeto Serra Dourada, considerando o seu limite ocidental a leste do Rio Cana Brava. Identificaram o predomínio de rochas noríticas e gabróicas, com uma estreita faixa de rochas ultramáficas na porção sul e leste, afetadas dentre outras por um metamorfismo granulítico.

Segundo estes autores, o complexo representaria um maciço do tipo alpino limitado a leste por uma falha inversa inclinada 40° para oeste. Não foram observados contatos diretos com os metassedimentos, até então atribuídos ao Grupo Araxá, tendo sido sugerido a ocorrência de um contato tectônico. Ao longo do Rio Cana Brava foi identificado uma lente de rocha calciossilicatada, de 3 metros de espessura, intercalada em micaxistos do Grupo Araxá.

Também observaram a presença de duas lentes de paragnaisses em contato direto com o complexo, constituídas predominantemente por granada-biotita-gnaïsse com intercalações de granada-silimanita-biotita-gnaïsse, as quais apresentaram um posicionamento estratigráfico incerto, porém atestando condições de metamorfismo superiores a aquelas observadas nos xistos a oeste.

Nagao (1974) (In. Leão Neto & Olivatti, 1983 e Correia, 1994) (fig. 2.3) apresentou o primeiro mapa geológico de semidetalhe do Complexo de Cana Brava (1:50.000), como parte de uma intensa campanha de prospecção de metais básicos promovida pela SAMA durante o período de 1975 a 1977, e a qual não obteve resultados positivos (Pamplona & Nagao, 1981).

Girardi *et. al.* (1978) consideraram o complexo limitado por falhas e composto predominantemente por metagabros e metanoritos, com faixas descontínuas de rochas ultramáficas, além da presença de anfíbolitos na borda leste e sudoeste. Sugeriram a ação de um evento granulítico de idade transamazônica com retrometamorfismo local do fácies anfíbolito. Para o Corpo da Serra do Bota descreveram a presença de gabros e noritos com texturas ígneas preservadas, porém parcialmente afetadas pela deformação e metamorfismo.

No contato oeste do complexo foram observados gnaïsses bandados com uma associação mineralógica de quartzo-cianita-granada-biotita-muscovita e localmente com silimanita ou feldspato potássico, além de xisto com quartzo-muscovita-biotita-plagioclásio-granada e rochas calciossilicatadas com uma paragênese de quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, escapolita, titanita e epidoto. Considerou este conjunto metamorfisado no fácies anfíbolito.

Ao longo do Rio Cana Brava e a oeste deste foram descritos anfíbolitos e localmente gnaisses anfíbolíticos provavelmente associados ao complexo. Na unidade adjacente a leste foram observados gnaisses quartzo-feldspáticos blastomiloníticos, localmente com texturas migmatíticas.

Araujo & Alves (1979) consideraram o complexo limitado tectonicamente a leste pelo “Conjunto Cataclástico do Rio Maranhão” e oeste pelo “Conjunto Gnáissico-Anfíbolítico do Rio Cana Brava”.

O complexo seria formado predominantemente por metagabros e metanoritos, e subordinadamente por uma descontínua e estreita faixa de piroxenitos, muitas vezes metamorfisados gerando serpentinitos e xistos magnesianos. Na sua porção leste foi descrito uma faixa de direção N10E composta de metabasitos, correspondendo aos anfíbolitos descritos por Girardi *et. al.* (1978). Sugeriram um primeiro evento metamórfico de fácies granulítico atuante em todo o conjunto, seguido de eventos retrometamórficos dando origem aos anfíbolitos, metabasitos e serpentinitos, entre outros.

A leste do complexo descreveram a presença de diques de anfíbolitos e o corpo gabronorítico da Serra do Bota, encaixados no “Conjunto Cataclástico do Rio Maranhão”. Observaram que frequentemente estes litotipos mostram texturas orientadas, apesar do Corpo da Serra do Bota ainda preservar feições ígneas.

Pamplona & Nagao (1981) descreveram as características da jazida de amianto no complexo, bem como os aspectos da geologia regional e do Maciço de Cana Brava. Consideraram o maciço como pertencente ao Complexo Basal Goiano, limitado a leste pelo Rio Maranhão e oeste com o contato próximo ao Granito da Serra Dourada. Foram reconhecidas as unidades de metabasitos, de rochas ultramáficas e gabróicas.

A unidade de metabasitos situada a oeste do Rio Maranhão constituiria a porção basal do complexo, em contato tectônico com gnaisses do Complexo Basal Goiano e com metassedimentos do Grupo Araxá. Os metabasitos, caracterizados como anfíbolitos, epidoto-anfíbolitos e “rochas verdes”, seriam derivados de retrometamorfismo sobre rochas básicas do maciço, já metamorfisadas no fácies anfíbolito. Na unidade de rochas ultramáficas predominariam serpentinitos em relação a piroxenitos. A unidade de rochas gabróicas, caracterizada como a de maior expressão, seria composta por termos gabróicos a noríticos e localmente metamorfisados, nas zonas de cisalhamento ou falhas, produzindo metagabro, metanoritos ou até anfíbolitos.

Ao longo do Rio Cana Brava os metagabros do maciço apresentariam um contato tectônico com uma estreita faixa de gnaisses do Complexo Basal Goiano. Esta faixa faria parte do “Conjunto Granulítico” ou do “Conjunto Anfíbolítico-Gnáissico do Rio Cana Brava”.

O Conjunto Granulítico seria formado por rochas calcissilicatadas granulitizadas com uma associação mineralógica de alto grau, representada por granada, escapolita, clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, titanita e epidoto, intercaladas em anfibolitos e gnaisses. Ainda nesta região foi observada uma rocha isotrópica, com textura granoblástica e distinta associação mineral (plagioclásio+ortopiroxênio+hornblenda, apatita, clorita, epidoto e talco) de fácies granulito.

O Conjunto Anfibolito-Gnáissico do Rio Cana Brava seria formado por gnaisses quartzo-feldspáticos, compostos por quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, feldspatos potássicos, granada, cianita, titanita, apatita e opacos. Ainda se observaram anfibolitos e restritos gnaisses anfibolíticos com intercalações de quartzo-cianita-granada-biotita-xistos.

O primeiro trabalho com enfoque petrológico foi desenvolvido por Girardi & Kurat (1982) que consideram o Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava como uma intrusão diferenciada, a partir de magma basáltico rico em olivina e com baixos valores em álcalis, marcada pelas variações na composição dos minerais.

Estes autores sugeriram que após a cristalização magmática, a temperaturas de 1100° C, teria ocorrido a formação de uma matriz granoblástica e exsoluções nos piroxênios a temperaturas de 900° C e pressões de 6-7 Kb. Atribuíram estas modificações texturais e mineralógicas como decorrentes de reequilíbrios subsólidos durante um evento metamórfico no fácies granulítico ou provavelmente ao lento resfriamento do complexo, em condições de P e T similares ao metamorfismo de alto grau. Após este evento, os litotipos foram submetidos a uma recristalização parcial com a conversão de alguns destes, quando em interação com água, em associações do fácies anfibolito.

A presença de rodingitos na mina de amianto da SAMA foi descrita inicialmente por Girardi (1976) e posteriormente estudada em detalhe por Dreher *et. al.* (1989), que consideraram estes formados por processos metassomáticos atuantes em leucogabros intercalados na zona ultramáfica. Sugeriram uma correlação genética com o evento principal de serpentinização o qual liberou fluidos ricos em Ca, substituindo as rochas máficas por uma assembléia calciossilicatada, à temperaturas de 400-500° C e baixa pressão.

O estudo de detalhe da deformação e gênese da jazida de amianto no Complexo de Cana Brava foi efetuado por Hasui & Magalhães (1990) que observaram a presença de uma foliação S1 associada a uma regime dúctil, seguido do desenvolvimento de grandes ondulações sinformais e antiformais, e por último transcorrências dúcteis e rúpteis que na área da mina apresentaram direção NE-SW e caráter dextral.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) a partir de dados litogeoquímicos, considerou o Complexo de Cana Brava como uma intrusão estratiforme originada a partir da cristalização fracionada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica, sem evidências da entrada de vários pulsos de magmas.

Correia (1994) subdividiu o complexo em cinco subunidades, interpretando a disposição destas como o empilhamento estratigráfico original. Considerou a subunidade PICB1, localizada na porção basal (leste) do complexo, composta essencialmente por epitodo-anfibolitos finos blastomiloníticos, com intercalações locais (métricas a decamétricas) de rocha fina de composição gabróica.

A Subunidade PICB2 seria composta principalmente por serpentinitos derivados de peridotitos, localmente com intercalações centimétricas a métricas de gabros e piroxenitos. A Subunidade PICB3 seria constituída principalmente por websteritos, enquanto a Subunidade PICB4 seria composta por opx-gabro, gabro, melagabro, norito, cpx-norito, rochas de composição diorítica e intercalações de anfibolito, separadas da Subunidade PICB5 por uma contínua zona de deformação dúctil de direção N-NE.

A Subunidade PICB5, representando o topo do complexo, seria composta por gabronorito, norito, leuco-gabronorito, cpx-norito, leuco-cpx-norito, opx-gabro, leuco-opx-gabro, leucogabro, diorito, quartzo-gabro, quartzo-diorito e localizado tonalito. Nesta unidade observou a presença de corpos anfibolíticos, considerados como enclaves da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) interpretaram o contato superior como predominantemente magmático, onde a presença de xenólitos de anfibolito, xisto e quartzito, além de evidências de metamorfismo térmico próximo ao contato, associados à presença de silimanita em xistos, e paragêneses de alto grau (cpx+granada+escapolita) em rochas calciossilicatadas, indicariam que o complexo se alojou nas rochas pré-existentes, já deformadas e metamorfasadas, da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis .

2.3.2 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Um dos primeiros estudos geocronológicos no Centro-Oeste foi efetuado por Almeida & Hasui (1969), que obtiveram idades K-Ar em rochas dos corpos básicos-ultrabásicos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e Pontalina, com intervalo de 750-1100 Ma.

Datações K-Ar em minerais e rochas realizados no Complexo de Cana Brava por Matsui *et. al.* (1976) resultaram em uma grande dispersão de idades (500-4000 Ma) e concentrações coincidentes com os eventos tectônicos Brasileiro (500 Ma), Uruaçuano (900 Ma), Transamazônico (2000 Ma) e Jequié (2600 Ma).

Estes autores admitiram uma idade transamazônica para o Complexo de Cana Brava com influência de outros ciclos mais recentes, à partir de diagrama isocrônico com idades de 1925 ± 110 Ma e 475 ± 15 Ma.

Girardi *et. al.* (1978) reanalisaram, pelo método K-Ar, as amostras utilizadas no trabalho de Matsui *et. al.* (1976), acrescentando a estas mais duas amostras do complexo e três amostras de gnaisses encaixantes. Obtiveram resultados similares ao trabalho anterior, apesar da grande dispersão de idades (450-4000 Ma), com concentrações atribuídas aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Sugeriram que o metamorfismo granulítico do complexo estaria associado a um evento Pré-Transamazônico.

Neste trabalho também foram obtidas idades Rb-Sr para as unidades adjacentes ao complexo, sendo observado em um diagrama isocrônico para xistos, gnaisses e rochas calciossilicatadas a oeste do complexo, uma grande dispersão de dados e uma isócrona de idade 1157 ± 50 Ma e $R_0 = 0,7040 \pm 0,002$, associada a um evento de fácies anfíbolítico. As rochas adjacentes, situadas à leste e constituídas por gnaisses blastomiloníticos, apresentaram um bom alinhamento dos dados, produzindo uma isócrona com idade 644 ± 27 Ma e $R_0 = 0,7359 \pm 0,0026$, relacionada a uma rehomogeneização isotópica durante o ciclo Brasileiro.

Fugi (1989, in; Correia, 1994) obteve pelo método Sm-Nd em rochas do Complexo de Cana Brava uma idade de cristalização magmática de 1970 ± 69 Ma ($Nd_{143}/Nd_{144} = 0,510015 \pm 0,000073$ e ξNd (CHUR) = -4,83). A intrusão do Morro do Bota, pelo mesmo método, forneceu uma idade de cristalização ígnea de 1088 ± 18 Ma ($Nd_{143}/Nd_{144} = 0,510986 \pm 0,000017$ e ξNd (CHUR) = -4,83).

Os dados geocronológicos obtidos por Correia (1994) referem-se a quatro análises de gabros e quartzo dioritos do Complexo de Cana Brava, pelo método Rb-Sr em rocha total. Obteve-se uma idade de 1350 ± 35 e $R_0 = 0,7168$ (MSWD=2,69), associada a rehomogeneização isotópica durante um evento compressivo principal, atuante durante o Ciclo Uruaçuano e produzindo um metamorfismo de fácies anfíbolito. Realizou uma determinação pelo método Sm-Nd em rocha total, em uma amostra de composição gabróica do complexo, a qual adicionou ao diagrama isocrônico de Fugi (1989), obtendo uma idade de 2086 ± 119 Ma (MSWD=4,47) com semelhante resultado e interpretação considerado por Fugi (1989).

A partir da analogia com os resultados geocronológicos obtidos por Fuck *et. al.* (1981, 1989), para o Complexo de Barro Alto e dados de Girardi *et. al.* (1981), com as idades obtidas para o Complexo de Cana Brava, Correia (1994) sugeriu uma sequência de eventos magmáticos e tectono-metamórficos para o Complexo de Cana Brava, representados por:

- a) Separação do manto e residência sublitosférica ou subcrustal do magma progenitor entre 2,25 e 2,62 Ba.
- b) Intrusão na SVSP e subsequente cristalização em regime distensivo próximo a 2,0 Ba.
- c) Principal evento metamórfico e deformacional dúctil-rúptil em regime compressivo ao redor de 1,3 Ba.
- d) Reequilíbrio metamórfico no fácies xisto-verde , aproximadamente de idade brasileira, com limite superior a 480 Ma.

GEOLOGIA LOCAL E ESTRATIGRAFIA

3.1 - INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, limitada a oeste pelo Rio Cana Brava e a leste pelo Rio Maranhão (fig. 2.3)

O mapeamento geológico se desenvolveu principalmente por caminhamentos em seções transversais à estruturação das unidades presentes na área e ao longo de drenagens, como pode ser observado no Anexo I. Devido à dificuldade de deslocamento nas encostas da Serra da Cana Brava, foram confeccionadas sete transversais (picadas) espaçadas entre si de 1000 metros e ortogonais a uma linha base de direção próxima a N15E, recebendo as denominações de L00, L1000N, L2000N, L3000N, L4000N, L5000N e L6000N. Estas foram piqueteadas com espaçamento de 25 metros, sendo utilizadas para a descrição de afloramentos, bem como para a coleta de amostras. A denominação dos pontos nas picadas se processou tendo como referência o posicionamento a leste ou oeste da linha base (ex.: L2000N-2700W -linha transversal 2000 norte - 2700 metros a oeste da linha base).

O mapa geológico resultante deste mapeamento pode ser observado na figura 3.1 e no Anexo II (1:25.000), onde foram identificadas as seguintes unidades geológicas:

- a) Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava
- b) Intrusões Noríticas
- c) Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis
- d) Complexo Granito-Gnáissico

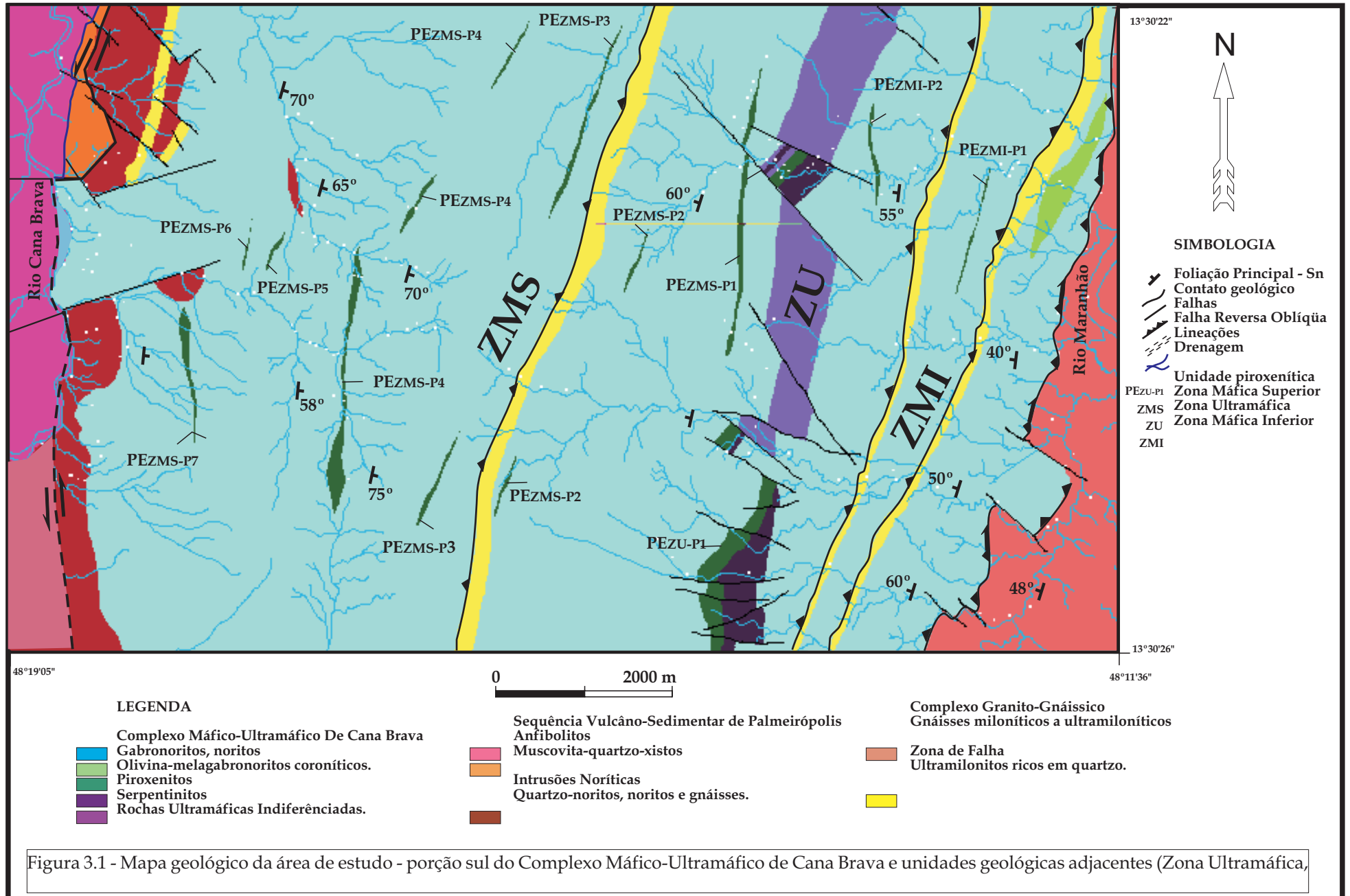


Figura 3.1 - Mapa geológico da área de estudo - porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes (Zona Ultramáfica,

A partir das observações de campo, obtidas principalmente nas transversais, foi confeccionado um diagrama de correlação estratigráfica tomando-se como referência o contato basal do complexo, como mostra a figura 3.2. Neste diagrama pode ser observado que os estratos muitas vezes apresentam-se lateralmente descontínuos, por vezes interrompidos ou obliterados por processos deformacionais, pela ausência de afloramentos ou pela lenticularização das camadas.

Para a estimativa da espessura real considerou-se a espessura aparente, o mergulho das camadas (paralelo à foliação), a superfície topográfica e direção das transversais em relação à estruturação das unidades. A espessura inferida deve-se ser encarada com ressalvas, considerando que as unidades mapeadas mostram-se intensamente afetadas por processos tectônicos.

O diagrama de correlação estratigráfica permitiu que fosse sugerida uma coluna estratigráfica ideal para a área de estudo (fig. 3.3).

3.2 - COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA.

A área de estudo apresenta na sua porção central o Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava que mostrou cerca de 11 km de espessura, englobando as unidades geomorfológicas da Serra da Cana Brava e porções adjacentes de relevo arrasado. No topo da serra de topografia aplainada, e nas porções adjacentes a esta, predominam solos de coloração marrom avermelhado. Os afloramentos localizam-se preferencialmente ao longo das drenagens. O complexo será referido preferencialmente pela denominação de **Complexo de Cana Brava**, a fim de simplificar as descrições a seguir.

Para a organização estratigráfica foram utilizados os critérios sugeridos por Irvine (1982) considerando que o complexo apresenta uma sucessão ordenada de rochas máfico-ultramáficas, similares às encontradas em intrusões acamadadas, não obstante ter sofrido generalizada ação de processos metamórficos e deformacionais .

Irvine (1982) considerou para a descrição de uma ampla divisão estratigráfica os termos, em ordem decrescente: **série**, **zona** e **subzona**. Utilizou o termo **série** para agrupar as maiores sucessões estratigráficas de rochas cumuláticas e os termos **zona** e **subzona**, respectivamente, para a primeira e segunda subdivisão estratigráfica de uma série.

Diferentes partes de uma intrusão com características composicionais distintas e sem um significado cronoestratigráfico, denominou-as de **unidades de acamamento** ou **unidade**. Os principais termos das unidades de acamamento foram denominadas **grupo**, **membro**, **camada**, **unidade rítmica** e **unidade cíclica**.

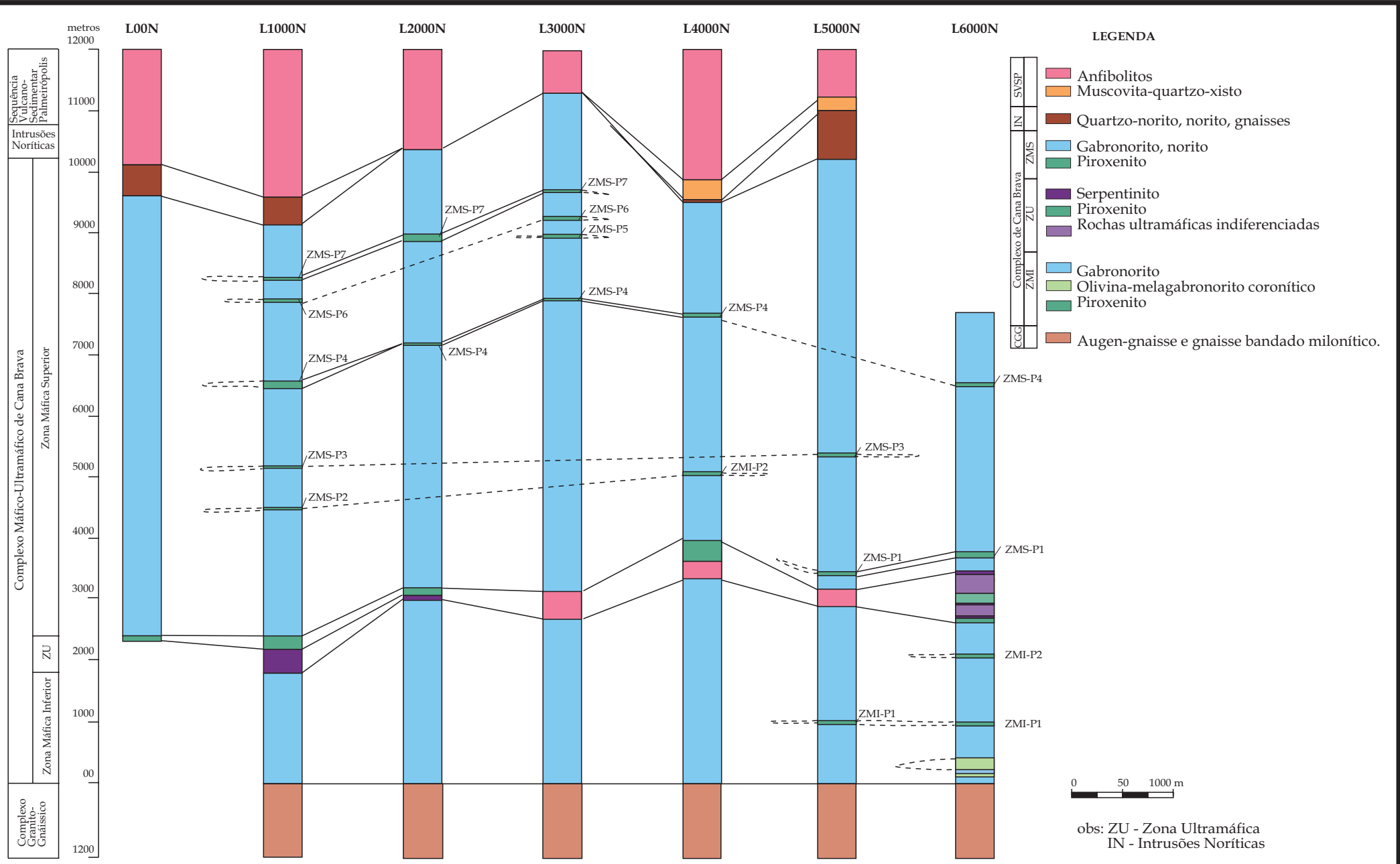


Figura 3.2 - Correlação estratigráfica das transversais L00N a L6000N no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

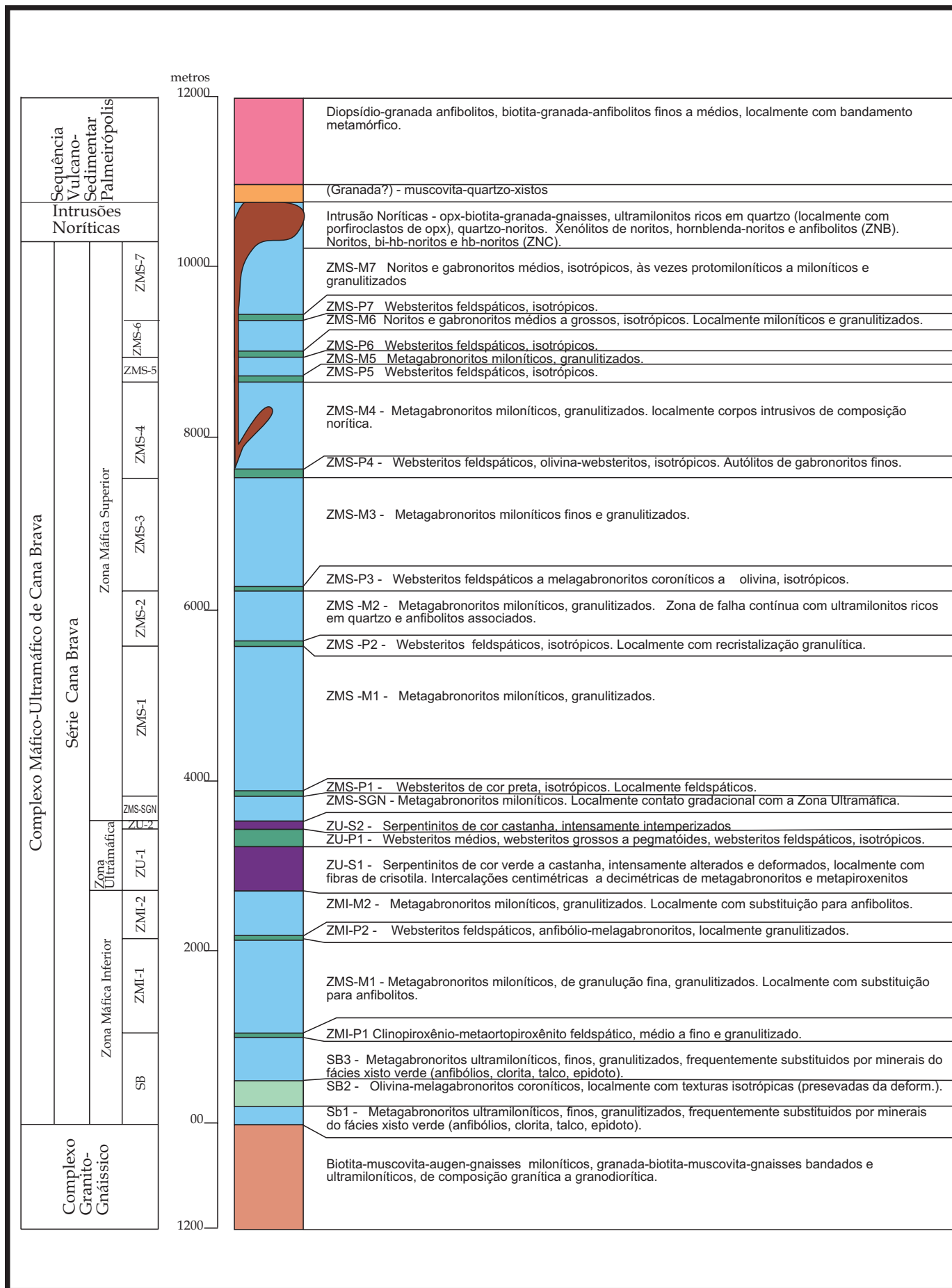


Figura 3.3 - Coluna estratigráfica ideal do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes, na área de estudo.

O **membro** é definido como uma simples unidade, contrastando com o **grupo**, que representa uma combinação de várias unidades de acamamento similares.

O termo **unidade rítmica** é apenas descritivo, sendo definido como um conjunto de camadas que se repetem regularmente. As **unidades cíclicas** caracterizam-se pela identificação de uma seqüência de minerais cúmulus associada a uma ordem de cristalização fracionada, que se repete regularmente ao longo da coluna estratigráfica, apresentando portanto uma conotação genética.

Para a divisão estratigráfica do **Complexo de Cana Brava** foram utilizados os critérios petrográficos e de variações químicas dos minerais cúmulus, permitindo a sua individualização em **série, zona e subzona**. O termo **membro** foi utilizado para descrição de simples unidades de acamamento de uma subzona.

As subdivisões estratigráficas foram agrupadas sob a denominação de **Série Cana Brava (SCB)**, composta da base para o topo por uma **Zona Máfica Inferior (ZMI)**, uma **Zona Ultramáfica (ZU)** e uma **Zona Máfica Superior (ZMS)**.

As zonas foram ainda subdivididas em **subzonas** e identificadas por uma numeração específica.(ex.: ZMI-1 - Subzona 1 da Zona Máfica Inferior). As subzonas pertencentes às zonas máficas foram definidas pela presença de um **membro piroxenítico** na base seguido de um **membro máfico**, frequentemente de composição gabronorítica. Na Zona Ultramáfica as subzonas iniciam-se por um **membro metaperidotítico** (serpentinito), seguido de um **membro piroxenítico**.

3.2.1 - ZONA MÁFICA INFERIOR (ZMI)

Esta zona localiza-se na porção leste do complexo, em contato tectônico com o Complexo Granito-Gnáissico. Possui um relevo arrasado, associado frequentemente a uma cobertura de solo marrom avermelhado, com afloramentos restritos às drenagens.

A espessura inferida é da ordem de 3000 metros, possuindo litotipos afetados por generalizada recristalização metamórfica e gradativo aumento na intensidade de deformação no sentido do contato basal com o Complexo Granito-Gnáissico, produzindo milonitos a ultramilonitos.

Esta zona foi dividida em três subzonas denominadas de **Subzona Basal (SB)**, onde foram encontrados os primeiros cumulos à olivina, **Subzona ZMI-1** e **Subzona ZMI-2** definidas por cumulos de piroxênios na base, seguidos de cumulos de plagioclásio+piroxênios no topo.

3.2.1.1 - Subzona Basal (SB)

Esta subzona, com espessura próxima a 1000 metros, destaca-se por ter sido submetida a intensa deformação dúctil, produzindo grande quantidade de ultramilonitos máficos. Foi observada intensidade crescente de deformação no sentido da base desta unidade, com porções restritas parcialmente preservadas da deformação.

O metagabronorito ultramilonítico representa o litotipo mais comum, ocorrendo ainda ultramilonito rico em quartzo, anfibolito e olivina-melagabronorito coronítico.

O metagabronorito ultramilonítico possui frequentemente cor cinza clara, granulação fina e foliação S_n penetrativa (fig.3.4 C). Observam-se bandas milimétricas a centimétricas ricas em plagioclásio e níveis ricos em minerais máficos (piroxênios, anfibólios e/ou biotita). Segregações milimétricas e centimétricas de quartzo paralelas à foliação S_n , são também observadas (fig. 3.4 B).

O ultramilonito rico em quartzo ocorre frequentemente na forma de blocos soltos ao longo de uma zona de falha restrita e contínua, com até 200 metros de espessura e direção N15-20E.

O anfibolito de cor cinza esverdeada e granulação fina distribui-se extensivamente, resultante de substituições tardias principalmente de metagabronorito ultramilonítico.

O olivina-melagabronorito coronítico ocorre a cerca de 150-300 metros da base do complexo, parcialmente preservado da deformação. Na porção extremo nordeste da área distribui-se com espessura máxima de 300 metros. Este possui uma cor cinza a verde escuro, granulação grossa, foliação incipiente e estruturas coroníticas ainda preservadas. O plagioclásio localmente ocorre como preenchimentos de vênulas ou mais raramente como agregados de até 10 cm.

Os efeitos de progressivo aumento da deformação em direção à base desta lente são representadas pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa, estiramento de porfiroclastos de piroxênios, desaparecimento de textura coronítica e de minerais (ex. olivina), formando rochas em muito semelhantes ao metagabronorito ultramilonítico.

Este fato sugere que nesta subzona a distribuição do olivina-melagabronorito coronítico poderia ter sido maior, tendo sido obliterada por processos deformacionais e metamórficos que deram origem aos termos miloníticos.

Não foram observadas feições indicativas de “*margem de resfriamento*” no contato com o Complexo Granito-Gnáissico, sendo que os litotipos de granulação fina ali presentes, referem-se a termos ultramiloníticos com forte orientação de cristais e desenvolvimento de uma foliação S_n .

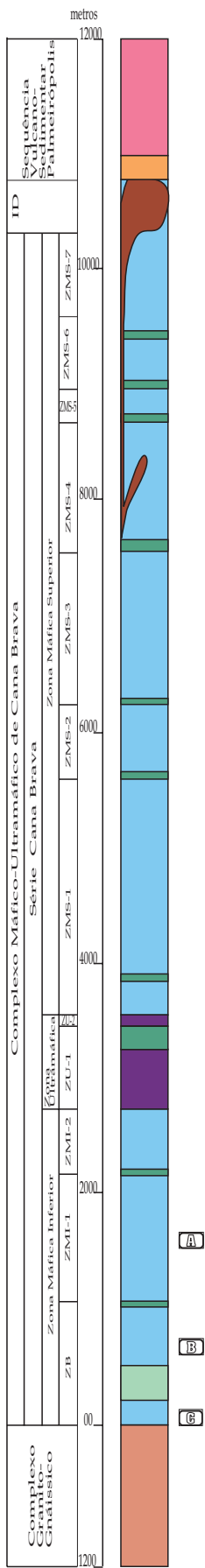


Figura 3.4 - Aspectos dos afloramentos na Zona Máfica Inferior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - A) Metagabronoritos miloníticos com bandamentos metamórficos centimétricos, paralelos à foliação Sn. B) Metagabronoritos ultramiloníticos com segregações de quartzo paralelas à foliação Sn. C) Metagabronorito ultramilonítico, na base do complexo, apresentando uma intensa deformação e estruturação tectônica, segundo a foliação Sn.

3.2.1.2 - Subzona ZMI-1

Esta subzona ocorre a 1000 metros acima da base do complexo, com espessura de cerca 1100 metros, sendo composta pelo **Membro Metapiroxenítico - ZMI-P1** na base e seguido de um **Membro de Metagabronorítico - ZMI-M1**.

Os milonitos são os seus termos predominantes, diferenciando-se dos litotipos da Subzona Basal por uma maior dimensão dos cristais.

O Membro Metapiroxenítico - ZMI-P1 foi observado somente na porção NE da área, ocorrendo como blocos soltos nas transversais L6000N e L5000N e com espessura máxima de cerca de 20 metros. O extensivo desenvolvimento de solo, provavelmente obliterou a observação da continuidade lateral deste membro. Predominam ortopiroxênitos feldspáticos, de cor cinza a verde escuro, granulação média-fina, com foliação Sn bem desenvolvida.

No Membro Metagabronorítico ZMI-M1, com espessura aproximada de 1100 metros, predominam metagabronoritos miloníticos, ocorrendo localmente uma contínua zona de falha com até 100 metros de espessura onde estão presentes os ultramilonitos ricos em quartzo.

Os metagabronoritos miloníticos apresentam cor cinza, granulação média-fina, uma foliação Sn penetrativa e bandamento milimétrico a centimétricos de bandas ricas em plagioclásio e ricas em piroxênios.

Os ultramilonitos ricos em quartzo frequentemente ocorrem como blocos soltos, ou em raros afloramentos ao longo de drenagens, com contatos que gradacionam para metagabronoritos miloníticos ricos em segregações de quartzo. Apresentam cor branca, aspecto sacaroidal, com forte lineação de estiramento, impressa sobre os planos de foliação Sn.

3.2.1.3 - Subzona ZMI - 2

Esta subzona, com espessura próxima a 500 metros, dista cerca de cerca de 2500 metros do contato basal do complexo. Apresenta na base o **Membro Piroxenítico ZMI - P2**, seguido no topo pelo **Membro Metagabronorítico ZMI -M2**. O contato superior com a Zona Ultramáfica não foi observado devido a cobertura de solo.

O Membro Piroxenítico ZMI-P2 ocorre como uma lente delgada, lateralmente descontínua, aflorando nas drenagens da porção NE da área com cerca de 5-20 metros de espessura.

A proporção modal dos constituintes minerais varia lateralmente de norte para sul, gradacionando de metawebsterito feldspático a metagabronorito, respectivamente.

O metawebsterito feldspático possui cor preta, granulação média e foliação Sn bem marcada por níveis ricos em biotita ou plagioclásio. O melagabronorito mostra cor cinza escura, aspecto isotrópico e com grande quantidade de anfibólio de cor castanha.

O Membro Metagabronorítico ZMI -M2, com espessura próxima a 500 metros, apresenta um contato gradacional com o Membro Piroxenítico ZMI - P2, predominando metagabronorito milonítico de cor cinza clara, granulação média-fina e com uma foliação Sn bem desenvolvida.

3.2.2 - ZONA ULTRAMÁFICA (ZU)

Esta zona localiza-se no sopé a leste da Serra de Cana Brava, frequentemente encoberta por solo ou blocos derivados de rochas máficas, aflorando somente na transversal L2000N e ao longo do Córrego Forquilha.

Dista cerca de 3000 metros do contato basal do complexo, com uma espessura estimada variando de 170 a 800 metros. As anomalias aeromagnéticas (Araujo & Alves,1979) ressaltaram a continuidade lateral desta zona, com direção aproximadamente norte-sul, às vezes deslocada por inúmeras falhas de direção NW.

A delimitação da Zona Ultramáfica na área de estudo valeu-se da compilação de parte dos dados de mapeamento geológico efetuado pela SAMA (Nagao ,1974), que incluiu levantamentos de magnetometria terrestre, em escala de detalhe.

De forma localizada (L2000N) o contato de topo desta unidade com a Zona Máfica Superior apresenta-se gradacional, com piroxenito feldspático passando a metagabronorito.

O empilhamento estratigráfico da Zona Ultramáfica na área de estudo, foi prejudicado pela escassez de afloramentos, sendo que para tal valeu-se de analogias com as distribuições das unidades na porção sul do complexo, onde esta zona apresenta-se bem representada. No extremo sul a Zona Ultramáfica caracteriza-se por apresentar pelo menos três sucessões consecutivas de serpentinito-piroxenito.

Na área de estudo a transversal L2000N interceptou somente uma sucessão de serpentinito-piroxenito com cerca de 170 metros de espessura. O membro serpentinitico, com espessura de cerca de 20 metros, apresenta-se quase totalmente encoberto por solo de coloração verde escuro a preto, aflorando localmente em drenagens. Este litotipo encontra-se intensamente intemperizado com coloração esverdeada a castanho claro. O membro piroxenítico, com espessura estimada de 150 metros, apresenta na base o predomínio de websterito de granulação média que gradaciona em direção ao topo para websterito grosso a pegmatóide e websterito feldspático, no contato com a Zona Máfica Superior.

No Córrego Forquilha a Zona Ultramáfica apresenta cerca de 800 metros de espessura, com afloramentos descontínuos de serpentinito e piroxenito, que foram agrupados nas **Subzona ZU-1** e **Subzona ZU-2**.

A correlação entre os membros da seção L2000N e do Corrego Forquilha é de difícil realização, uma vez que apresentam sucessões estratigráficas distintas, sendo utilizadas somente para uma correlação genérica da zona ultramáfica.

3.2.2.1 - Subzona ZU-1.

Esta subzona é composta na base pelo **Membro Serpentinítico ZU-S1**, com espessura estimada de cerca de 500 metros, onde predomina serpentinito, localmente com intercalações centimétricas de metagabronorito e piroxenito. O serpentinito ocorre preferencialmente intemperizado, com cor castanha a verde escura, às vezes (fig.3.5 B) com planos de fraturamentos sub-horizontais, preenchidos por sílica amorfa, fibras de serpentina ou magnetita.

Quando parcialmente preservados da alteração apresentam cor cinza claro a escuro, ressaltando feições deformacionais, representados por planos de foliação Sn e *pods* de deformação (fig. 3.5 A).

O contato basal da Subzona ZU-1 se faz com litotipos intensamente intemperizados, de coloração verde clara e foliação Sn penetrativa, representando prováveis piroxenitos feldspáticos.

O Membro Piroxenítico ZU-P1 encontra-se no topo desta subzona, com espessura aparente de cerca de 80 metros, composto predominantemente por websterito de cor verde, granulação grossa a média e isotrópico (fig. 3.5 C) e restrito websterito feldspático.

A transição para a Subzona ZU-2 é dada por uma zona intensamente intemperizada, de cerca de 200 metros, formada de provável alternância de piroxenito feldspático e gabronorito (fig. 3.5 D).

3.2.2.2 - Subzona ZU-2

A base desta subzona é composta pelo Membro Serpentinítico ZU-S2, seguido de uma zona desprovida de afloramento, que se estende até o contato com a Zona Máfica Superior.

Este membro aflora com cerca de 10 metros, composto predominantemente por serpentinito, intensamente intemperizado, com coloração castanha e fraturamento subhorizontal.

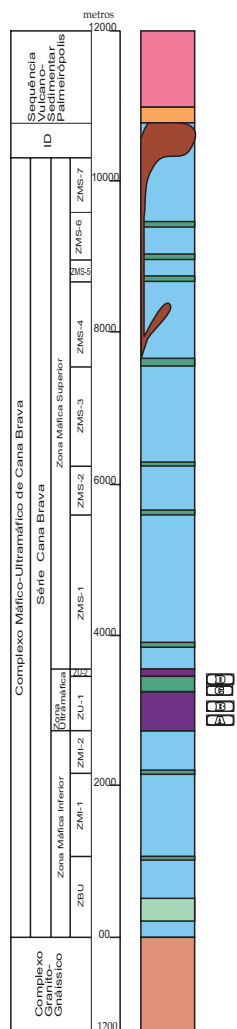


Figura 3.5 -Aspectos de afloramentos da Zona Ultramáfica - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - A) Serpentinitos deformados, destacando-se estruturas sigmoidais marcando a foliação S_n - Membro ZU-S1. B) Serpentinito intesamente alterado. C) Piroxenito (websterito) isotrópico - Membro ZU-P1. D) Superfície de alteração de provável nível de piroxenito, destacando-se orientação de feldspatos caulinizados (branco) e piroxenios alterados (verde), definindo a foliação S_n.

3.2.3 - ZONA MÁFICA SUPERIOR (ZMS)

Esta zona está localizada na Serra da Cana Brava e na porção arrasada a oeste desta. Dispõe-se a cerca de 3500 metros da base do complexo, com uma espessura média de 7000 metros.

Os seus litotipos foram extensivamente afetados por processos metamórficos e deformacionais, com uma gradativa diminuição da intensidade da deformação no sentido do topo do complexo, representado por variações de milonitos a protomilonitos. Localmente observam-se termos preservados da deformação (ex.:membros piroxeníticos).

A zona inicia-se no contato com a Zona Ultramáfica por uma seqüência de metagabronorito, denominada de **Subzona Metagabronorítica (SGN)** a qual é sucedida por sete subzonas, denominadas de **ZMS-1, ZMS-2, ZMS-3, ZMS-4, ZMS-5, ZMS-6 ZMS-7**, cada qual caracterizada por um membro piroxenítico na base e um membro máfico no topo.

A **Subzona Metagabronorítica**, com espessura estimada de 200 a 400 metros, caracteriza-se pela primeira ocorrência de plagioclásio cúmulus acima da Zona Ultramáfica, representada por um pacote homogêneo de metagabronorito. Os litotipos apresentam cor cinza clara, granulação média-fina e foliação Sn penetrativa.

3.2.3.1 - Subzona ZMS-1

A subzona ZMS-1 marca o início da seqüência de unidades rítmicas na Zona Máfica Superior. Apresenta uma espessura próxima a 1700 metros e é representada na base pelo **Membro Piroxenítico ZMS-P1** e no topo pelo **Membro Metagabronorítico ZMS-M1**.

O Membro Piroxenítico ZMS-P1, com uma espessura média de 20-50 metros é observado ao longo de cerca de 3000 metros de extensão, ocorrendo frequentemente na encosta leste da Serra da Cana Brava como blocos soltos e mais raramente em afloramentos *in situ* (TLR-160). É representado por websterito de cor preta, granulação média a grossa e aspecto isotrópico, podendo apresentar termo feldspático que gradaciona para metagabronorito do membro superior.

O Membro Metagabronorítico ZMS-1 é composto predominantemente por litotipo homônimo de cor cinza clara, granulação média-fina e foliação Sn bem desenvolvida, associada a bandamento metamórfico milimétrico a centimétrico.

3.2.3.2 - Subzona ZMS-2

Esta subzona, com uma espessura de 300 - 600 metros, é definida pela presença de um **Membro Piroxenítico ZMS-P2**, na base, sucedida pelo **Membro Metagabronorítico ZMS-M2**.

O Membro Piroxenítico ZMS-P2 apresenta cerca de 15-20 metros de espessura, ocorrendo de forma descontínua por cerca de 3000 metros extensão. É representado por websterito feldspático de coloração verde escuro, granulação média e foliação Sn incipiente, ocorrendo na forma de blocos soltos quase *in situ*.

O Membro Metagabronorítico ZMS-M2 é composto principalmente por metagabronorito de cor cinza, granulação média-fina, com foliação Sn bem desenvolvida e bandamento metamórfico milimétrico e centimétrico (fig.3.6 B). Na sua porção central ocorre uma zona de falha com espessura próxima a 200 metros, caracterizada pela alternância de metagabronorito, ultramilonitos ricos em quartzo e níveis anfibolíticos.

O metagabronorito ultramilonítico apresenta um grande número de segregações milimétricas de quartzo, paralelos à foliação Sn.

3.2.3.3 - Subzona ZMS-3

Esta subzona apresenta cerca de 1300 metros de espessura, composta pelo **Membro Piroxenítico ZMS-P3** na base e o **Membro Metagabronorítico ZMS-M3** no topo.

O Membro Piroxenítico ZMS-P3, com espessura aproximada de 20-30 metros, dispõe-se descontinuamente ao longo de 5000 metros. Apresenta variações laterais desde websterito feldspático, parcialmente deformado, até olivina-melagabronorito coronítico isotrópico.

O Membro Metagabronorítico ZMS-M3 localiza-se no topo da Serra da Cana Brava, onde predomina um relevo aplainado e com extensivo desenvolvimento de solo de cor avermelhada a marrom, obliterando frequentemente a presença de afloramentos. É composto por uma seqüência monótona de litotipo homônimo de cor cinza, granulação média-fina e com foliação Sn bem desenvolvida.

3.2.3.4 - Subzona ZMS-4

A Subzona ZMS-4, com espessura próxima a 1100 metros, é bem definida na base pelo **Membro Piroxenítico ZMS-P4**, sendo superposta pelo **Membro Metagabronorítico ZMS-M4**.

O Membro Piroxenítico ZMS-P4 ocorre descontinuamente como blocos soltos (fig.3.6 D) ou em afloramentos por cerca de 5500 metros de extensão, com espessura variando de 15-150 metros.

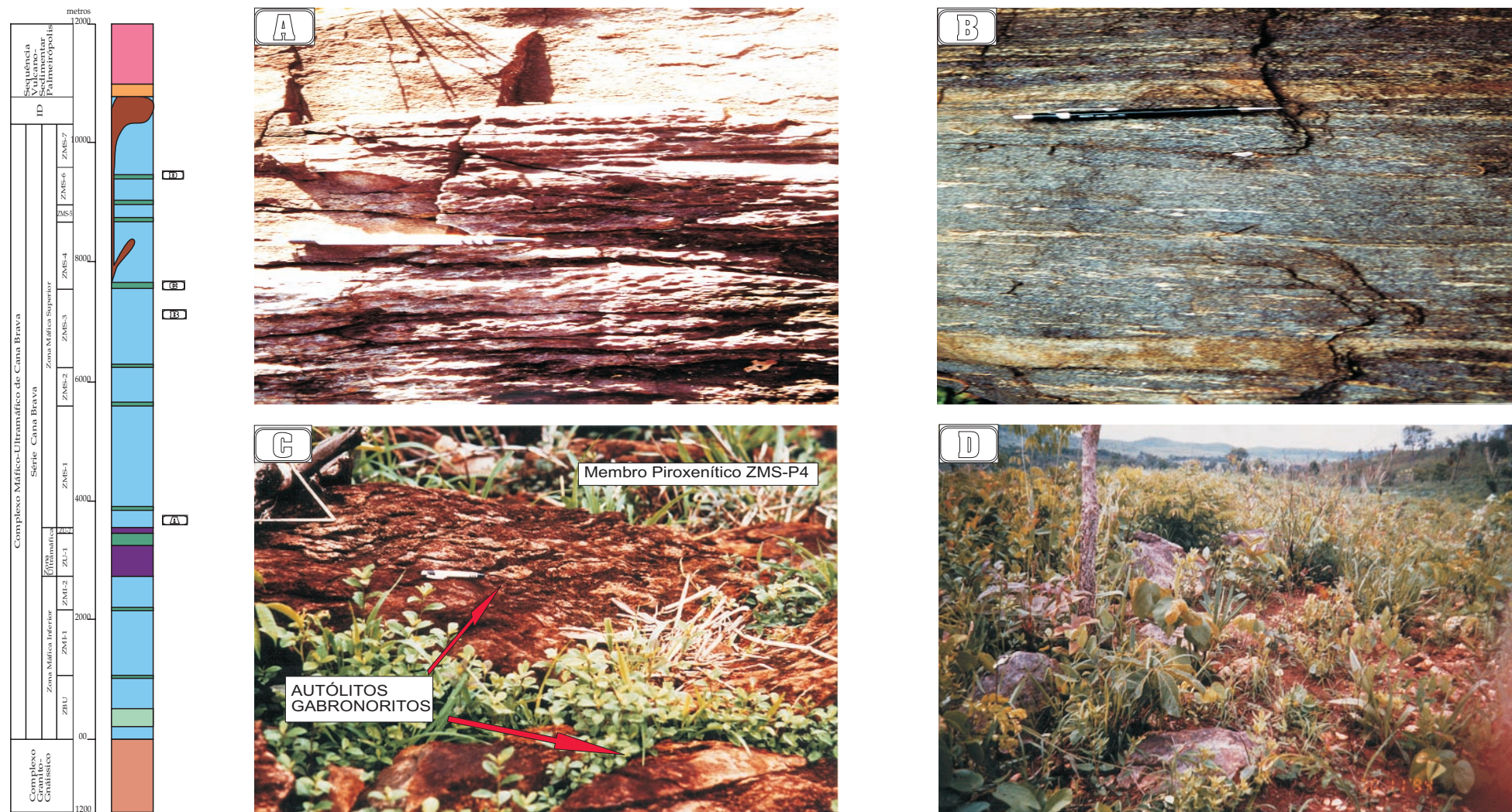


Figura 3.6 - Aspectos dos afloramento na Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava A) Metagabronorito com acamamentos ígneos centimétricos, definidos pela alternância de níveis ricos em piroxênios e níveis ricos em plagioclásio. B) Metagabronoritos com bandamentos metamórficos de níveis máficos (hb+pxs) e félsicos (pl)), estrados e orientados seg. a foliação Sn. C) Brecha magmática no membro piroxenítico ZMS-P4 , com a presença de autólitos de metagabronoritos finos intensamente deformados. D) Aspecto predominante dos afloramento de piroxeníticos (blocos soltos).

Neste membro predominam litotipos que variam lateralmente e verticalmente de websterito a websterito feldspático, de granulação média a grossa, cor verde a preta, às vezes com foliação Sn incipiente. Localmente (L3000N) foi observado a presença de blocos soltos de olivina-websterito isotrópico, de cor preta e granulação grossa com pórfiros de ortopiroxênio e olivina envoltos por uma fina matriz de cor preta. Localmente apresentam-se com sulfetos disseminados (1-3%), indicados por superfície de alteração (oxidação) supergênica.

Na porção sul deste membro observa-se uma grande quantidade de autólitos de gabronorito com dimensão decimétrica e centimétrica, cor cinza clara e granulação fina (fig.3.6 C). Frequentemente estão estirados segundo a foliação Sn, em uma matriz de piroxenito feldspático, constituindo uma brecha magmática.

O Membro Metagabronorítico ZMS-M4 exibe uma espessura próxima de 1000 metros, predominando metagabronorito milonítico e metanorito além de faixas localizadas com anfibolito e biotita-metagabronorito.

O metagabronorito e metanorito apresentam cor cinza, granulação fina e foliação Sn penetrativa, paralela a descontínuo bandamento metamórfico, centimétrico a milimétrico. O anfibolito ocorre como faixas métricas paralelas à foliação Sn (intercaladas em metagabronorito), localmente com granada (disposta em bandas aleatórias de até 5 cm de espessura).

3.2.3.5 - Subzona ZMS-5

Esta subzona, com espessura próxima a 300 metros, representa a unidade de menor expressão na área, sendo definida na base pelo **Membro Piroxenítico ZMS-P5** e sucedida pelo **Membro Metagabronorítico ZMS-P5**. O membro piroxenítico foi observado somente na Transversal L3000N, sendo a sua continuidade lateral encoberta pelo desenvolvimento de solo.

O membro piroxenítico tem espessura próxima de 40 metros e ocorre como blocos soltos, sendo composto por biotita-websterito feldspático de cor verde escura, granulação média e aspecto isotrópico. No Membro Metagabronorítico ZMS-M5 predomina litotipo homônimo, com foliação Sn penetrativa.

3.2.3.6 - Subzona ZMS-6

A subzona ZMS-6 apresenta na base o **Membro Piroxenítico ZMS-P6**, superposto pelo **Membro Norítico ZMS-M6**, totalizando cerca de 450 metros de espessura.

Distingue-se das unidades anteriores por apresentar litotipos máficos com deformação ausente ou pouco desenvolvida, representados por termos com aspecto isotrópico a protomilonítico, marcando desta forma uma diminuição da intensidade da deformação no topo do complexo. Um outro aspecto distinto é a natureza do membro máfico, caracterizado pelo predomínio de norito em relação a gabronorito, este geralmente rico em ortopiroxênio, razão pela qual foi denominado de Membro Norítico ZMS-M6.

O Membro Piroxenítico ZMS-P6 é caracterizado por websterito feldspático isotrópico, com espessura próxima de 20 metros.

O Membro Norítico ZMS-M6 consiste de norito a gabronorito total a parcialmente preservado da deformação, de cor cinza e granulação média-grossa e aspecto isotrópico.

3.2.3.7 - Subzona ZMS-7

Esta subzona representa o topo exposto da Zona Máfica Superior, em contato com Intrusões Noríticas ou com a Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis. É composta pelo Membro Piroxenítico ZMS-P7 na base, seguido do Membro Norítico ZMS-M7 no topo, compondo um conjunto de cerca de 1000-1600 metros de espessura. Os litotipos desta subzona apresentam-se preservados ou pouco afetados pela deformação. No membro máfico predomina gabronorito rico em ortopiroxênio, assemelhando-se composicionalmente àquele observado na Subzona ZMS-6, razão pela qual foi mantido a denominação de membro norítico.

O Membro Piroxenítico ZMS-P7 estende-se por cerca de 1500 metros, com uma espessura variando de 20-120 metros, sendo composto por websterito feldspático de coloração verde escura e aspecto isotrópico, às vezes rico em anfibólio.

O Membro Norítico ZMS-M7 compõe-se de norito e localmente gabronorito, parcialmente preservados da deformação, de cor cinza clara e granulação média-fina.

3.3 - INTRUSÕES NORÍTICAS

Na porção oeste da área foram encontrados corpos de composição norítica a quartzo-norítica, intrusivos no Complexo de Cana Brava. Estes dispõem-se frequentemente entre a Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e o Complexo de Cana Brava, como pequenas elevações, ou no interior da Zona Máfica Superior.

O contato com o Complexo de Cana Brava é magmático, caracterizado pela grande quantidade de xenólitos dispostos na região de borda dos corpos noríticos, localmente constituindo um fácies de brecha magmática. Destaca-se a intensa deformação e recristalização metamórfica nesta região de contato, obliterando parcial a totalmente texturas e associações minerais primárias.

Excepcionalmente, no maior corpo intrusivo localizado na porção SW da área, foi observada uma grande variedade de litotipos, aparentemente indicando a presença de um corpo diferenciado em dois fácies, denominados de **Zona Norítica Central** e **Zona Norítica de Borda**. Nos corpos intrusivos situados no interior do Complexo de Cana Brava, aparentemente predomina quartzo-norito.

O corpo presente na porção NW da área não apresenta xenólitos e é formado predominantemente por hornblenda-norito rico em biotita, com aspecto macroscópico e associação mineral similar, correlacionável à aquele encontrado na Zona Norítica Central da intrusão à SW na área de estudo.

O contato com a SVSP não foi observado, devido à ocorrência de solo, porém próximo a esta ocorrem faixas de intensa deformação, sugerindo um contato tectônico. Nestas faixas estão presentes biotita-granada-gnaiss bandado e milonitos ricos em quartzo.

3.3.1 - ZONA NORÍTICA CENTRAL

Nesta zona predomina termo norítico representado por biotita-hornblenda-norito de cor cinza clara a marrom, granulação média e foliação S_n incipiente ou ausente. Localmente foi observado bandamento ígneo centimétrico a decimétrico de norito e melanorito rico em biotita e hornblenda (fig. 3.7 A).

Esta unidade transiciona para a Zona Norítica de Borda através de granada-biotita-metanorito (fig. 3.7 B).

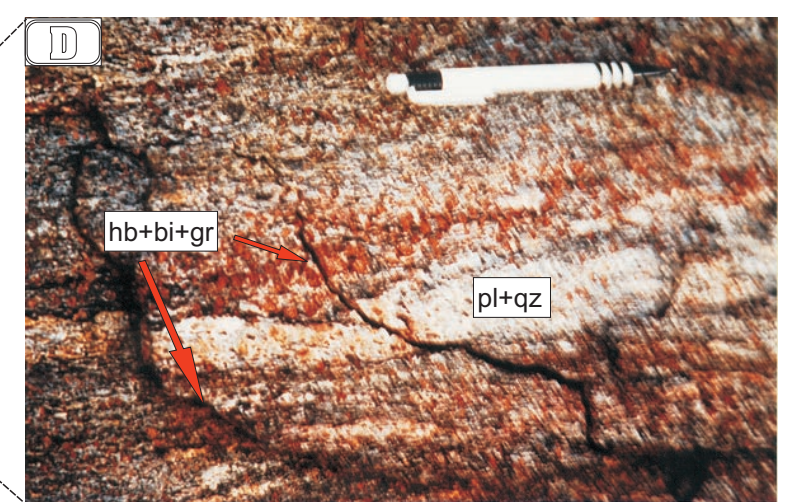
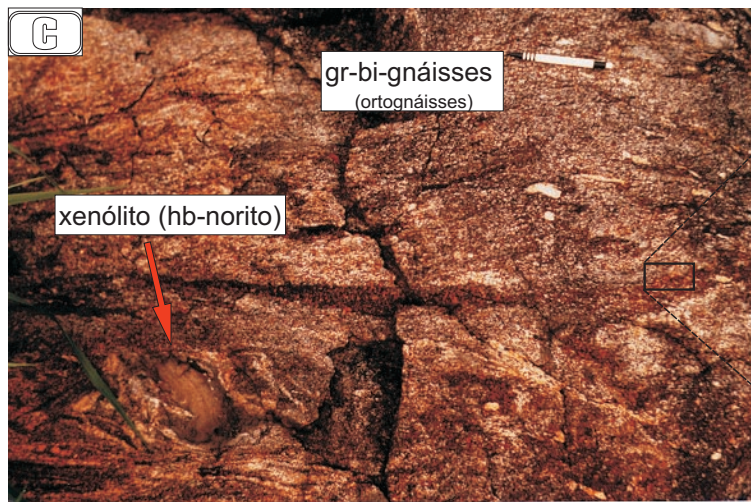
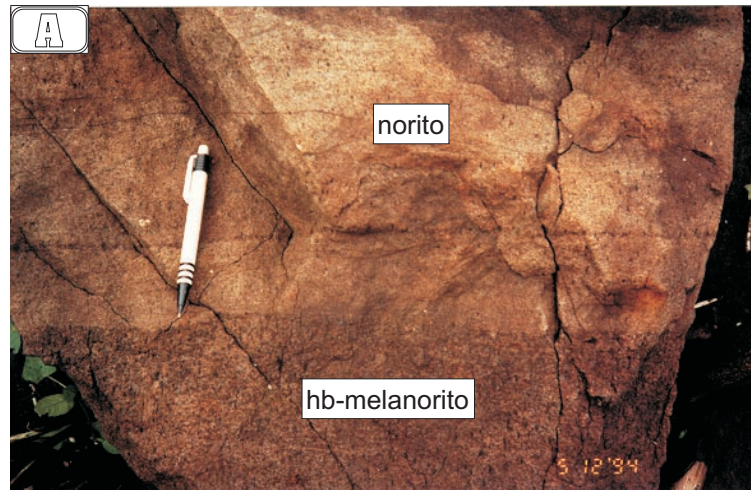
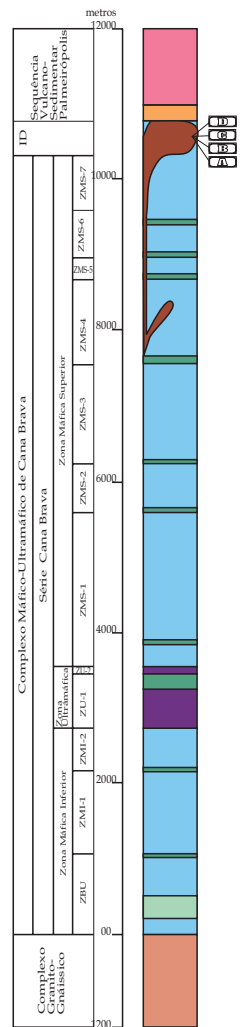


Figura 3.7 - Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas - A) Acamamentos ígneos de norito (claro) e hornblenda-melanorito (escuro) - Zona Norítica Central. B) Melanoritos, com uma foliação S_0 incipiente - Zona Norítica Central. C) granada-biotita-gnáisses bandados (ortognáisses) com xenólitos de hb-norito - Zona Norítica de Borda. D) detalhe dos bandamentos metamórficos, com níveis máficos (hb+bi+gr) e felsicos (pl+qz) nos granada-biotita-gnáisses bandados (ortognáisses) - Zona Norítica de Borda.

3.3.2 - ZONA NORÍTICA DE BORDA

Esta zona localiza-se no contato com o Complexo de Cana Brava, apresentando-se intensamente deformada e com o predomínio de litotipos metamórficos. Ocorre hornblenda-granada-biotita-gnaiss bandado que localmente gradaciona, em direção ao contato com complexo para milonitos ricos em quartzo ou faixas de até 50 metros de largura com grande quantidade de blocos soltos de quartzo, indicando prováveis regiões de intensa deformação e remobilização metamórfica. Em menor escala é encontrado quartzo-norito, parcialmente preservado da deformação, representando o provável protolito nesta zona.

O hornblenda-granada-biotita-gnaiss apresenta intercalações centimétricas de bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em biotita e anfibólios com concentrações locais de granada (fig. 3.7 C/D). Ocasionalmente são encontrados porfiroclastos de ortopiroxênio. Associada a este litotipo localmente foram observadas dobras intrafoliais decimétricas, fechadas, com plano axial paralelos a foliação Sn. Os milonitos ricos em quartzo apresentam cor cinza, granulação fina e intensa recristalização.

Nesta zona foram observados xenólitos de metanorito, hornblenda metanorito, hornblenda-metagabronorito e diopsídio-anfibolito (fig. 3.8 A), de dimensão métrica a centimétrica e frequentemente estirados. Localmente mostram-se com formatos de “bengala” ou como dobras intrafoliais, indicando movimentos dextrais no contato com o Complexo de Cana Brava (fig.3.8 B).

Frequentemente associada aos xenólitos de hornblenda metanorito e metagabronorito, desenvolve-se um auréola de contato de cor branca, aspecto sacaroidal e composição quartzo-feldspática, a qual às vezes evolui para o interior do xenólito promovendo uma significativa substituição do litotipo original (fig. 3.8 C).

Os xenólitos de diopsídio-anfibolito apresentam-se com intenso estiramento, cor preta, granulação fina e foliação Sn penetrativa (fig. 3.8 D). Ocorrem em zonas de extrema deformação, juntamente com gnaisses ultramiloníticos ricos em quartzo, sugerindo serem produtos da deformação de xenólitos de norito a gabronorito. A localização e composição dos xenólitos sugerem que estes são derivados do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

3.4 - SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS (SVSP)

Os litotipos da SVSP, observados na área de estudo, se dispõem preferencialmente a oeste do Rio Cana Brava, sendo representados por diopsídio-granada-anfibolito, granada-biotita-anfibolito e localmente por muscovita-quartzo xisto.

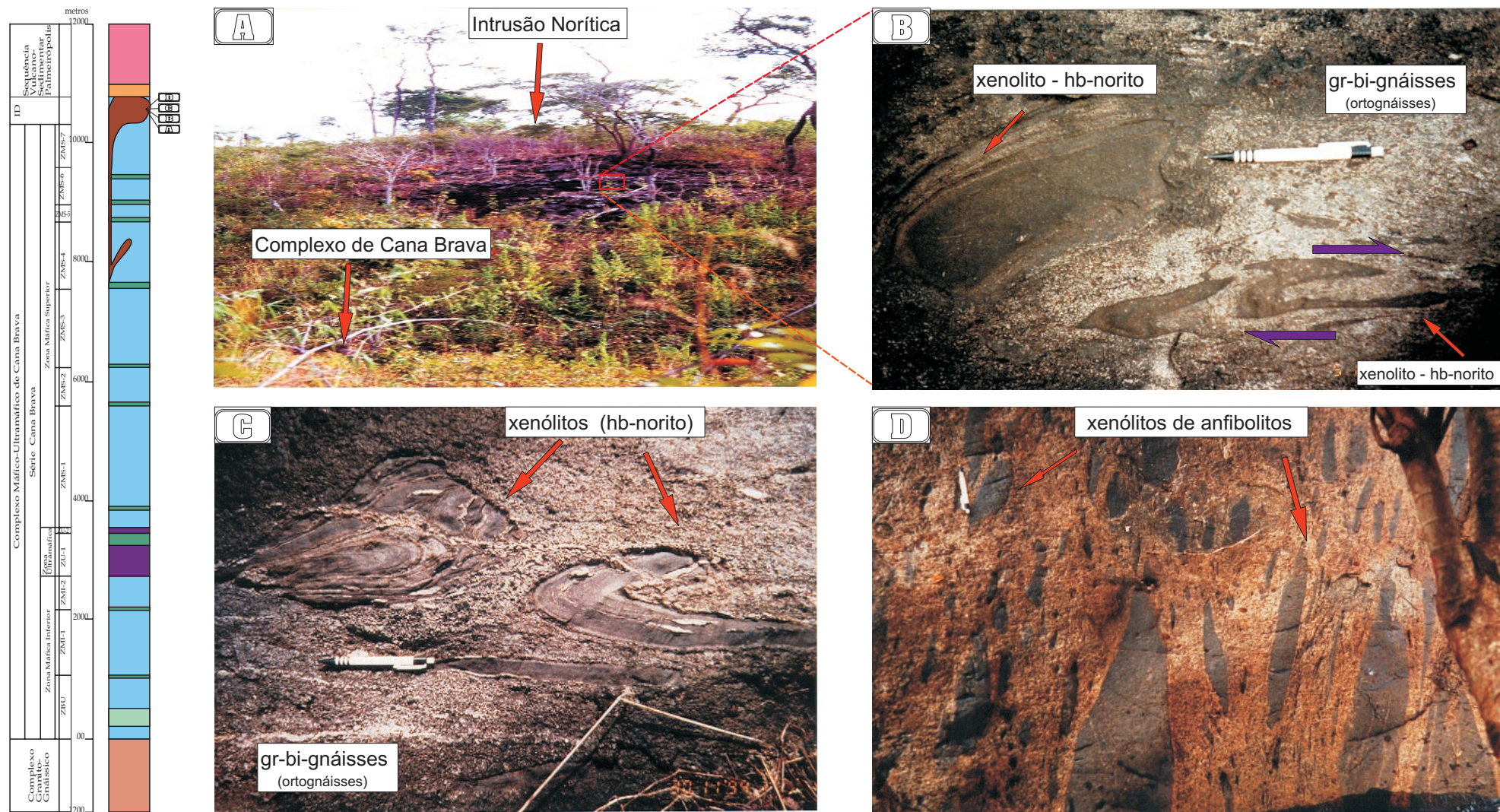


Figura 3.8 -Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas (Zona Norítica de Borda) e seus xenólitos - **A)** Intrusão Norítica, realçada topograficamente, no contato com o Complexo de Cana Brava. **B)** Xenólitos de hornblenda-norito deformados e com estiramento indicando uma movimentação dextral nos gr-bi-gnâisses bandados (ortognâisses). **C)** Xenólitos de hb-norito, em gr-bi-gnâisses, com bordas de reação e intenso estiramento. **D)** Xenólitos de anfíbolitos, presentes em uma zona de intensa deformação dos ortognâisses.

O contato da SVSP com as Intrusões Noríticas e o Complexo de Cana Brava não foi diretamente observado em função da cobertura de solo.

Os anfibolitos são frequentemente bandados, com níveis centimétricos a milimétricos quartzo-feldspáticos e níveis ricos em hornblenda, predominando cor preta e granulação média-fina. Apresentam foliação S_n paralela ao plano axial de um conjunto de dobras isoclinais assimétricas com caimento para oeste, o qual é superimposto por dobras abertas de grande amplitude. O muscovita-quartzo-xisto ocorre na porção noroeste da área, exibindo cor verde a cinza clara, granulação fina e foliação S_n bem marcada.

3.5 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

Esta unidade dispõe-se na porção leste da área, próximo à calha do Rio Maranhão, apresentando-se preferencialmente com uma cobertura de solo de coloração castanha clara. Os afloramentos ocorrem preferencialmente ao longo de drenagens.

Predominam biotita-augen gnaisse milonítico que gradaciona a oeste para gnaisse bandado ultramilonítico e ultramilonito rico em quartzo, mostrando foliação com mergulho para oeste. Os prováveis protolitos incluem granitos e granodioritos.

Apesar de não terem sido observadas as relações de contato *in situ*, o gradativo aumento da intensidade de deformação no sentido oeste e a presença de foliação com vergência para leste sugerem um contato tectônico por meio de uma falha reversa, colocando o Complexo de Cana Brava sobre o Complexo Granito-Gnáissico.

PETROGRAFIA

4.1 -METODOLOGIA

O estudo petrográfico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava objetivou conhecer as variações de litotipos em diferentes posições estratigráficas a partir da base até o topo do complexo. Para tal foram selecionadas cerca de 100 amostras para a confecção de lâminas delgadas, com espaçamento próximo de 200 metros, nas transversais L6000N e L2000N, considerando os aspectos texturais e composicionais que mais preservassem as feições ígneas das distintas unidades. Outras 30 amostras foram selecionadas aleatoriamente, para as observações petrográficas em distintas porções na área de estudo. Objetivando a identificação dos indicadores cinemáticos foram confeccionadas 10 lâminas delgadas, a partir de amostras orientadas.

Para a caracterização de sulfetos e óxidos foram confeccionadas 80 seções polidas, além da verificação em cerca de 50 lâminas polidas.

Nas unidades geológicas adjacentes ao complexo, a confecção de lâminas delgadas objetivou a caracterização petrográfica genérica, tendo sido selecionadas 3 amostras do Complexo Granito-Gnáissico, 2 amostras da SVSP e 15 amostras das Intrusões Noríticas. As lâminas delgadas e polidas, além de seções polidas foram confeccionadas na Universidade de Brasília.

4.2 - NOMENCLATURA

Os critérios utilizados para a classificação das rochas presentes na área de estudo, levaram em consideração os aspectos texturais e composicionais dos litotipos das diferentes unidades geológicas mapeadas.

Para a classificação dos litotipos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e das Intrusões Noríticas foi considerada a natureza ígnea destas, valendo-se da terminologia sugerida por Streckeisen (1976) (fig. 4.1 A/B). Aos piroxenitos ricos em plagioclásio (até 20% da moda) eventualmente foi acrescentado o termo “feldspático”, a fim de não descaracterizar a tendência ultramáfica destes. As texturas magmáticas foram caracterizadas de acordo com a sugestões de Irvine (1982) e trabalhos anteriores de Wager (1960) , Wager & Brown (1968), e Jackson (1967, 1970) para rochas originadas por processos de acumulação de cristais (cumulatos). Os termos cúmulus e pós-cúmulus foram utilizados para indicar respectivamente cristais formados e separados precocemente de um líquido magmático e cristais formados entre os cristais cúmulus, sem ter sido atribuído uma correlação com quaisquer processos físicos de acumulação de cristais (assentamento gravitacional, flutuação, correntes de convecção, cristalização *in situ*...).

Nos litotipos onde foram observadas texturas deformacionais e metamórficas superimpostas foi utilizado o prefixo “**meta**”, para indicar a ação de processos metamórficos, podendo ser seguido de um segundo termo indicador do principal grau de deformação. Para as rochas presentes em zonas de cisalhamento utilizou-se uma nomenclatura sugerida por Sibson (1977), baseado na proporção entre matriz e porfiroclastos nas rochas miloníticas, classificando-as em protomilonitos (<50% de matriz), milonitos (50-90% de matriz) e ultramilonitos (>90% de matriz), tendo sido evitado o uso do termo “blastomilonito”.

A quantificação dos minerais refere-se à porcentagem em volume, estimada visualmente.

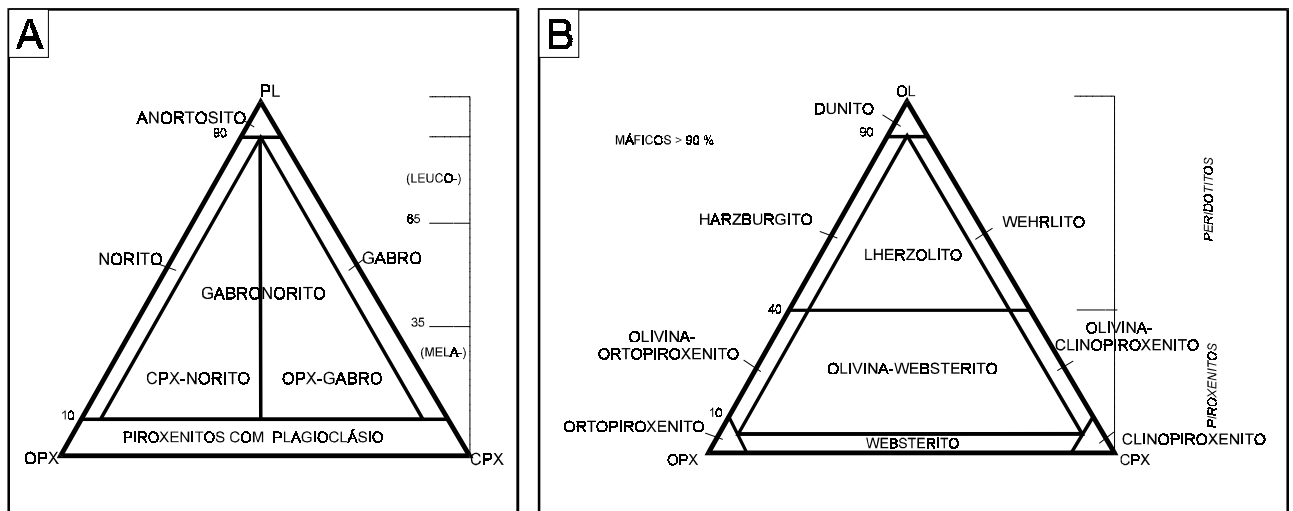


Figura 4.1 - Classificação de rocha máficas (a) e ultramáficas (b) (Streckeisen,1976).

4.3 - COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA

4.3.1 - ZONA MÁFICA INFERIOR (ZMI)

4.3.1.1 - Subzona Basal - ZMI-SB

Metagabronorito ultramilonítico.

O metagabronorito ultramilonítico caracteriza-se por apresentar feições de intensa deformação dúctil e de recristalização metamórfica, associada. Os principais minerais presentes são: plagioclásio e ortopiroxênio (\pm clinopiroxênio), que correspondem a cerca de 95% da estimativa da moda, tendo como constituintes menores quartzo (3%), clorita, carbonato, ilmenita(1-2%), apatita e sulfetos.

Predomina uma matriz granoblástica (>90%) de granulação fina (0,05-0,15 mm), orientada e composta predominantemente por uma associação de ortopiroxênio e plagioclásio. De forma subordinada ocorrem delgados (0,05-0,15 mm) níveis de quartzo estirados e orientados segundo a foliação S_n , que juntamente com a matriz granoblástica e porfiroclastos de ortopiroxênio e plagioclásio, os caracterizam como ultramilonitos (fig. 4.2 F).

Os relíctos ígneos representados por porfiroclastos de ortopiroxênio (0,35-1,50 mm) e plagioclásio (0,35-2,50 mm) são geralmene xenomórficos, mostrando distintos efeitos da deformação plástica. Ao nível dos cristais ocorre um cisalhamento simples, com a formação de um sistema porfiroclástico do tipo σ_a (Passchier & Simpson, 1986), extinção ondulante, *kink-bands*, sombras de pressão, deformação nas lamelas de geminação (plagioclásio) ou de exsolução (ortopiroxênio), além de uma generalizada cominuição nas bordas, dando origem a agregados granoblásticos e texturas tipo *mortar*. Os porfiroclastos de ortopiroxênio localmente possuem inclusões de rutilo orientadas perpendicularmente entre si.

De forma contrastante os neoblastos de piroxênios e plagioclásio mostram-se geralmente límpidos, com bordas retilíneas e contatos próximos de 120°, representando uma recristalização estática. As lamelas de exsolução nos piroxênios estão ausentes ou são extremamente delgadas.

Os óxidos encontram-se formando parte dos agregados granoblásticos, sugerindo terem sofrido a ação da recristalização metamórfica. Estes são representados principalmente por ilmenita (0,03-0,20 mm) que geralmente mostra-se homogênea ou localmente apresentando finas exsoluções de hematita.

Os sulfetos ocorrem geralmente intercrescidos (0,03-0,20 mm) predominando a pirrotita (70-80%), seguida de calcopirita, pentlandita e substituições para pirita (<10%).

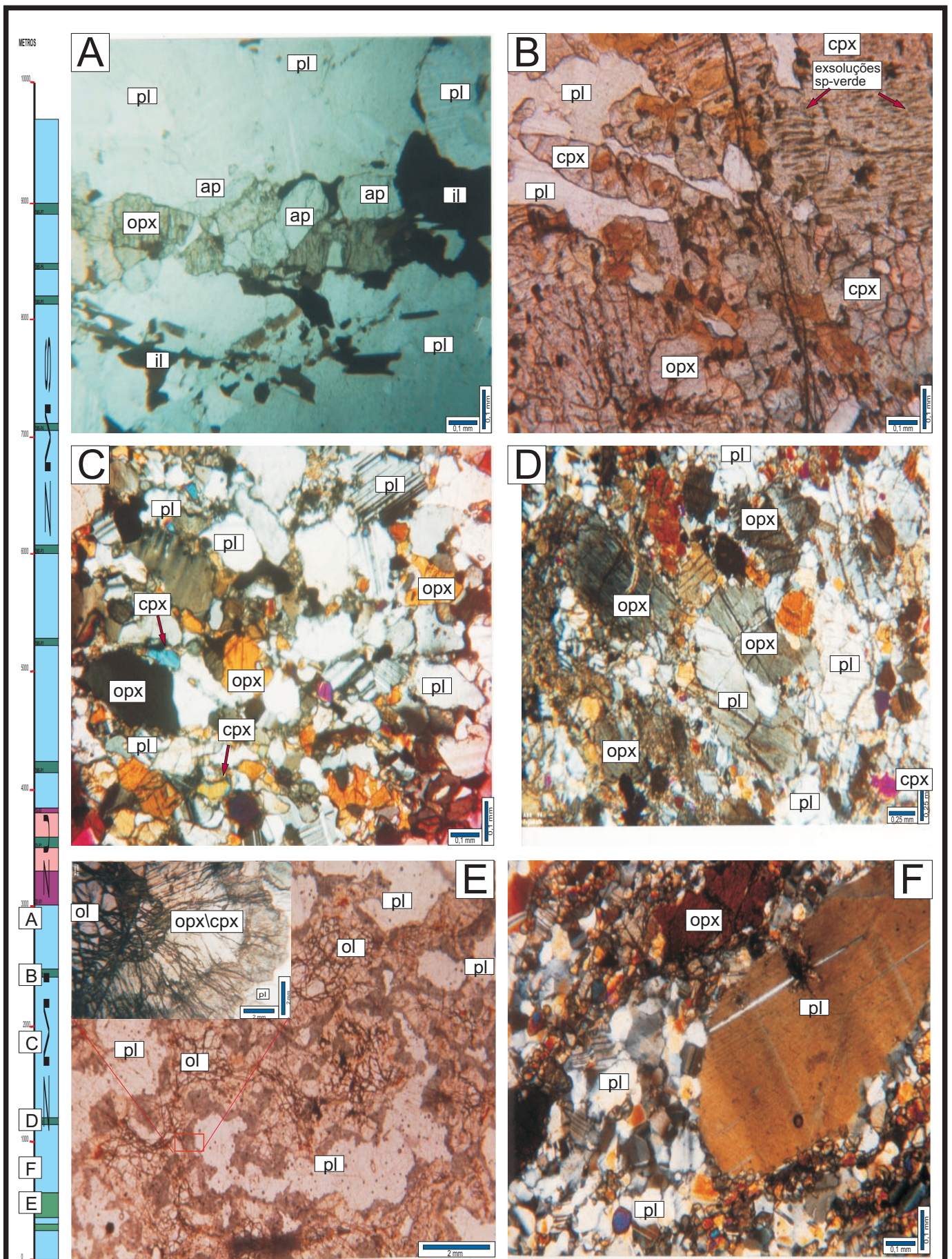


Figura 4.2 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Inferior do Complexo de Cana Brava. A) Metagabronorito milonítico, com textura granoblástica e abundante apatita (recristalizada) - topo do Membro ZMI-M2. B) Melagabronorito, isotrópico, com cpx apresentando exsoluções e coroas de reação de espinélios verdes - Membro ZMI-P2. C) Metagabronoritos miloníticos com porfiroclastos de ortopiroxênios em matriz granoblástica, orientada seg. foliação Sn. D) Metaortopiroxenito feldspático deformado, com textura mesocumulática reliquiar. Membro ZMI-P1. E) Olivina-melagabronorito coronítico, isotrópico - Subzona Basal (ZMI-SB). F) Metagabronoritos ultramiloníticos com texturas granoblásticas orientadas seg. foliação Sn - Subzona Basal (ZMI-SB).

Estes litotipos apresentam intensa substituição dos grãos de piroxênios e plagioclásio por clorita, carbonato, anfibólio e talco, gerando “anfibolitos” de caráter retrometamórfico.

A assembléia mineral e as texturas observadas indicam que estes litotipos sofreram a ação do metamorfismo de fácies granulítico, com retrometamorfismo do fácies xisto-verde-anfibolito superimposto.

Ultramilonitos ricos em quartzo

Os ultramilonitos ricos em quartzo caracterizam-se pelo predomínio de níveis (0,05-0,20 mm) ricos em quartzo (85%) com intercalações de delgados níveis (<0,01 mm) com sericita, clorita, biotita, rutilo e óxidos ou hidróxidos de ferro. Possuem uma textura granoblástica orientada, definindo uma foliação milonítica, onde os planos S-C provavelmente se paralelizaram.

O quartzo encontra-se intensamente estirado e com o eixo cinemático X orientado paralelo aos planos C, com extinção ondulante e contatos serilhados. Observa-se também a presença de pseudomorfos (0,35-2,00 mm), formados por sericita e óxidos (ou hidróxidos de ferro), que frequentemente apresentam uma feição sigmoidal do tipo σ_a indicativa de altas taxas de recristalizações em relação a tensão cisalhante (Passchier & Simpson, 1986).

Os delgados níveis de quartzo observados em metagabronorito ultramilonítico parecem representar o início de um processo de substituição por pressão (Nicolas & Poirre, 1976), promovendo a migração seletiva de elementos e concentração de quartzo e minerais “insolúveis”, dando origem a ultramilonito rico em quartzo.

Anfibolitos

Nestas rochas são observados níveis máficos (compostos por zoisita, clorita, sericita, carbonato e plagioclásio) alternados com níveis félsicos (clorita, sericita, talco, muscovita, anfibólitos e relíctos de piroxênio, além de ilmenita, pirrotita e calcopirita) que formam geralmente uma textura granoblástica fina (0,05-1,00 mm). Delgados níveis segregados em quartzo aparecem orientados, juntamente com os níveis máficos e félsicos, definindo uma foliação milonítica S-C .

Estes litotipos apresentam significativa substituição dos piroxênios e plagioclásio por minerais hidratados (anfibólio e filossilicatos), indicando provavelmente um processo retrometamórfico atuando sobre os metagabronoritos.

Olivina-melagabronorito coronítico.

Este litotipo corresponde a um termo pouco afetado pela deformação, composto principalmente por clinopiroxênio (30%), plagioclásio (25%), ortopiroxênio (18%), olivina (9%) além de minerais secundários (anfíbólio, talco), sulfetos e espinélio de coloração verde (7%) a castanha clara (3%).

A preservação da textura ígnea permitiu a identificação de grãos cúmulus de olivina, plagioclásio e piroxênios, definindo uma textura adcumulática. Outra feição importante é a presença de textura coronítica formada por uma zonação mineralógica com núcleo de olivina, seguida de um agregado radial de ortopiroxênio e clinopiroxênio e numa coroa mais externa de intercrescimento simplectítico de espinélio verde a castanho e anfíbólio (foto.4.2 E). O simplectito também pode se dispor no contato de agregados de piroxênios e plagioclásio (sem a presença da olivina no centro).

A olivina ocorre como cristal anédrico (0,50-3,00 mm), com extinção ondulante e fraturas preenchidas por espinélio castanho. Frequentemente é bordejada por um agregado de piroxênios.

O ortopiroxênio forma grãos (0,30-1,50 mm) subédricos, com bordas retilíneas, possuindo exsoluções de espinélio verde a castanho, orientadas paralelas às lamelas de exsolução.

O clinopiroxênio (0,20-1,50 mm) ocorre como grãos subédricos, dispostos junto ao ortopiroxênio. Localmente apresenta-se anédrico com largas lamelas de exsolução de ortopiroxênio e exsoluções de espinélio verde.

O espinélio ocorre geralmente como cristal de coloração verde a castanho, amebóide e intercrescido com anfíbólio, formando as coroas de simplectito. Também é encontrado como cristal anédrico (0,05-0,15 mm) disposto entre os grãos de piroxênios parcialmente deformados (com as bordas cominuidas), sugerindo sua individualização também durante o processo de blastese. O espinélio verde transiciona para espinélio castanho claro, indicando uma zonação ótica.

Os sulfetos (0,05-0,35 mm) são representados principalmente por pirrotita e subordinadamente por calcopirita e substituições de pirita. Distribuem-se preferencialmente entre os piroxênios e olivina, ocorrendo também nas fraturas ou como discretas inclusões em olivina.

Estes litotipos gradacionam para termos intensamente deformados e com foliação milonítica Sn. Neste processo ocorre o desaparecimento de texturas isotrópicas, coroas de reação e minerais primários (olivina). Ocorre também generalizada deformação dos cristais, indicada por extinção ondulante, deformação das lamelas de geminação (plagioclásio) e exsolução (piroxênios), formação de maclas deformacionais (plagioclásio) e cominuição de bordas de porfiroclastos, com a formação de neoblastos (0,05-0,10 mm) subordinada.

Neste processo se produz rochas com até 70% de matriz granoblástica e intenso estiramento dos piroxênios (até 2,5 cm) por cisalhamento simples. Estes dados sugerem que nesta unidade a distribuição de olivina-melagabronorito coronítico pode ter sido maior, tendo sido obliterada por processos deformacionais e metamórficos de alto grau, que deram origem aos termos miloníticos e ultramiloníticos.

4.3.1.2 - Subzona - ZMI-1

Membro Piroxenítico - ZMI-P1

Metaortopiroxenito feldspático

Este litotipo é composto principalmente por ortopiroxênio (75-80%) e subordinadamente por clinopiroxênio (5-10%) e plagioclásio (10-15%).

A textura é representada por uma matriz granoblástica (90%) com raros porfiroclastos (10%) de piroxênios e plagioclásio, os quais apresentam-se estirados e orientados, definindo uma foliação milonítica S-C (fig. 4.2 D).

A matriz granoblástica é formada por agregados de piroxênios (0,05-0,15 mm) e plagioclásio (0,05-0,30 mm) que mantêm contatos retilíneos e próximos de 120°, típicos de texturas de recristalização estática. Os porfiroclastos, principalmente de ortopiroxênio (0,30-3,00 mm), mostram extinção ondulante, deformação nas lamelas de exsolução, formação de sombras de pressão e cominuição das bordas, com recristalização e formação de neoblastos associada. Substituições por talco e anfibólio ao longo das fraturas e bordas dos piroxênios são freqüentes.

Os sulfetos (0,05-0,7 mm) são representados principalmente por pirrotita e subordinadamente por calcopirita, dispendo-se de forma interticial aos silicatos ou localmente inclusos em ortopiroxênio.

Membro Metagabronorítico - ZMI-M1

Metagabronorito.

Esta rocha diferencia-se do metagabronorito ultramilonítico pelas feições deformacionais menos desenvolvidas, tais como uma maior dimensão dos cristais e porcentagem de porfiroclastos (fig.4.2 C).

A associação mineral é formada principalmente por plagioclásio (45-60%), ortopiroxênio (5-35%) e clinopiroxênio (0-25%), tendo como minerais acessórios a ilmenita (2-5%) e o quartzo (1-3%), além de rutilo, biotita, clorita, anfíbólio castanho e sulfetos como minerais traços(<1%).

Predomina textura granoblástica de granulação fina (0,02-0,35 mm) formada por uma matriz de piroxênios, plagioclásio e ilmenita com contatos retilíneos e junções tríplexes próximas de 120°, que juntamente com os porfiroclastos de ortopiroxênio (<0,30 mm) e plagioclásio (0,35-1,50 mm) estirados e orientados, definem uma foliação milonítica S-C. Películas de quartzo segregadas (0,05-0,20 mm) encontram-se paralelos aos planos C da foliação. Localmente observa-se substituição de piroxênio por anfíbólio de coloração verde ou castanha e clorita.

Ultramilonito rico em quartzo.

Este litotipo é similar à aquele descrito na Subzona Basal Ultramilonítica, onde predominam níveis de quartzo (90%) intercalados por películas ricas em sericita (9%) e rutilo (1%), que definem uma foliação milonítica.

O quartzo apresenta intenso estiramento, com contatos suturados e extinção ondulante, dispondo-se em um arranjo granoblástico. A sericita concentra-se em delgados níveis ou em pseudomorfos que se mostram estirados e com um formato sigmoidal. O rutilo ocorre idiomórfico disposto nos níveis ricos em sericita.

4.3.1.3 - Subzona ZMI-2

Membro Piroxenítico - ZMI-P2

Metawebsterito feldspático e melagabronorito.

Estes litotipos caracterizam-se por se apresentarem parcialmente deformados, com uma associação mineral com cerca de 70% de clinopiroxênio, 15% de ortopiroxênio, 7% de plagioclásio e 7% de biotita, além de minerais acessórios (1%) (ilmenita, sulfetos e apatita).

A textura é granoblástica com aglomerados de porfiroclastos de piroxênios intensamente estirados, bordas suturadas e com formação de neoblastos. O plagioclásio ocorre completamente recristalizado. A biotita ocorre orientada, ressaltando a foliação Sn. Apesar da recristalização a que esta rocha foi submetida, a disposição do plagioclásio em delgadas lentes, intercaladas em aglomerados de piroxênios, sugere uma fábrica anterior de natureza mesocumulática.

Os porfiroclastos de piroxênios mostram estiramento, extinção ondulante e ocasionais sombras de pressão, formando agregados sigmóidais separados por neoblastos. Predominam neoblastos de clinopiroxênio em relação ao ortopiroxênio. O ortopiroxênio exibe grande quantidade de inclusões ou *agulhas de shiller*.

A biotita desenvolve-se preferencialmente orientada na matriz ou substituindo piroxênio em fraturas.

A pirrotita representa a principal fase dos sulfetos, ocorrendo calcopirita intercrescida e\ou substituições nas bordas por pirita e hematita.

O ***melagabronorito*** destaca-se pela grande porcentagem de anfibólio de cor castanha (11%) e espinélio verde (5%) associados a plagioclásio (40%), clinopiroxênio (23%) e ortopiroxênio (20%), além de sulfetos (1%) e apatita (<<1%) acessórios (fig. 4.2 B).

As feições deformacionais são representadas por extinção ondulante, deformação das lamelas de exsolução, encurvamento das lamelas de geminações e localmente formação de neoblastos de piroxênios e plagioclásio, porém não obliterando uma textura adcumulática reliquiar.

Os grãos de clinopiroxênio (0,30-1,00 mm) exibem deformação interna e formação de neoblastos nas bordas, além de frequentes inclusões de espinélio verde orientado paralelo ou obliquamente às lamelas de exsolução. No contato com o plagioclásio observa-se a formação de uma franja simplectítica de anfibólio e espinélio verde.

No ortopiroxênio também ocorre inclusões de espinélio verde, porém orientadas ortogonalmente entre si e concentrando-se preferencialmente na região central dos cristais. O anfibólio de coloração laranja distribue-se entre os grãos de plagioclásio ou os substituem parcial a totalmente.

Os sulfetos são representados principalmente por pirrotita e subordinadamente por calcopirita.

Membro Metagabronorito - ZMI-M2.

Metagabronorito

O metagabronorito é constituído por plagioclásio (40-50%), ortopiroxênio (25-40%), clinopiroxênio (12-35%) e minerais acessórios (ilmenita, apatita e sulfetos). Localmente pode ocorrer biotita (12-35%), anfibólio de coloração laranja (2-13%) e espinélio verde (1%). A quantidade de apatita nesta unidade é significativamente superior à encontrada nas unidades inferiores, podendo atingir até 1% da moda (fig. 4.2 A).

A textura granoblástica é predominante, apresentando uma granulação fina a média (0,05-0,75 mm), formada por concentrações de neoblastos de plagioclásio envoltos por delgados níveis de neoblastos de piroxênios, biotita e anfibólio orientados, dando um aspecto lenticular à matriz e definindo uma foliação milonítica S-C. A ilmenita e apatita localizam-se na matriz granoblástica, com contatos próximos a 120° com os piroxênios e plagioclásio, ou no interior de agregados neoblásticos de piroxênios, indicando terem sofrido a ação da recristalização metamórfica.

Os porfiroclastos são representados por ortopiroxênio, plagioclásio e clinopiroxênio, totalizando frequentemente cerca de 5% em volume da moda. Os piroxênios podem se apresentar substituídos por anfibólio, biotita e talco, enquanto no plagioclásio pode ocorrer substituição por zoisita.

A pirrotita constitui a principal fase sulfetada, podendo ocorrer calcopirita intercrescida e substituições por pirita.

Este metagabronorito difere do descrito nas unidades anteriores por apresentar uma maior granulação e pela abundância de apatita.

4.3.2 - ZONA ULTRAMÁFICA - ZU

4.3.2.1 - Subzona ZU1

Membro Serpentinítico ZU-S1

Peridotitos e Serpentinitos

Nos serpentinitos predominam agregados de pseudomorfos (0,30-0,80 mm) poligonais, substituídos internamente de forma radial por serpentina e separadas por delgadas vênulas ricas em hidróxido de ferro, clorita, serpentina e espinélio, definindo arranjos poligonais. Estas texturas parecem representar feições de alteração de olivina como observada por Dreher *et. al.* (op. cit., 1989).

Ocorrem ainda películas mais espessas preenchidas por fibras de serpentina (crisotila?) e magnetita. A magnetita apresenta exsoluções de hematita orientadas ortogonalmente entre si.

Os grãos de espinélio (0,05-0,30 mm) são euédricos a subédricos, dispostos isolados ou formando agregados. Apresentando-se total\parcialmente substituídos do núcleo para as bordas, por magnetita e hematita, com textura similar às de ferrit-cromita (Haggerty, 1976).

Devido ao intenso estado de alteração e substituição a que estas rochas foram submetidas na área de estudo, foi amostrado um representante da Zona Ultramáfica da porção sul do complexo (Mina da SAMA\Cava-B).

O litotipo analisado apresenta cor preta, aspecto maciço e uma composição mineralógica de olivina (40%), clorita e serpentina (58%), cromo-espínélio (2%) e sulfetos (<1%), caracterizando-o provavelmente como dunito (fig. 4.3 A).

A textura é representada por um agregado de olivina parcialmente separada por veios de serpentina. A olivina (0,35-2,00 mm) apresenta-se parcialmente substituída por serpentina. O cromo-espínélio (0,05-1,5 mm) possui cor castanha, com substituições na bordas e fraturas por hematita e magnetita.

A caracterização de prováveis protolitos para os serpentinitos da Zona Ultramáfica, encontrados na área, tornou-se de difícil realização devido aos poucos afloramentos encontrados e a intensa alteração intempélica destes litotipos. Entretanto considerando a similaridade textural com os litotipos da Cava B, sugere-se que os serpentinitos provavelmente possam ter sido derivados de peridotitos.

Esta sugestão encontra-se de acordo com as observações de Pamplona & Nagao (1981), Girardi & Kurat (1982) e Correia (1994) que descreveram a presença de relíctos de ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina. Segundo Pamplona & Nagao (1981) tais composições mineralógicas indicariam a presença de harzburgito e/ou clinopiroxênio.

Girardi & Kurat (1982) notaram a presença de alternância centimétrica de serpentinito e piroxenito indicativa de processos de diferenciação magmática. Correia (1994) identificou intercalações milimétricas de níveis ricos em serpentina, com relíctos de olivina, e níveis com o predomínio de ortopiroxênio e clinopiroxênio, correspondentes a prováveis alternâncias de dunitos e piroxenitos-peridotitos, os quais quando considerados em conjunto representariam serpentinitos formados a partir de peridotitos.

Membro Piroxenítico ZU-P1

Websteritos

Os litotipos desta unidade possuem texturas e composições minerais homogêneas e são representados por websterito feldspático, websterito de granulação média a grossa e websterito pegmatóide. Macroscopicamente possuem uma cor verde e aspecto isotrópico.

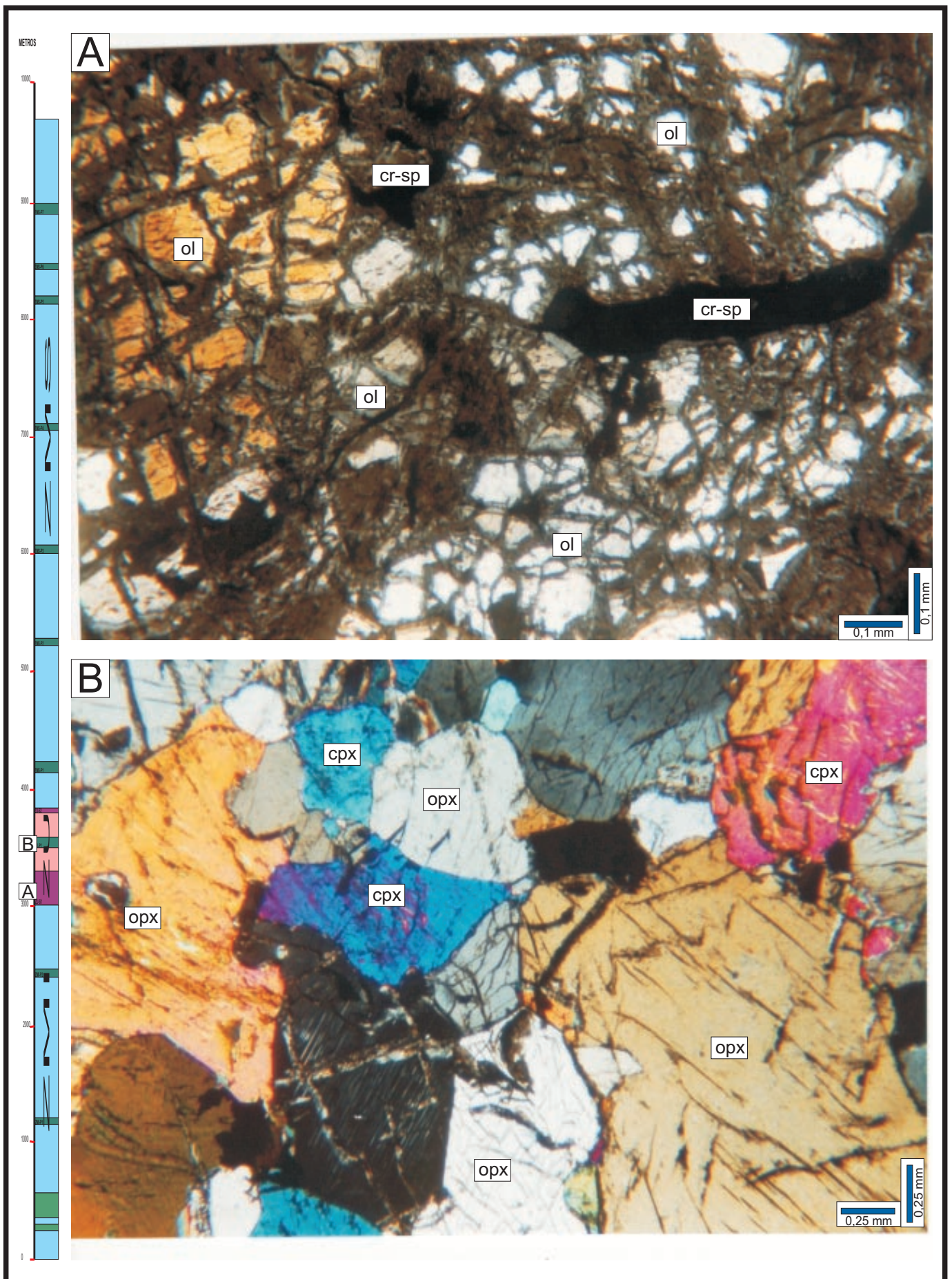


Figura 4.3 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Ultramáfica do Complexo de Cana Brava. Nicóis cruzados. **A)** Dunite isotrópico com cr-espinélios disseminados - Membro ZU-S1 (CAVA-B). **B)** Websterite isotrópicos, com textura adcumulática - Membro ZU-P1.

O websterito feldspático é composto principalmente por ortopiroxênio (50%) e clinopiroxênio (40%) além de plagioclásio (8%), anfibólio de cor castanha (2%) e minerais traços (<1%) representados por rutilo, magnetita e sulfetos.

O ortopiroxênio (0,35-3,50 mm) e o clinopiroxênio (0,35-1,00 mm) mostram-se euédricos a subédricos com contatos retilíneos, representando a fase cúmulus, enquanto o plagioclásio distribui-se entre os cristais de piroxênio ou mesmo englobando-os (oicocristais), caracterizando a fase pós-cúmulus e definindo uma textura mesocumulática. O anfibólio ocorre substituindo os piroxênios, enquanto os minerais traços representados por rutilo, magnetita e sulfetos na forma de pirrotita (po), pentlandita (pn) e calcopirita (cp), distribuem-se nos espaços intersticiais.

Localmente observa-se deformação incipiente dos cristais de piroxênios e plagioclásio, produzindo extinção ondulante ou mesmo recristalização.

O websterito médio-grosso e pegmatóide é composto por clinopiroxênio (60%) e ortopiroxênio (40%) com minerais traços (<1%) representados por magnetita e sulfetos. Os piroxênios formam agregados com junções tríplexes e contatos retilíneos a irregulares definindo uma textura adcumulática (fig.4.3 B).

O clinopiroxênio possui dimensão de 0,40-3,70 mm, podendo atingir até 3 cm no piroxenito pegmatóide, às vezes mostrando largas lamelas de exsoluções de ortopiroxênio. O ortopiroxênio (1,00-4,00 mm) apresenta lamelas de exsolução mais finas, mostrando-se às vezes zonado.

A magnetita e sulfetos (po,pn,cp) distribuem-se nos espaços intersticiais.

A deformação está presente de forma incipiente pela formação de bandas de deformação nos piroxênios (largas lamelas) ou até mesmo por recristalização nas bordas dos cristais, porém não definindo a presença de uma foliação.

4.3.2.2 - Subzona ZU2

Membro Serpentinítico.ZU-S2

Serpentinitos

Os serpentinitos são constituídos por serpentina, clorita e minerais traços dados por óxidos\hidróxidos de ferro (?), magnetita, hematita e cromo-espinélio. Exibem pseudomorfos intensamente substituídos por serpentina, dispostas internamente de forma radial e envolvidas por delgados veios de óxidos\hidróxidos de ferro (?) e cromo-espinélio. O cromo-espinélio mostra-se parcial ou totalmente substituído por magnetita, a qual também é substituída por hematita.

4.3.3 - ZONA MÁFICA SUPERIOR - ZMS

4.3.3.1 - Subzona -ZMS 1

Membro Piroxenítico - ZMS-P1

Websterito

Este piroxenito mostra uma cor verde escura a preta, granulação média a grossa (0,30-3,20 mm) e composição mineralógica dada por ortopiroxênio (40-60%) e clinopiroxênio (60-40%), além de minerais acessórios (<1%) representados por sulfetos, óxidos, biotita e anfibólio.

Os grãos de piroxênios dispõem-se com contatos irregulares ou formando junções tríplices, compondo um agregado típico de uma textura adcumulática (fig.4.4 F). Os espaços intersticiais são ocupados por sulfetos. Localmente mostram feições deformacionais indicadas pelas extinções ondulantes, *kink-bands*, deformação das lamelas de exsolução e cominuição nas bordas, com recristalização associada, porém com a ausência de planos de foliação.

O clinopiroxênio (0,30-2,00 mm) localmente mostra zonação na borda, provavelmente decorrente de um crescimento adcumulático, além da presença de largas lamelas de exsolução de ortopiroxênio. No ortopiroxênio (0,30-3,20 mm) as lamelas de exsolução são mais delgadas e menos desenvolvidas. A biotita e anfibólitos ocorrem substituindo os piroxênios.

Os sulfetos ocupam espaços intersticiais, sendo formados por um intercrescimento de pirrotita, calcopitita e pentlandita. A pirrotita representa a fase de maior ocorrência, podendo localmente ser observada com intercrescimento com a troilita. Os óxidos, representados por magnetita, ilmenita e raro rutilo formam grãos idiomórficos a hipidiomórficos, dispostos frequentemente junto aos sulfetos.

Melagabronorito

Macroscopicamente possuem cor cinza a marrom e grã média. A composição mineralógica é dada principalmente por clinopiroxênio (40%), plagioclásio (30%), ortopiroxênio (28%) e espinélio verde (2%), além de minerais traços (1%) representados por sulfetos e anfibólio de cor castanha.

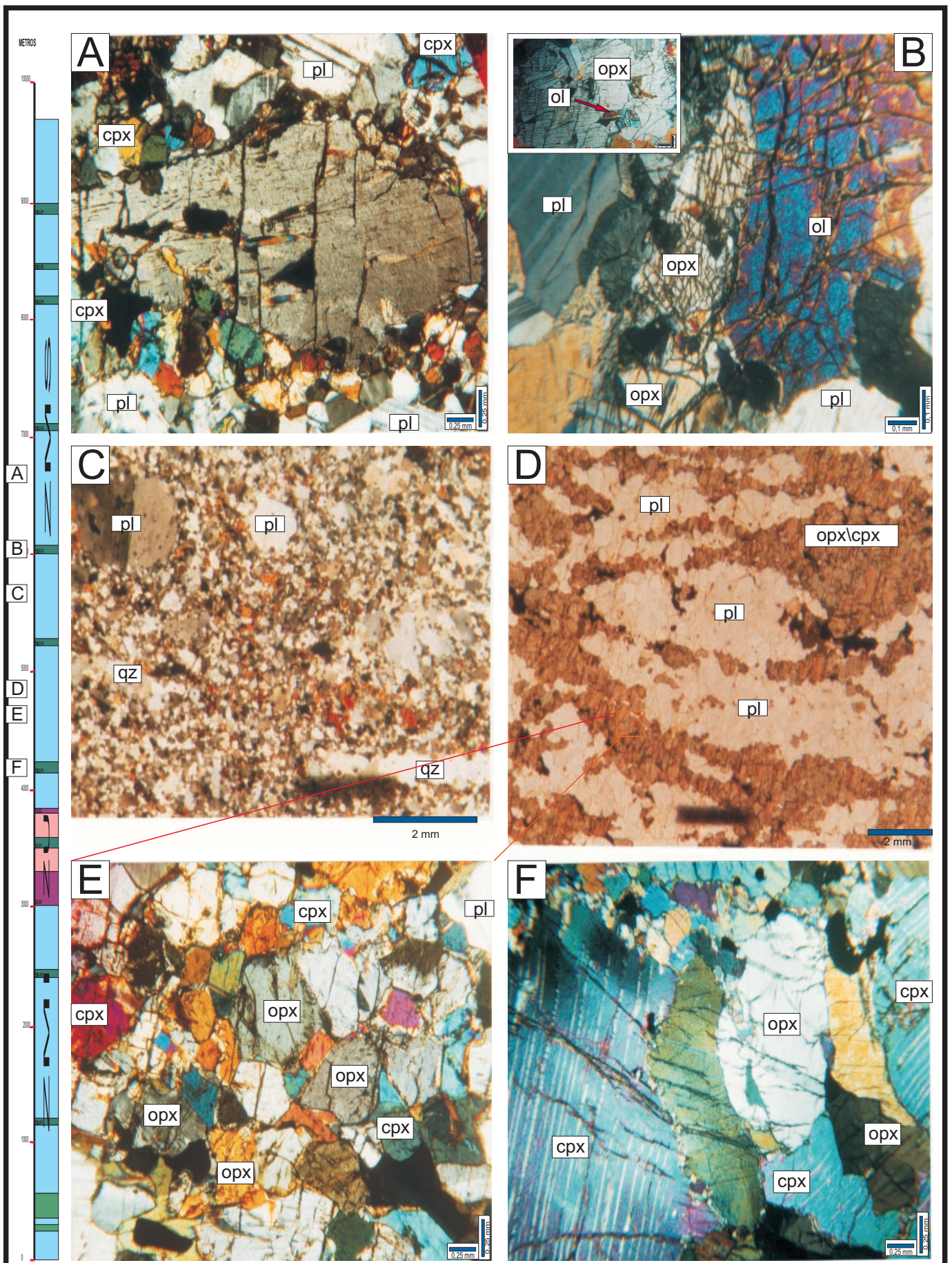


Figura 4.4 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo de Cane Brava. Nicóis cruzados. **A)** Metagabronorito milonítico com matriz granoblástica e porfiroclastos de ortopiroxênio. Membro ZMS-M3. **B)** Olivina-melagabronorito, isotrópico, com olivina parcialmente substituída por piroxênios. Coroas de espinélios verde em contato piroxênios e plagioclásio Membro ZMS-P3. **C)** Metagabronorito milonítico com textura predominante granoblástica orientada seg. foliação Sn. Membro ZMS-M2. **D)** Metagabronoritos miloníticos com textura granoblástica com aspecto sigmoidal, orientada segundo a foliação Sn. Membro ZMS-M1. **E)** Detalhe da textura granoblástica (opx+px+cpx) presente nos metagabronoritos do Membro ZMS-M2. **F)** Websterito isotrópico com textura adcumulática. Membro ZMS-P1.

A textura predominante é caracterizada por uma intensa deformação dos grãos produzindo extinção ondulante, estiramento dos cristais na forma de sigmóides e grande recristalização de borda, definindo uma foliação milonítica Sn. Localmente podem ser observadas porções menos afetadas pela deformação, preservando a textura adcumulática.

Outra feição importante é a distribuição dos espinélios verdes, que se concentram principalmente nas bordas dos grãos de clinopiroxênio ou formando estruturas vermiformes, que se estendem para o interior dos cristais. Também ocorrem como cristais isolados no contato recristalizado de piroxênios.

O plagioclásio mostra-se como raros porfiroclastos (0,35-1,50 mm) envoltos por um agregado recristalizado (0,07-0,20 mm) de plagioclásio e piroxênios com um formato sigmoidal. Nos piroxênios a intensidade da recristalização metamórfica foi menor, preservando um maior número de porfiroclastos. Os sulfetos são representados por pirrotita e calcopirita intercrescidos, os quais distribuem-se entre os silicatos.

Websterito Feldspático

O websterito feldspático apresenta-se com cor verde a castanha e granulação média (0,35-1,50 mm) e são compostos por clinopiroxênio (57%), ortopiroxênio (40%), plagioclásio (10%) e anfibólio de cor castanha (3%), além de minerais traços (<1%) representados por sulfetos e raros óxidos.

Predomina uma textura formada por um agregado isotrópico de piroxênios com níveis lenticulares de plagioclásio recristalizado, indicando uma textura mesocumulática reliquiar. Os piroxênios mostram-se anédricos a subédricos, com contatos retilíneos (próximos de 120°) ou localmente deformados e formando neoblastos.

O anfibólio ocorre substituindo os piroxênios, enquanto os sulfetos e óxidos distribuem-se nos espaços intersticiais.

Membro gabronorítico ZMS-M1

Metagabronorito

Este litotipo apresenta cor cinza, granulação média-fina (0,15-0,20 mm) com planos de foliação bem desenvolvidos. É formada por plagioclásio (55-60%), clinopiroxênio (20%), ortopiroxênio (13-22%), ilmenita (1-4%) e minerais traços representados por apatita, anfibólio castanho e sulfetos.

Predomina uma textura granoblástica formada por agregados recristalizados de piroxênios, plagioclásio, ilmenita e apatita dispostos como aglomerados sigmoidais definindo planos de foliação Sn (fig. 4.4 D/E). São encontrados raros (1-2%) porfiroclastos de piroxênios (0,30-1,50 mm) ou plagioclásio, dispostos no interior dos agregados granoblásticos, mostrando-se deformados, com feições de extinção ondulante, estiramento e cominuição das bordas.

Estas rochas destacam-se por apresentarem grandes proporções modais de ilmenita (até 4%) e apatita (1%), dispendo-se recristalizadas junto aos piroxênios e plagioclásio.

A ilmenita (0,05-0,70 mm) às vezes apresenta delgadas exsoluções de hematita orientadas ortogonalmente em (111) e (100), que segundo Frost & Lindsley (1991), poderiam representar produtos tardios de resfriamento sob condições subsólidas.

4.3.3.2 - Subzona ZMS-2

Membro Piroxenítico ZMS -P2

Websterito feldspático

Macroscopicamente o piroxenito mostra uma cor verde escura e grã média, sendo formado por ortopiroxênio (60-65%), clinopiroxênio (25-30%), plagioclásio (9-10%), anfibólio de cor castanha (até 1%) e minerais traços (<<1%) representados por rutilo e sulfetos.

Os piroxênios (0,30-1,50 mm) mostram-se euédricos a anédricos, dispostos em junções trípticas ou às vezes com as bordas cominuidas, com formação de neoblastos (0,05-0,15 mm). O plagioclásio dispõe-se entre os grãos de piroxênios mostrando-se como cristais recristalizados, com extinção ondulante e dimensão que varia de 0,05-0,20 a 0,30-0,75 mm. Apesar de se apresentarem deformados, a disposição e pouca porcentagem modal do plagioclásio indica uma textura mesocumulática anterior.

Os piroxênios mostram-se parcialmente substituídos nas bordas por anfibólio de cor castanha. Os sulfetos são representados por intercrescimento de pirrotita, pentlandita e calcopirita.

Membro Metagabronorito ZMS-M2

Neste membro podem ser observados litotipos com distintas intensidades de deformação e transformações metamórficas, indicadas por metagabronorito, anfíbolito e metanorito rico em quartzo.

Metagabronorito

Esta rocha possui cor cinza, granulação fina (0,15 mm) e composição mineralógica indicada por plagioclásio (43-60%), clinopiroxênio (25%), ortopiroxênio (15-25%), ilmenita (< 2%), quartzo (0-5%) e apatita (< 1%).

A textura é tipicamente granoblástica (< 0,30 mm) onde os cristais apresentam contatos retilíneos e próximos a 120°, dispendo-se como sigmóides orientados e que define uma foliação Sn. Localmente observam-se porfiroclastos (< 2%) de plagioclásio (0,30-0,70 mm) ou piroxênios (0,20-0,35 mm) com extinção ondulante, estiramento, bordas cominuidas e com recristalização associada. O quartzo ocorre recristalizado na matriz granoblástica.

Anfibolito

O anfibolito apresenta cor verde, grã média e composição mineralógica constituídas de hornblenda verde (70-74%), plagioclásio (18-20%), quartzo (3-10%), titanita (<2%), ilmenita (1-2%), epidoto\zoisita (<1%) e sulfetos (<1%). A textura é granoblástica e raramente orientada (marcada por estiramentos de quartzo e plagioclásio).

A hornblenda (0,05-1,00 mm) possui pleocroísmo verde a castanho, ocorrendo hipidiomórfica às vezes poiquiloblástica com inclusões de quartzo, plagioclásio e ilmenita.

A titanita ocorre hipidiomórfica como cristais poiquiloblásticos (<1,00 µm) com inclusões de plagioclásio, ilmenita e hornblenda. A ilmenita apresenta-se xenomórfica, localmente com inclusões de anfibólios e plagioclásio e com epidoto nas bordas.

Metanorito rico em quartzo

Este litotipo situa-se na porção mais interna de uma zona de falha, possuindo cor cinza clara e níveis segregados ricos em quartzo, os quais marcam a foliação Sn. É composto por plagioclásio (50-60%) ortopiroxênio (20-25%), quartzo (15-30%), ilmenita (1%) e minerais traços (<1%) representados por epidoto, apatita, e sulfetos (pirrotita e calcopirita).

A textura é granoblástica onde predomina uma matriz recristalizada (98-99%), composta principalmente por quartzo (<0,35 mm), plagioclásio (0,04-0,30 mm), ortopiroxênio (0,02-0,10 mm), envolvendo porfiroclastos de plagioclásio (0,35-4,00 mm) e mais raramente de ortopiroxênio (0,20-0,35 mm) (fig. 4.4 B).

Frequentemente o quartzo ocorre em níveis segregados com a forma de *ribbons* que juntamente com porfiroclastos (estirados, com lamelas de deformação, rotacionados e bordas suturadas com recristalização associada), enfatizam a intensa deformação a que estas rochas foram submetidas.

4.3.3.3 - Subzona ZMS-3

Membro Piroxenítico ZMS-P3

Neste membro observa-se uma variação lateral de litotipos representada por piroxenito feldspático e melagabronorito coronítico

Websterito Feldspático

Apresenta cor verde escura e aspecto isotrópico, sendo composto por ortopiroxênio (75%), clinopiroxênio (10%), plagioclásio (15%) e rutilo (<1%).

Encontra-se parcialmente deformado, com generalizada recristalização do plagioclásio (<0,70 mm). As feições deformacionais presentes no ortopiroxênio (0,10-6,00 mm) e clinopiroxênio (0,35-0,10 mm) são representadas por estiramento, *kink-bands* e cominuição das bordas, com recristalização associada. Não obstante a presença de feições deformacionais, a disposição do plagioclásio entre os agregados de piroxênios parece indicar uma textura mesocumulática reliquiar.

Melagabronorito coronítico

Macroscopicamente mostra-se com cor cinza a castanha, aspecto isotrópico e grã fina-média (0,10-1,00 mm). A composição mineralógica é dada por ortopiroxênio (50%), plagioclásio (30%), clinopiroxênio (5%), anfibólio de cor castanha (5%), olivina (3%), espinélio verde e anfibólio (?) (intercrescidos) (6%), epidoto (1%) e magnetita (<1%).

Destaca-se uma textura coronítica onde cristais cúmulus de olivina ocupam a porção mais interna, seguida de ortopiroxênio e clinopiroxênio e uma franja mais externa, no contato com grãos cúmulus de plagioclásio, formada por intercrescimento simplectítico de espinélio verde e anfibólio (fig.4.4 B). Localmente pode-se observar o ortopiroxênio envolvendo a olivina e o plagioclásio, o que sugere uma reação peritética, produzindo ortopiroxênio (detalhe fig. 4.4 B).

A olivina (0,15-1,50 mm) localmente é substituída por serpentina ou apresenta fraturas internas preenchidas por magnetita.

Os piroxênios (0,15-1,00 mm) podem também se dispor como agregados poligonizados, não pertencentes a estrutura das coronas de reação da olivina, porém frequentemente envoltos por uma franja de simplectitos (espinélios e anfibólios), quando em contato com o plagioclásio. Localmente observam-se grãos de ortopiroxênio zonados com maiores concentrações de inclusões “*schlieren*” no centro dos cristais.

O plagioclásio ocorre subédrico (0,10-1,00 mm) com contatos próximos de 120°. Os anfibólio substitue parcialmente os piroxênios mantendo a pseudoforma destes. Possui ainda inclusões de espinélio verde ou do tipo *schilirem* e grande quantidade de opacos no contato entre os cristais. O espinélio verde também ocorre como discreto cristais, dispostos principalmente próximo às coroas simplectíticas.

Membro Metagabronorito ZMS-M3

Metagabronorito

Neste membro predomina metagabronorito de cor cinza, com planos de foliação Sn bem definidos. A composição mineralógica é dada por plagioclásio (60%), ortopiroxênio (15-30%), clinopiroxênio (10-25%), ilmenita (<1%) e sulfetos (<1%), além de minerais traços (<1%) representados por rutilo e anfibólio de cor castanha e apatita.

A textura é granoblástica, representada pelo predomínio de uma matriz recristalizada (95-98%) com raros porfiroclastos (2-5%) de plagioclásio e piroxênios (fig. 4.4 A).

Na matriz granoblástica o plagioclásio (0,05-0,35 mm) e piroxênios (0,02-0,35 mm) possuem contatos retilíneos próximos a 120°, envoltos por diminutos (0,02-0,05) neoblastos de piroxênios que marcam uma estrutura sigmoidal orientada segundo a foliação. O anfibólio ocorre substituindo os piroxênios.

Os porfiroclastos de plagioclásio (0,70-1,00 mm) e clinopiroxênio (0,30-0,75 mm) ocorrem localmente, enquanto os de ortopiroxênio (0,30-1,80 mm) apresentam-se amplamente distribuídos neste litotipo. Frequentemente mostram-se estirados segundo a foliação, com extinção ondulante, sombra de pressão, bordas cominuidas e recristalização de borda associada. Os porfiroclastos de ortopiroxênio frequentemente apresentam-se envolvidos por neoblastos de clinopiroxênio indicando um comportamento mais resistente a deformação (fig. 4.4 A).

A ilmenita (0,05-0,35 mm) ocorre xenomórfica (com delgada exsolução de hematita) e mostrando-se recristalizada na matriz granoblástica. Os sulfetos são representados por intercrescimentos de pirrotita, pentlandita e calcopirita, predominando a pirrotita.

4.3.3.4 - Subzona ZMS-4

Membro Piroxenítico ZMS-P4

Neste membro predomina piroxenito feldspático, enquanto olivina-websterito e autólitos de gabronorito ocorrem de forma restrita.

Websterito Feldspático.

As feições macroscópicas são indicadas por uma granulação grossa, cor verde escura e aspecto isotrópico. A composição é representada por ortopiroxênio (35-80%), clinopiroxênio (10-45%), plagioclásio (5-20%), anfibólio de cor castanha (<1%), rutilo e magnetita (<<1%). Os sulfetos podem representar até 3% da moda.

Predomina uma textura isotrópica onde o ortopiroxênio constitui-se na fase cúmulus, frequentemente envolvida, parcial ou totalmente, por cristais pós-cúmulus de plagioclásio e clinopiroxênio, definindo uma textura ortocumulática (fig.4.5 D). O clinopiroxênio por sua vez, pode ser encontrado parcialmente envolvido por plagioclásio. Localmente observam-se feições deformacionais incipientes, como a presença de *kink-bands*, recristalização de plagioclásio e bordas de piroxênios, que não descaracterizaram a textura primária.

Os grãos de ortopiroxênio são encontrados em duas dimensões com o predomínio de cristais com 0,15-0,75 mm e restritos grãos de 1,00 a 3,20 mm. Os grãos de maiores dimensões são preferencialmente subédricos, com inclusões de plagioclásio e de ortopiroxênio, às vezes zonados ou ainda deformados, com estiramento e recristalização de borda incipiente.

O clinopiroxênio ocorre preferencialmente com dimensões variando de 0,15 a 3,00 mm, preenchendo espaços intersticiais ou como raros cristais euédricos. Localmente possuem inclusões de ortopiroxênio e opacos.

O plagioclásio (0,05-0,70 mm) encontra-se anédrico, presente nos espaços intercúmulus e com grande número de inclusões de piroxênios. Frequentemente mostra feições de deformação, como extinção ondulante, estiramentos e recristalizações. O anfibólio de cor laranja substitue os piroxênios ou está presente nos espaços intersticiais.

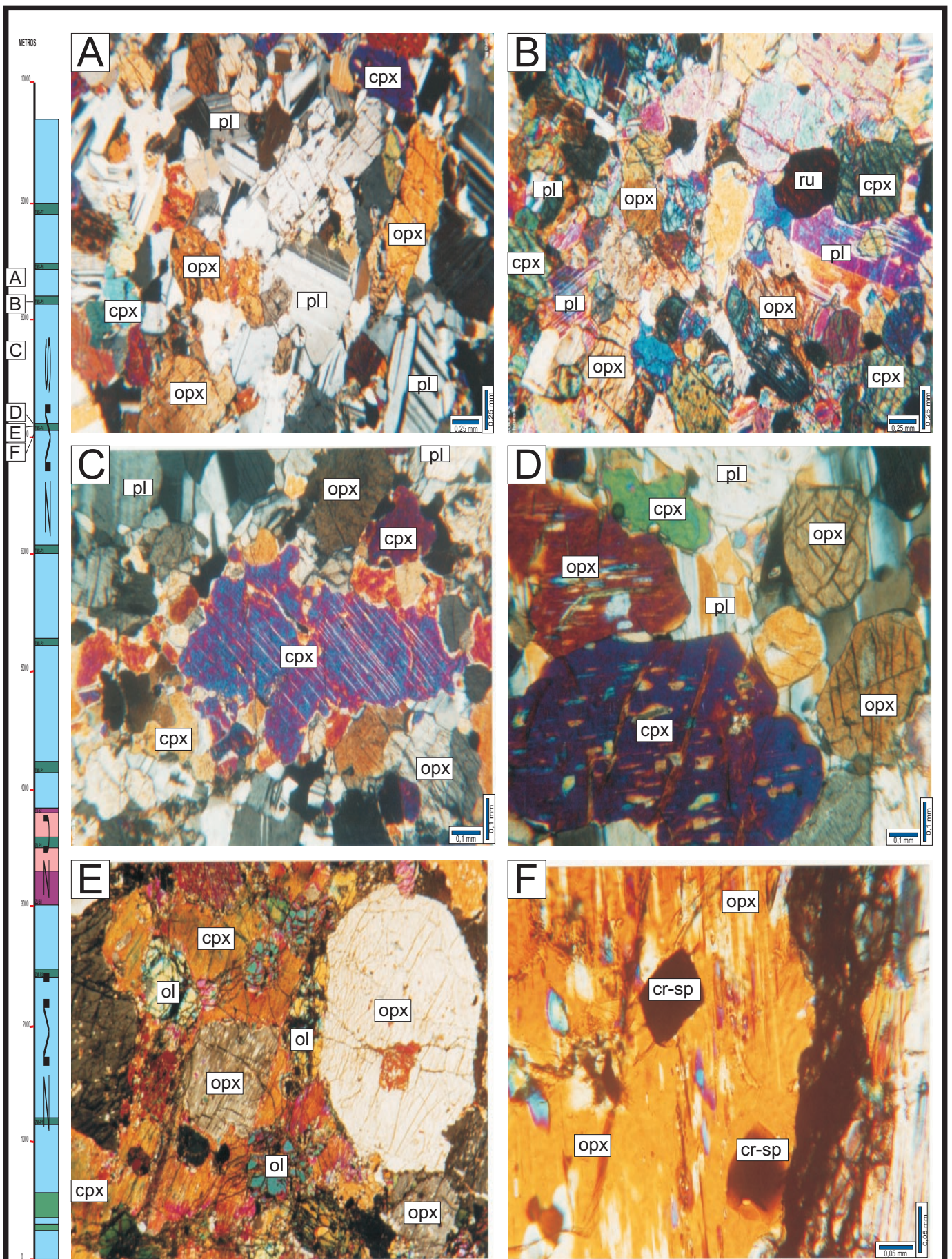


Figura 4.5 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo de Cana Brava. Nicóis cruzados. **A)** Metagabronorito protomilonítico com predomínio de porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio. Membro ZMS-M5. **B)** Websterito feldspático com textura mesocumulática e assembléia de $opx+cpx+pl$ (+ru, bi). Membro ZMS-P5. **C)** Metagabronorito milonítico, com textura granoblástica e porfiroclastos de piroxênio com as bordas cominuidas Membro ZMS-M4. **D)** Websterito feldspático, isotrópico, com cúmulus de $opx+cpx$ e pós-cúmulus de plagioclásio. Membro ZMS-P4. **E)** Olivina-websterito, isotrópico, com cumullus de $ol+opx+cr-sp$ e pós-cúmulus de cpx. Reação de absorção do opx pelo material pós-cúmulus (cpx). Membro ZMS-P4. **F)** Detalhe da inclusão de cr-espinélios em ortopiroxênios. Membro ZMS-P4.

Os sulfetos (5-400 μm) distribuem-se nos espaços intersticiais ou mais raramente preenchendo fraturas dos silicatos, ocorrendo principalmente como intercrescimentos de pirrotita, pentlandita e calcopirita. Foi observado raros cristais de gersdorffita [(Fe,Ni,Co) AsS].

A pirrotita representa a principal fase de sulfeto, sendo hospedeira dos intercrescimentos ou exsoluções. A gersdorffita encontra-se euédrica e inclusa na pirrotita. Os óxidos (5-200 μm) são representados por rutilo e magnetita, ocorrendo intercrescidos.

Olivina-websterito.

O olivina-websterito macroscopicamente é isotrópico, com cor preta, granulação grossa (0,70-4,50 mm) onde destaca-se piroxênio envolto por uma matriz de granulação fina e coloração escura. A composição mineralógica é dada por ortopiroxênio (70%), olivina (15%), clinopiroxênio (5%), hornblenda\serpentina (5%), sulfetos (1-2%), cromo-espinélio (1-2 %), espinélio verde a marrom (1-2%), ilmenita e hematita (<<1%).

Os cristais cúmulus de ortopiroxênio e olivina mostram-se anédricos, frequentemente com um formato arredondado e inclusos em uma matriz de pós-cúmulus de clinopiroxênio, indicando uma textura mesocumulática (fig.4.5 E). Também se observam vênulas de serpentina cortando todas as fases minerais, provavelmente desenvolvidos em fase tardia de hidratação.

O ortopiroxênio (0,70-4,50 mm) apresenta-se anédrico, arredondado e localmente encontra-se parcialmente consumido pelo clinopiroxênio (fig. 4.5 E). Possui inclusões de olivina e cromo-espinélio e localmente com exsolução de espinélio de cor marrom.

A olivina (0,75-2,25 mm) mostra-se arredondada, intensamente fraturada e com preenchimento por serpentina, espinélio verde e hematita. Possui inclusões de cromo-espinélio.

Os sulfetos (5-100 μm) são caracterizados pelo predomínio de pirrotita em relação a calcopirita e pentlandita, ocorrendo sempre intercrescidos e dispostos nos espaços intersticiais ou preenchendo fraturas que cortam os piroxênios e a olivina.

Destacam-se dois grupos de espinélio, representados por cromo-espinélio e espinélio verde a marrom. Os mais abundantes são os cristais cúmulus de cromo-espinélio (0,02-0,15 mm) que possuem cor castanha escura e hábito euédrico, encontrados como inclusões no ortopiroxênio e olivina ou na matriz de clinopiroxênio (fig. 4.5 F). O espinélio de cor verde a marrom é xenomórfico e geralmente associa-se às fraturas serpentinizadas das olivinas.

A ilmenita (1-5 μm) ocorre como discretos cristais anedrais, dispostos nos espaços intersticiais.

Autólitos de gabronorito

As feições macroscópicas são caracterizadas por: cor cinza clara, aspecto maciço e contatos abruptos com a matriz piroxenítica encaixante.

A composição mineral é dada por plagioclásio (65%), ortopiroxênio (30%), clinopiroxênio (5%) e minerais traços (<<1%), representados por anfibólio, rutilo, sulfetos e magnetita, caracterizando-os como gabronorito.

São equigranulares de granulação fina (0,15-0,35 mm) e com textura aparentemente isotrópica. O contato com a rocha encaixante é abrupto onde não foram observadas aureolas de metamorfismo de contato.

A rocha encaixante é um piroxenito inequigranular do Membro ZMS-P4, de grã grossa (0,35-1,50 mm), com textura isotrópica, formada por grãos cúmulus de ortopiroxênio e clinopiroxênio e pós-cúmulus de plagioclásio, este podendo apresentar-se poiquilítico.

Membro Metagabronorítico -ZMS-M4

Metagabronorito

Macroscopicamente possui cor cinza clara, granulação média, planos de foliação bem definidos e bandamento centimétrico de níveis máficos e félsicos.

A composição mineralógica é dada por plagioclásio (50-60%), ortopiroxênio (20-30%), clinopiroxênio (5-20%), anfibólio (2-5%), biotita (0-7%), ilmenita (0-3%), apatita (0-1%), sulfetos (<<1%), e minerais secundários (<<1%) representados por carbonatos, clorita e epidoto.

A textura é granoblástica (0,05-0,70 mm) e localmente grano-lepidoblástica, com o predomínio de uma matriz recristalizada de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. Estes possuem contatos retilíneos e próximos de 120°, formando um agregado de neoblastos com um formato sigmoidal, além de esporádicos cristais de biotita e hornblenda orientados segundo a foliação Sn.

A biotita e o anfibólio às vezes ocorrem substituindo os piroxênios ou mostram contatos metaestáveis entre si, com um crescimento de biotita sobre o anfibólio.

A ilmenita e a apatita ocorrem recristalizadas na matriz granoblástica, junto ao plagioclásio e piroxênio.

Metanorito.

Macroscopicamente possui cor cinza, grã média e uma foliação Sn bem desenvolvida. A composição mineral é dada por plagioclásio (50-60%), ortopiroxênio (30-35%), clinopiroxênio (0-3%), hornblenda (3-10%), quartzo (0-5%), ilmenita (2-3%), apatita (<1%) e sulfetos (<1%).

A textura é granoblástica com até 95% de matriz recristalizada (0,15-0,30 mm) que localmente pode apresentar-se como níveis de granulação muito fina (0,05 mm). Os porfiroclastos de plagioclásio (1,00-2,25 mm) e ortopiroxênio (0,75-4,50 mm) mostram-se deformados, com extição ondulante, bordas suturadas, recristalização de borda e estirados, definindo uma foliação Sn (fig. 4.5 A).

O quartzo ocorre xenomórfico, às vezes com inclusões de plagioclásio e ortopiroxênio da matriz granoblástica. A hornblenda aparece substituindo os piroxênios.

4.3.3.5 - Subzona ZMS-5

Membro Piroxenítico ZMS-P5

Websterito Feldspático

Macroscopicamente possui cor verde, aspecto isotrópico e grã média (0,60-1,00 mm). A composição mineral é representada por ortopiroxênio (45%), clinopiroxênio (32%), plagioclásio (20%), biotita (2%) e minerais traços (<1%) (rutilo, ilmenita e sulfetos).

Os cúmulus de piroxênios dispõe-se aleatoriamente, sendo que os espaços intercúmulus são preenchidos principalmente por pós-cúmulus de plagioclásio, definindo uma textura mesocumulática. Os cristais de rutilo, sulfetos e biotita distribuem-se nas porções intersticiais.

Os grãos de ortopiroxênio são euédricos a subédricos, podendo também se apresentar como cristais de maior dimensão (<1,5 mm), contrastando com o clinopiroxênio anédrico a subédrico. A biotita dispõe-se nos espaços intersticiais, envolvendo piroxênios e plagioclásio, indicando provavelmente a participação tardia de uma fase fluida magmática.

O rutilo representa a principal fase óxido, ocorrendo euédrico. Os sulfetos (25-100 μm) são compostos principalmente por pirrotita e subordinadamente por calcopirita e pentlandita.

Membro metagabronorito ZMS-M5

Metagabronorito

Este litotipo apresenta-se com cor cinza, granulação média e composição mineral dada por plagioclásio (60%), ortopiroxênio (20-25%), clinopiroxênio (10%), hornblenda (3%), quartzo (<1%), apatita (<1%) e opacos (2%).

A textura é granoblástica com predomínio de matriz recristalizada, além de raros porfiroclastos de plagioclásio e ortopiroxênio.

Os porfiroclastos de ortopiroxênio (1,00 mm) apresentam-se euédricos a subédricos, localmente zonados, sem feições deformacionais, com inclusões de plagioclásio e opacos. Frequentemente nos ortopiroxênios observam-se inclusões de rutilo e ilmenita, orientadas perpendiculares entre si.

Os porfiroclastos de plagioclásio (1,50-2,25 mm) mostram-se xenomórficos, com as bordas suturadas e recristalizações de borda associadas. A hornblenda ocorre substituindo os piroxênios.

4.3.3.6 - Subzona ZMS-6

Na base desta unidade ocorre um membro piroxenítico seguido no topo por um membro norítico, distinguindo-se das unidades anteriores por marcar uma diminuição na ocorrência de texturas deformacionais e localmente a preservação de tramas ígneas. Um outro aspecto distinto é a natureza do membro máfico, caracterizado por apresentar um maior número de camadas de norito ou gabronorito rico em ortopiroxênio, razão pela qual este membro foi denominado de membro norítico.

Membro Piroxenítico ZMS-P6

Websterito Feldspático

Este litotipo mostra cor verde escura, grã média (0,30 mm), aspecto isotrópico e composição mineralógica formada por clinopiroxênio (40%), ortopiroxênio (35%), plagioclásio (10%), hornblenda (3%) e minerais traços (1%), representados por sulfetos, rutilo e ilmenita.

Apresenta-se com cristais cúmulus de ortopiroxênio, sendo parcialmente envolvidos por pós-cúmulus de clinopiroxênio e plagioclásio, definindo uma textura ortocumulática.

O anfibólio distribue-se nos espaços intersticiais ou como cristais poiquilíticos, envolvendo e substituindo parcialmente ao plagioclásio e piroxênios, sugerindo ser fase deutérica (fig.4.6 F).

O ortopiroxênio é subédrico (0,30 mm) ocorrendo também como raros (2%) cristais de até 2,25 mm. Localmente mostra-se zonado, com uma maior concentração de lamelas de exsolução no núcleo do cristal. O clinopiroxênio mostra-se anédrico e envolvido pelo plagioclásio, sugerindo sua cristalização anterior a este.

Os sulfetos (10-100 μm) ocorrem como intercrescimentos de pirrotita, calcopirita e pentlandita, distribuindo-se nos espaços intersticiais ou como delgadas inclusões em anfibólio. A pirrotita predomina sobre os demais sulfetos.

Os óxidos (10-150 μm), representados por rutilo e ilmenita, ocorrem em menor número do que os sulfetos, sendo o rutilo a principal fase óxido.

Membro Norítico -ZMS-M6

Norito

Este mostra-se com cor cinza, granulação média e aspecto isotrópico a orientado. A composição mineralógica é representada por plagioclásio (50-60%), ortopiroxênio (35-40%), clinopiroxênio (0-3%), anfibólio (3-7%) e minerais traços (0-3%), dados por óxidos e sulfetos.

A textura mesocumulática é caracterizada por cristais cúmulus de ortopiroxênio e plagioclásio (0,70-2,00 mm) com cristais pós-cúmulus de clinopiroxênio (0,30-0,70 mm). Mostra-se parcialmente deformado, com a formação de neoblastos associados. O ortopiroxênio às vezes ocorre zonado, além de apresentar substituições para anfibólio.

A textura granoblástica é formada por um agregado recristalizado com junções tríplices, apresentando porfiroclastos de ortopiroxênio e plagioclásio deformados, estirados, com bordas suturadas e recristalização de borda associada.

Os óxidos são representados predominantemente por ilmenita e raro rutilo. Os sulfetos ocorrem como intercrescimentos de pirrotita e calcopirita.



Figura 4.6 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo de Cana Brava. Nicóis cruzados. **A)** Cpx-norito, isotrópico - Membro ZMS-M7. **B)** cpx-norito, protomilonítico, com deformação incipiente de piroxênios - Membro ZMS-M7. **C)** Websterito feldspático, isotrópico, com plagioclásio pós-cumulus (icocristal) - Membro ZMS-P7. **D)** Websterito feldspático, isotrópico, com clinopiroxênio pós-cumulus. Membro ZMS-P7. **E)** Gabronorito, isotrópico, de granulação grossa, com clinopiroxênio pós-cumulus - Membro ZMS-M6. **F)** Bi-hb-websterito feldspático, isotrópico e textura mesocumulítica. Biotita e anfibólios substituindo piroxênios - Membro ZMS-P6.

Metagabronorito

O metagabronorito apresenta cor cinza clara, grã fina a grossa (0,05-2,50 mm) e uma composição mineral dada por plagioclásio (50-60%), ortopiroxênio (20-30%), clinopiroxênio (3-10%), anfibólio (2-5%), ilmenita (1-3%) e minerais traços (<1%) indicados por rutilo, sulfetos, penina e carbonatos. Neste litotipo o predomínio do ortopiroxênio em relação ao clinopiroxênio o aproxima da composição observada em norito.

Neste membro o (meta)gabronorito mostra distintas texturas devido à heterogeneidade da deformação, com texturas ígneas a granoblásticas. As texturas ígneas estão parcialmente deformadas, porém ainda podem ser observados grãos cúmulus de ortopiroxênio (localmente zonados) e de plagioclásio envoltos por grãos pós-cúmulus de clinopiroxênio, indicando uma textura mesocumulática (fig. 4.6 E).

No metagabronorito extremamente deformado há o desenvolvimento de uma textura granoblástica com formação de uma matriz recristalizada, envolvendo porfiroclastos de plagioclásio e ortopiroxênio. Os porfiroclastos estão estirados, deformados, com extinção ondulante e deformação nas geminações, definindo juntamente com a matriz granoblástica, a foliação Sn. Localmente observa-se gabronorito com intensa substituição dos piroxênios por anfibólio.

A ilmenita e o rutilo representam a fase óxido, os quais se distribuem nos espaços intersticiais ou compondo a matriz granoblástica. Os sulfetos ocorrem intercrescidos, predominando a pirrotita e subordinadamente calcopirita e pentlandita.

4.3.3.7 - Subzona -ZMS-7

Membro piroxenítico ZMS-P7

Websterito feldspático

O websterito feldspático apresenta cor verde clara, aspecto isotrópico e composição mineral: ortopiroxênio (40-83%), clinopiroxênio (7-30%), plagioclásio (10-20%), anfibólio de cor laranja (0-10) e minerais traços (<1%), (rutilo, sulfetos e biotita).

Este litotipo mostra textura isotrópica com o predomínio de grãos cumulus euédricos de ortopiroxênio (0,15-0,45%), às vezes ocorrendo como cristais de maior dimensão (1,50-3,00 mm) formando até 5% da moda. O clinopiroxênio e plagioclásio ocorrem preenchendo espaços intersticiais ou englobando o ortopiroxênio, formando uma textura meso-ortocumulática (fig. 4.6 C/D).

O anfibólio ocorre poiquilítico englobando o plagioclásio ou piroxênios, podendo substituir estes últimos. Os sulfetos representados por pirrotita, calcopirita e pentlandita, distribuem-se nos espaços intersticiais ou estão inclusos em anfibólio e plagioclásio.

Membro Norítico -ZMS-M7

Metanorito

O metanorito apresenta uma composição mineralógica dada por plagioclásio (54%), ortopiroxênio (40%), hornblenda (5%), ilmenita (1%), clinopiroxênio (<1%), apatita (<1%) e sulfetos (<1%).

A textura é granoblástica com uma matriz recristalizada (< 0,15 mm) que se dispõe envolvendo porfiroclastos de plagioclásio (1,00-1,50 mm) e ortopiroxênio (1,00-3,00 mm). Os porfiroclastos mostram-se deformados, com *kink-bands*, extinção ondulante, deformação nas lamelas, estiramento e recristalização de borda. A matriz dispõe-se em formato sigmoidal, que juntamente com os porfiroclastos estirados, definem a foliação Sn.

Os sulfetos são formados por intercrescimentos de pirrotita e calcopirita.

(Meta) Gabronorito

O (meta) gabronorito apresenta uma composição mineralógica homogênea, representada por plagioclásio (60-63%), ortopiroxênio (20-26%), clinopiroxênio (5%), anfibólio (3-7%), opacos (1-5%), quartzo (1%) e apatita (< 1%). A alta porcentagem de ortopiroxênio em relação ao clinopiroxênio, aproxima estes litotipos de termos noríticos.

Mostra frequentemente uma textura ígnea parcialmente deformada, com processos de blastese incipientes, onde ainda é possível identificar a natureza cúmulus do plagioclásio (0,35-5,00 mm) e ortopiroxênio (0,30-1,80 mm) e pós-cúmulus do clinopiroxênio (0,30-1,00 mm), indicando uma textura mesocumulática reliquiar (fig. 4.6 A/B). Localmente observa-se textura granoblástica.

O anfibólio ocorre com cor verde ou castanha, substituindo os piroxênios. A apatita distribui-se homogeneamente nesta unidade, enquanto o quartzo encontra-se intersticial e ocorrendo somente nos termos próximos do topo exposto da Zona Máfica Superior.

4.4 - INTRUSÕES NORÍTICAS

Os corpos intrusivos localizados na porção oeste do Complexo de Cana Brava, apresentam características petrográficas semelhantes entre si. Para descrição destes foram consideradas as diferenças petrográficas de fácies, observadas de forma localizada, o que permitiu subdividi-los em Zona Norítica Central e Zona Norítica de Borda, incluindo os xenólitos ali presentes. O termo transicional entre estas duas zonas foi descrito separadamente, caracterizado como biotita-norito rico em quartzo

4.4.1 - ZONA NORÍTICA CENTRAL -ZNC

Nesta unidade predomina litotipo de composição norítica, com estruturas e texturas ígneas parcial\totalmente preservadas, exemplificadas por localizado bandamento ígneo de noritos e melagabronoritos. A foliação Sn, quando ocorre, mostra-se pouco desenvolvida.

As características macroscópicas, texturais e mineralógicas destes litotipos mostram-se muito homogêneas e foram utilizadas como um dos critérios para a correlação de corpos, separados espacialmente.

Norito

O norito possui macroscopicamente cor cinza a castanha, granulação média-grossa e frequente foliação Sn incipiente.

A composição mineralógica é dada por plagioclásio (45-55%), ortopiroxênio (15-40%), hornblenda marrom (10-15%), clinopiroxênio (0-8%), biotita (0-15%), quartzo (0-2%), opacos (<1%), hornblenda verde (<1%) e apatita (<1%).

A textura frequentemente é isotrópica, sendo localmente observada uma orientação incipiente de agregados de biotita, relacionada a presença da foliação Sn.

O plagioclásio ocorre subédrico, formando agregados com contatos retilíneos. O ortopiroxênio apresenta-se anédrico, frequentemente disposto nos espaços intersticiais ou englobando parcial\totalmente o plagioclásio, indicando uma natureza pós-cúmulus. A textura resultante é ortocumulática (fig. 4.7 A/B).

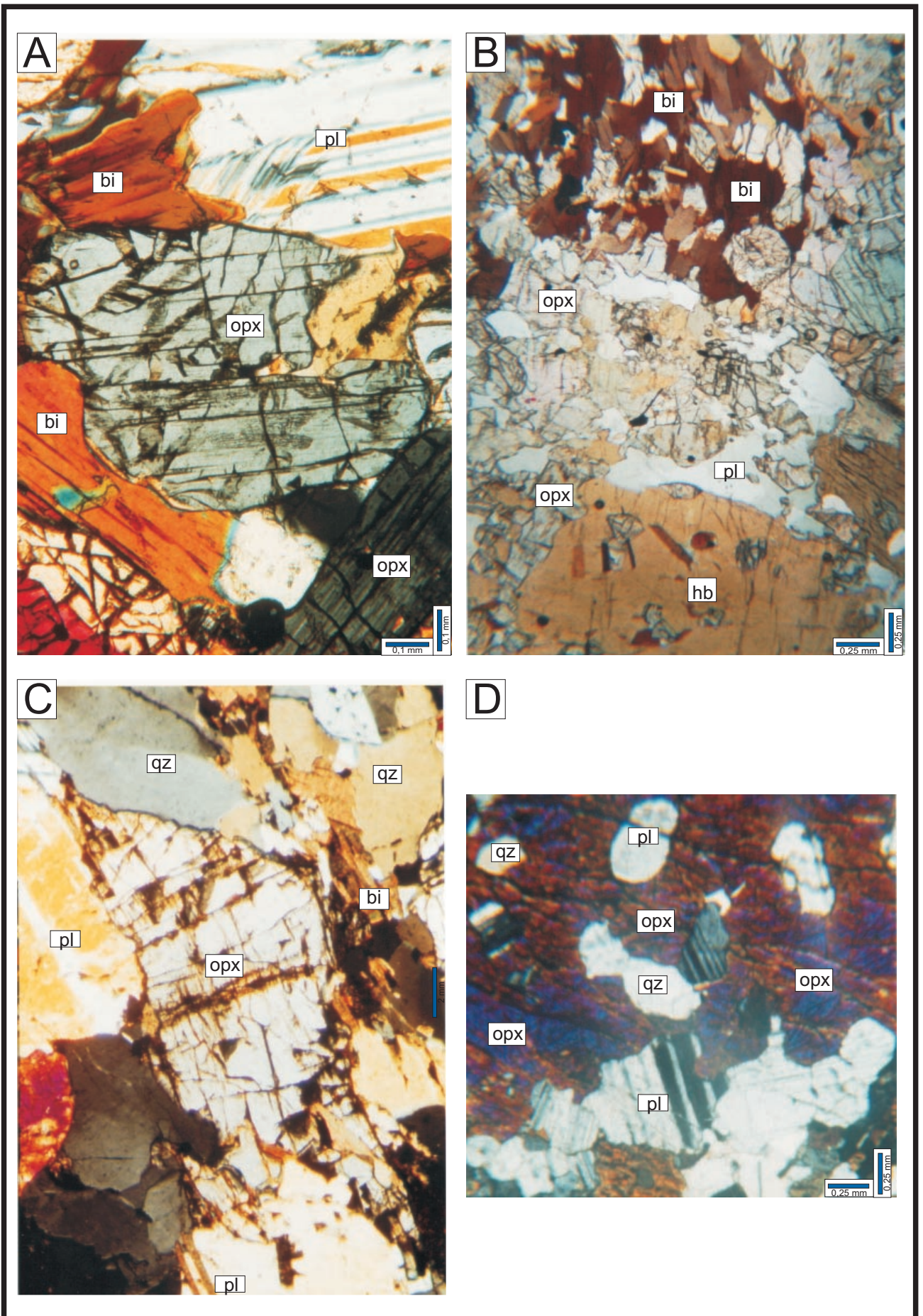


Figura 4.7 -Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas. **A)** Bi-hb-norito, isotrópico, com biotita e hornblenda substituindo parcialmente piroxênios. Zona Norítica Central. **B)** Bi-hb-norito, isotrópico, com biotita e hornblenda envolvendo piroxênios e plagioclásio. Zona Norítica Central. **C)** Bi-qz-norito, deformado, com matriz granoblástica (pl+qz) e intenso estiramento dos piroxênios. Transição entre as zonas Norítica Central e Norítica de Borda. **D)** Qz-norito, isotrópico, com ortopiroxênios pós-cumulus envolvendo plagioclásio e quartzo. Zona Norítica de Borda.

A hornblenda marrom representa o anfibólio mais comum, ocorrendo frequentemente substituindo os piroxênios. A biotita e a hornblenda marrom dispõem-se preenchendo os espaços intersticiais ou são poiquilíticas, com inclusões de plagioclásio, piroxênios e opacos. A hornblenda marrom possui ainda inclusões de biotita.

Melagabronorito

O melagabronorito restringe-se à delgadas camadas intercaladas ao norito. O contato deste bandamento é gradacional, marcado por um progressivo aumento da granulometria dos minerais (principalmente do anfibólio) e na porcentagem de piroxênios, biotita e quartzo em direção ao melagabronorito.

Apresenta cor castanha escura a preta, granulometria média, composição mineralógica dada por: ortopiroxênio (40-45%), plagioclásio (15-20%), hornblenda marrom (15-20%), clinopiroxênio (3-13%), quartzo (5-15%), biotita (2-5%) e opacos.

Frequentemente observa-se uma textura isotrópica formada por um agregado de piroxênios subédricos, com os espaços intersticiais preenchidos por plagioclásio, biotita, hornblenda marrom e quartzo, formando uma textura ortocumulática.

Localmente encontram-se feições deformacionais, indicadas por estiramento e extinção ondulante no quartzo e orientação da biotita, associadas à presença de uma foliação Sn incipiente.

Os piroxênios quando em contato com o quartzo, mostram-se irregulares, formando golfos que parecem indicar uma relação meta-estável entre estes.

A biotita ocorre poiquilítica, com inclusões de plagioclásio, ortopiroxênio e quartzo. A hornblenda marrom destaca-se pela grande dimensão dos cristais e envolvendo plagioclásio, piroxênio e biotita. A biotita e o anfibólio provavelmente representam fases magmáticas tardias e hidratadas.

4.4.2 - ZONA NORÍTICA DE BORDA - ZNB

Nesta zona foi observada a presença de litotipo preservado da deformação, representado por quartzo-norito. Os termos metamorfisados são representados por gnaisses bandados a ultramiloníticos. Os xenólitos ali presentes são de composição norítica a anfibolítica.

Quartzo-Norito

O quartzo-norito preserva a textura e composição mineralógica primária, pouco afetada pela deformação. Mostra cor cinza, grã média-grossa, e composição mineralógica dada por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, biotita e minerais traços representados por opacos e zircão.

Apresenta uma textura isotrópica a fracamente orientada, formada principalmente por um agregado de quartzo e plagioclásio xenomórfico, localmente incluso em ortopiroxênio pós-cúmulus (fig. 4.7 D). O plagioclásio às vezes apresenta-se zonado e com inclusões de quartzo e ortopiroxênio.

A presença de extinção ondulante nos cristais é comumente observada, sendo que nos termos onde se desenvolve uma foliação incipiente, o quartzo mostra-se estirado com bordas suturadas e neoblastos associados, além da biotita apresentar-se orientada e concentrada no contato com os xenólitos.

Granada-biotita-gnaisse bandado e ultramilonitos ricos em quartzo.

Os gnaisses ocorrem com bandamentos máficos e félsicos (centimétricos a milimétricos), que marcam a foliação S_n .

Possuem porcentagem modal bastante variável, decorrente de diferentes intensidades de deformação e processos metamórficos associados. São formados por quartzo (5-70%), plagioclásio (20-45%), biotita (1-15%), granada (0-35%), hornblenda (0-7%), ortopiroxênio (0-2%) e minerais traços (<1%) (zircão, carbonato, opacos e muscovita).

A textura representa distinta intensidade deformacional e frequentemente apresenta-se granolepidoblástica, formada por um agregado de quartzo e plagioclásio intercalado por biotita, que marca a foliação S_n . Localmente, nos níveis de menor deformação, observam-se porfiroclastos de plagioclásio e quartzo com extinção ondulante, estirados e recristalização de borda. A granada ocorre como poiquiloblasto hipidiomórfico, envolvendo a matriz e sem feições deformacionais, indicando um crescimento pós-cinemático (fig. 4.8 B). A ocorrência de hornblenda está associada à substituição do ortopiroxênio.

O ortopiroxênio é um relicto ígneo, mostrando-se intensamente estirado, com extinção ondulante e substituído por hornblenda ou mais raramente por biotita (fig. 4.8A).

Estes litotipos representam o produto da intensa deformação e metamorfismo sobre os quartzo-norito, constituindo-se portanto em ortognaisses.

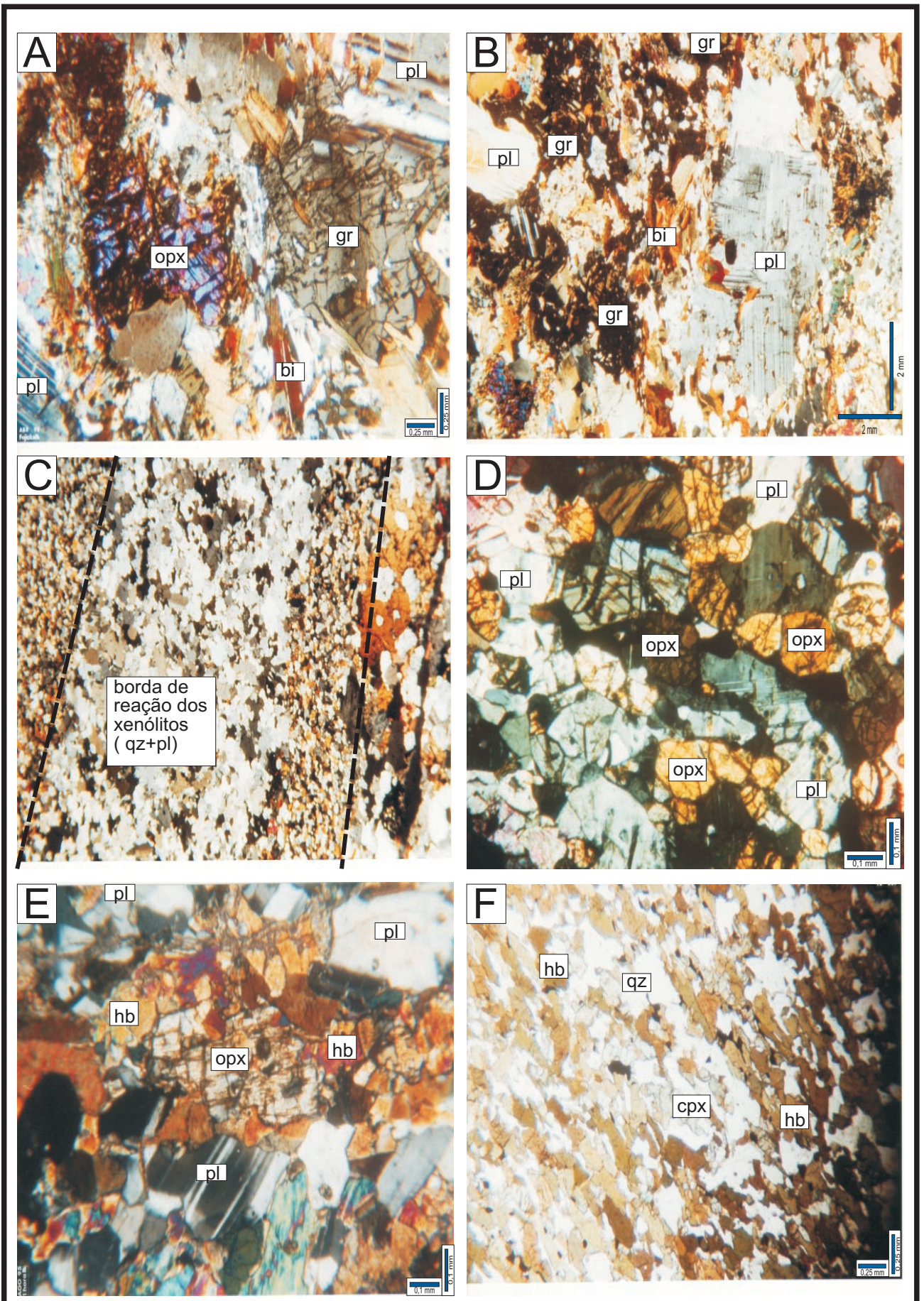


Figura 4.8 - Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas (Zona Norítica de Borda) e seus Xenólitos. **A)** Ortognáisses com matriz granoblástica (pl+qz+bi) + granada poiquiloblástica (pós-cinemática) e porfiroclastos de ortopiroxênios intensamente substituídos por anfibólios/biotita. **B)** Ortognáisses com matriz granoblástica (qz+pl+bi) + granada poiquiloblástica e porfiroclastos de plagioclásico deformado. **C)** Contato dos qz-noritos com xenólitos (hb-gabronorito) com a formação de uma borda de reação composta predominantemente por qz+pl. Zona Norítica de Borda. **D)** Xenólito de gabronorito. **E)** Xenólito de hornblenda-norito, com substituição dos ortopiroxênios por hornblenda (termo transicional). **F)** Xenólito de anfibolitos (pl+qz+dps+hb), com textura granonematoblástica orientada seg. foliação Sn. Termo extremo da def. \ metamorf. de xenólitos de noritos (ou gabronoritos).

Biotita-metanorito (transicional)

Este litotipo é encontrado (localmente) na porção intermediária entre a Zona Norítica Central e a Zona Norítica de Borda.

Macroscopicamente mostra cor cinza escura, com bandamentos definidos por níveis máficos (ricos em biotita) e níveis félsicos (quartzo-feldspáticos). Possui uma associação mineral formada por plagioclásio (55%), ortopiroxênio (25%), biotita (14%), quartzo (5%) e minerais traços (<1%) dados por zircão, hornblenda e apatita (?).

A textura é representada por uma matriz granolepidoblástica de quartzo, plagioclásio e biotita, além de porfiroclastos de plagioclásio e ortopiroxênio (fig. 4.7 C).

Os porfiroclastos frequentemente mostram extinção ondulante e estiramento, marcando a presença da foliação Sn. Os porfiroclastos de plagioclásio possuem maclas deformacionais e bordas cominuidas, com neoblastos associados.

A localização deste litotipo, aliada a uma composição mineralógica intermediária entre os termos das duas zonas, bem como a presença de xenólitos, sugere que este pode representar termo transicional entre a ZNC e ZNB, parcialmente afetado pela deformação. Quando são comparados com os noritos da Zona Norítica Central distinguem-se pela ausência da hornblenda marrom, uma diminuição na porcentagem modal de ortopiroxênio e um aumento significativo de biotita e quartzo, tendendo a se assemelhar ao quartzo-norito.

4.4.3 - XENÓLITOS

Na Zona Norítica de Borda foi encontrado uma grande quantidade de xenólitos, representados por noritos (gabronoritos), hornblenda-noritos (hornblenda-gabronoritos), e diopsídio-anfibolitos.

Xenólito - Norito.

Os xenólitos de norito apresentam cor cinza, grã fina, sendo formado por uma arranjo granoblástico de ortopiroxênio e plagioclásio (fig. 4.8 D). Nas bordas dos xenólitos frequentemente observam-se auréolas de metamorfismo de contato (milimétrica a centimétrica), composta de quartzo ± plagioclásio.

Estas auréolas podem se desenvolver em direção ao centro dos xenólitos produzindo uma diminuição, ou até mesmo o desaparecimento da mineralogia primária destes. O contato desta auréola, com a rocha encaixante é marcada por uma maior concentração de biotita

Xenólito - hornblenda norito (hornblenda-gabronorito)

O xenólito de hornblenda-norito possui cor cinza escura, grã fina e de forma localizada com uma foliação incipiente. Às vezes apresenta uma borda quartzo-feldspática, como descrito nos xenólitos de norito.

A composição mineralógica é dada por plagioclásio (40-50%), hornblenda (24-48%), ortopiroxênio (5-15%), clinopiroxênio (0-5%), biotita (5-6%), opacos (1%) e quartzo (<1%).

A textura é granoblástica a granonematoblástica, formada por uma matriz de plagioclásio, piroxênios e quartzo poligonizados, além de biotita e hornblenda orientadas, marcando a foliação Sn. Destaca-se a intensa substituição metamórfica dos piroxênios por hornblenda e/ou biotita, modificando o protólito de composição norítica (fig. 4.8 E).

Xenólito - Diopsídio-anfibolito

O xenólito de diopsídio-anfibolito possui cor preta, granulação fina, com uma associação mineral formada de hornblenda (55%), plagioclásio (20%), quartzo (10%), diopsídio (10%) e opacos (5%).

A textura é granonematoblástica com intensa orientação mineralógica, definindo a foliação Sn (fig. 4.8 F). O diopsídio mostra-se parcialmente substituído por hornblenda.

A presença deste tipo de xenólito se dá nas zonas de intensa deformação da Zona Norítica de Borda, podendo ocorrer também junto a xenólitos de norito e hornblenda-norito, sugerindo que pode ter sido formado como um produto do metamorfismo dinâmico sobre xenólitos noríticos.

4.5 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS

Diopsídio- granada-anfibolito

O aspecto macroscópico é indicado por bandamento centimétrico de níveis máficos ricos em anfibólio e plagioclásio e níveis félsicos com o predomínio de quartzo e granada e ainda titanita (1%), apatita (<1%) e diopsídio (2%), marcando a foliação principal Sn (fig. 4.9 C).

O diopsídio ocorre preferencialmente no contato dos níveis félsicos e máficos, mostrando-se às vezes com inclusões de quartzo e plagioclásio. A titanita ocorre próxima ao diopsídio, mostrando-se às vezes zonada.

A granada (xenoblástica a hipidioblástica) é poiquiloblástica (com inclusões de quartzo e plagioclásio), indicando o seu desenvolvimento em uma etapa tardi\pós-cinemática. A hornblenda apresenta uma cor verde com um fraco pleocroísmo.

Biotita-granada-anfibolito

Apresenta uma cor preta, granulação fina, com delgados níveis máficos e félsicos alternados. É formado por quartzo (45%), hornblenda (30%), biotita (12%), plagioclásio (10%), granada (2%), titanita (1%), epidoto e opacos (<1%).

Mostra uma textura granolepidoblástica formada por bandas ricas em quartzo e plagioclásio, separadas por bandas ricas em biotita e hornblenda orientadas, marcando a foliação Sn.

São encontrados porfiroclastos de plagioclásio, geralmente arredondados e rotacionados, além de poiquiloblastos de granada xenomórfica, com inclusões de quartzo e plagioclásio da matriz.

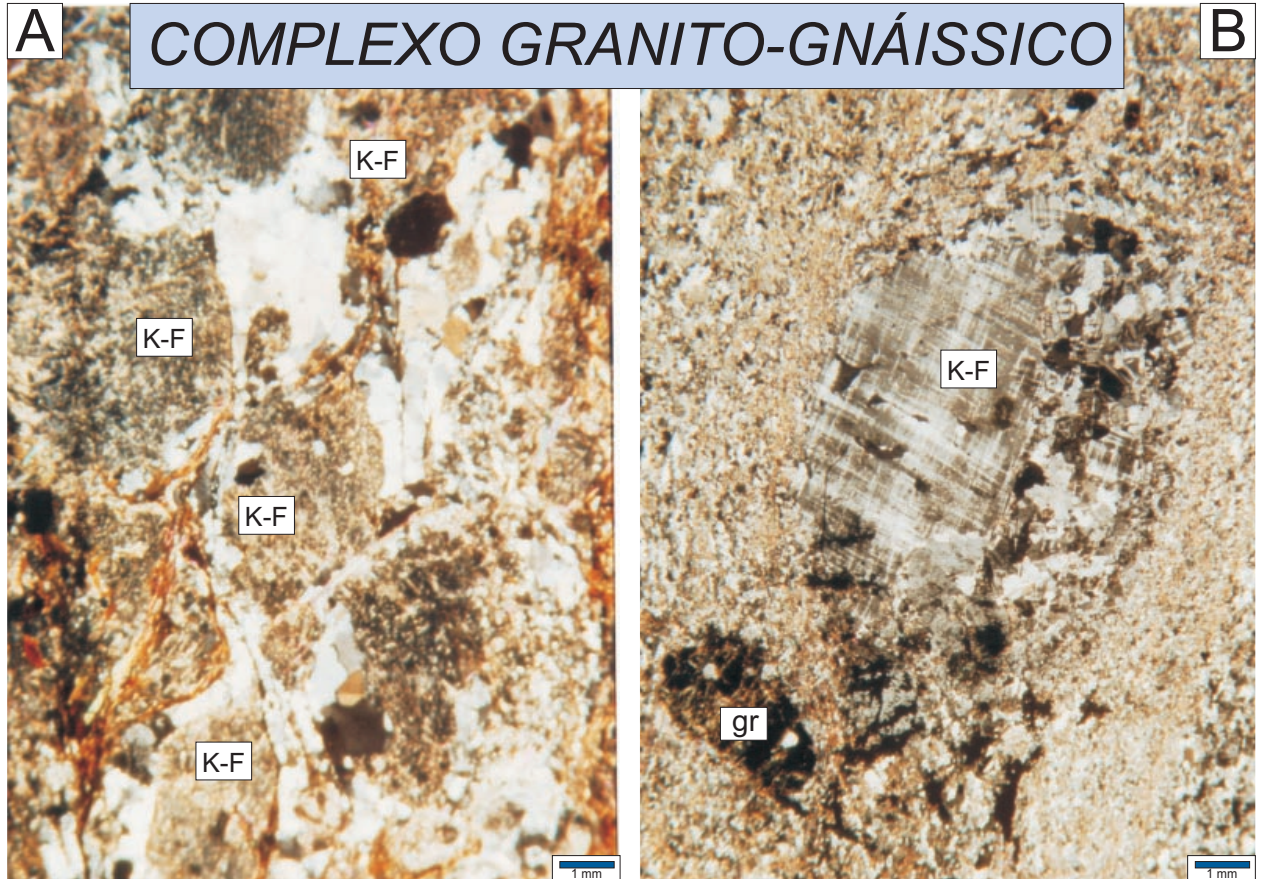
A hornblenda apresenta-se zonada com o núcleo de cor verde e fraco pleocroísmo. As bordas ocorrem com forte pleocroísmo, variando de verde a verde-azulado. Frequentemente ocorre substituída por biotita.

4.6 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

Esta unidade situa-se a leste do Complexo de Cana Brava sendo constituída predominantemente por gnaiss milonítico de composição granítica a granodiorítica, com feições crescentes da intensidade de deformação à medida que se aproxima do contato com o complexo, sendo observado uma transição de biotita-augen-gnaiss milonítico, gnaiss bandado ultramilonítico e ultramilonito rico em quartzo.

Biotita-augen-gnaiss milonítico

Este litotipo apresenta cor castanha clara, com uma foliação bem desenvolvida, envolvendo porfiroclastos de feldspato, que podem atingir até 5 cm.



SEQ. VULC. SED. PALMEIRÓPOLIS

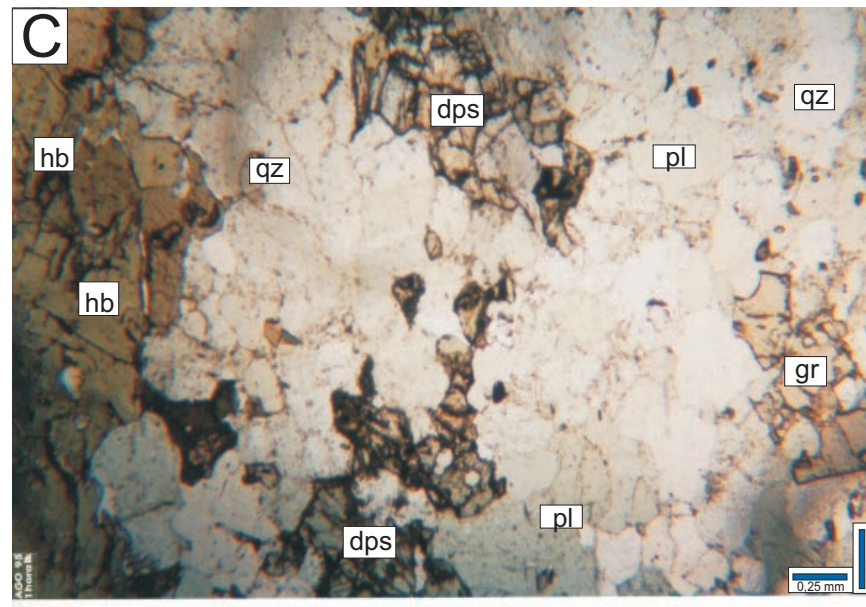


Figura 4.9 - Fotomicrografia dos litotipos do Complexo Granito-Gnáissico (CGG) e da Seq. Vulc. Sed. de Palmeirópolis (SVSP). **A**) Ortognáisses miloníticos com porfiroclastos de k-feldspatos e plagioclásio, intensamente saursoritizados, em uma matriz granoblástica (qz+kf+bi+gr) orientada seg. foliação Sn. (CGG). **B**) Ortognáisses ultramiloníticos (presentes no contato com o Complexo de Cana Brava) com predomínio de matriz granoblástica e raros porfiroclastos de microclínio. (CGG). **C**) Diopsídio-granada-anfibolito, bandado - (SVSP).

A composição mineralógica é dada por: quartzo (30-32%), plagioclásio (40% - intensamente substituídos por mica branca), K-feldspato (10%), biotita (10-30%), muscovita (5-7%), granada (1%), zoisita\clinozoisita (0-4%), epidoto (0-1%) e minerais traços (<1), representados por titanita, apatita, zircão, óxido (castanho ?).

A textura é granolepidoblástica, formada por uma alternância de níveis ricos em biotita e muscovita e níveis com um formato *flaser* de quartzo (0,05-1,50 mm) e feldspatos (<0,10 mm) recristalizados. Estes envolvem porfiroclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, estirados, rotacionados, com extinção ondulante, sombras de pressão, bordas suturadas e recristalização associada, as quais definem a foliação milonítica Sn (fig. 4.9A).

Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se intensamente substituídos por mica branca e em menor escala por epidoto e zoisita. Os neoblastos (<0,1 mm) podem ocorrer junto aos porfiroclastos, mostrando-se límpidos, sem a ação dos processos de saussuritização.

A granada mostra-se hipidioblástica, geralmente sendo substituída por biotita e epidoto e com inclusões de quartzo. A matriz granolepidoblástica a contorna, formando sombras de pressão indicativas de uma origem sin-tectônica.

Gnaise bandado ultramilonítico.

Macroscopicamente possui uma cor cinza a castanha, granulação fina e bandamento centimétrico, definindo a foliação Sn.

A composição modal é dada por quartzo (30%), mica branca (25%), microclínio (15%), plagioclásio (10%), carbonato (9%), biotita (5%), clorita (3%), granada (0-2%) e opacos (<3%).

Predomina uma matriz granolepidoblástica (90%) formada por descontínuos níveis félsicos de quartzo, microclínio, plagioclásio e carbonatos e níveis máficos ricos em mica branca, biotita e clorita. Os feldspatos mostram-se substituídos por sericita. A biotita e clorita ocorrem preferencialmente intercrescidas, podem às vezes estar associadas a muscovita.

Os porfiroclastos de microclínio apresentam-se deformados, com um intenso estiramento e progressiva diminuição das bordas, dando origem aos neoblastos da matriz (fig. 4.9 B). Os porfiroclastos de granada apresentam-se parcialmente substituídos por biotita e clorita, com estiramento e com sombra de pressão indicativos de um carácter sin-cinemático.

Ultramilonito rico em quartzo

Este litotipo localiza-se no contato com o Complexo de Cana Brava, representando o termo extremo da deformação presente nos terrenos granito-gnáissicos.

Macroscopicamente mostra-se muito alterado, com uma cor cinza a castanho, granulação fina, podendo ser observada delgadas segregações de quartzo e pseudomorfos de granada.

São compostos por quartzo (50%), sericita\muscovita (30%), opacos (5%), opacos castanhos (5%), clorita (3%), biotita (2%), plagioclásio (2%), microclínio (2%), e epidoto (<1%). Destaca-se a grande proporção modal do quartzo.

A textura é predominantemente granolepidoblástica, marcada por um predomínio de níveis ricos em quartzo e feldspatos, intercalados com delgados níveis muscovíticos ricos em opacos, os quais definem uma foliação milonítica Sn.

Observam-se raros pseudomorfos de granada (5%), totalmente substituídos por clorita, biotita e opacos e com inclusões de quartzo, apresentando-se localmente estirados e com sombra de pressão associada, ressaltando seu caráter sin-cinemático.

Nos níveis granoblásticos o quartzo e o feldspato mostram-se com extinção ondulante, contatos retilíneos e junções tríplexes, indicando um reconstituição textural da matriz.

4.7 - SUMÁRIO DAS OBSERVAÇÕES PETROGRÁFICAS

Na área de estudo os litotipos das unidades geológicas mostram as feições petrográficas primárias parcial ou totalmente superimpostas por texturas deformacionais e paragêneses metamórficas. Entretanto as características primárias podem ser identificadas, sendo destacadas a seguir aquelas presentes no Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas.

4.7.1 - COMPLEXO DE CANA BRAVA

No Complexo de Cana Brava a preservação dos porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio, além de localizadas texturas isotrópicas, auxiliaram na identificação dos possíveis protolitos.

Na Zona Máfica Inferior, predominam texturas miloníticas a ultramiloníticas. Porém a presença localizada de olivina-melagabronorito coronítico, à cerca de 200 metros da base desta unidade, parece indicar que nesta região poderia ter predominado similares cumulos à olivina. Nos metagabronoritos preservam-se preferencialmente porfiroclastos de plagioclásio e ortopiroxênio. Destaca-se o significativo aumento de apatita no topo desta unidade. Os membros piroxeníticos, mostram termos variando de ortopiroxenito (ZMI-P1) a melagabronorito (ZMI-P2).

Na área de estudo os peridotitos da Zona Ultramáfica apresentam-se intensamente intemperizados, o que não permitiu o exato reconhecimento de seu protolito. Entretanto no extremo sul do complexo (Cava B- Mina de Amianto - SAMA), foi identificada a presença de dunito, que somada às descrições de Pamplona & Nagao (1981), Girardi & Kurat (1982) e Correia (1994), indicam que os serpentinitos podem também ter sido derivados de harzburgito e/ou intercalações de dunito-piroxenito. Nestes peridotitos o cromo-espinélio ocorre disseminado, não sendo identificado níveis de cromititos.

O piroxenito que ocorre sobre os metaperidotitos, caracteriza-se com websterito, às vezes feldspático ou pegmatóide e ainda preservando textura cúmulus. Neste litotipo pode ocorrer até 1% de sulfetos (pirrotita, pentlandita, calcopirita), distribuídos nos espaços intersticiais.

Na Zona Máfica Superior a intensidade da deformação diminuiu em direção ao topo, melhor preservando associações minerais e texturas primárias nesta região. Nos membros máficos predomina metagabronorito e subordinadamente de metanorito. O plagioclásio e ortopiroxênio constituem as principais fases cúmulus preservadas da deformação. Localmente o clinopiroxênio constitui uma fase pós-cúmulus.

Os minerais traços primários são representados principalmente por apatita e rutilo, que se distribuem geralmente homoganeamente nos termos máficos. O quartzo ocorre somente na última unidade máfica, apresentando-se intersticial. A ilmenita representa a principal fase óxido, porém frequentemente recristalizada.

Nos membros piroxeníticos predomina websterito feldspático, com textura mesocumulática. Localmente ocorre como websterito (com textura adcumulática) ou olivina-websterito, com clinopiroxênio pós-cúmulus e cromo-espinélio disseminado (com textura orto-mesocumulática).

Destaca-se a presença de rutilo, em alguns membros piroxeníticos, formando uma associação pouco comum aos termos ultramáficos.

Nos membros piroxeníticos, localizados próximos ao topo do complexo, é encontrada uma associação de minerais hidratados (biotita e hornblenda), que provavelmente constituem as fases tardias do magmatismo no complexo.

Nos capítulos de química mineral, litogeoquímica e os que abordam a evolução magmática do complexo, os litotipos foram designados segundo os seus prováveis protolitos, a fim de simplificar as descrições das feições ígneas no Complexo de Cana Brava.

4.7.2 - INTRUSÕES NORÍTICAS

Nas Intrusões Noríticas a Zona Norítica Central ocorre com o predomínio de norito, enquanto na Zona Norítica de Borda o protolito é representado por quartzo-norito. Na Zona Norítica Central os litotipos preservam texturas e associações minerais ígneas, formando um agregado de ortopiroxênio e plagioclásio, com fases tardias (hidratadas) representadas por biotita e hornblenda. Na Zona Norítica de Borda, predomina biotita-granada-gnaïsse, onde localmente foi possível identificar textura e associação mineral primária, representada por cristais pós-cúmulus de ortopiroxênio, envolvendo plagioclásio e quartzo, formando quartzo-norito. Entre estas duas unidades ocorre um termo transicional, com textura gnáïssica, porém com grande quantidade de porfiroclastos de ortopiroxênio.

Os xenólitos presentes na Zona Norítica de Borda, são representados por norito, hornblenda-norito e anfíbolito. Os termos hornblenda-norito e anfíbolito, representam uma variação metamórfica de protolitos noríticos, provavelmente pertencentes ao Complexo de Cana Brava.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural da área de estudo compreendeu da observação das características macroestruturas (obtidas pela extração de elementos texturais de imagens de sensores remotos), por observações de campo e suas correlações com as feições microestruturais, objetivando uma melhor caracterização do comportamento deformacional do Complexo de Cana Brava e das unidades geológicas adjacentes.

5.1 - ANÁLISE DE ELEMENTOS TEXTURAIS DE IMAGENS DE SENSORES REMOTOS

5.1.1 - INTRODUÇÃO

O estudo dos elementos texturais em imagens de radar, satélite e fotografia aérea permitiu o agrupamento destas feições em zonas homólogas, que caracterizam diferentes unidades geológicas ou domínios estruturais.

Na área de estudo a análise integrada das imagens objetivou a delimitação de domínios estruturais, importantes para a interpretação da evolução tectônica da área. O estudo caracterizou-se pela identificação de lineações e lineamentos utilizando em uma primeira etapa imagens de radar e satélite em escalas reduzidas a fim de se identificar feições regionais. Seguiu-se da análise de fotografias aéreas, permitindo a observação das lineações e lineamentos, em maior detalhe.

A definição de lineamentos segue o conceito de O'Leary *et. al.* (1976) que consideraram estes como qualquer feição linear mapeável da superfície, provavelmente refletindo uma estruturação em sub-superfície.

Amaro & Strieder (1994) denominaram lineamentos, como estruturas regionalmente penetrativas de tipo 1 e estruturas rúpteis de tipo 2. Aos lineamentos do tipo 1 associaram feições geomorfológicas positivas (quebras positivas) e negativas (quebras negativas), com um arranjo linear ou curvilinear, considerando principalmente a homogeneidade da ocorrência, densidade e distribuição geométrica, que permitem caracterizar as foliações ou lineações. Ao tipo 2 associaram predominantemente às feições geomorfológicas negativas, representando falhas ou fraturas.

Na interpretação das imagens de radar obtém-se basicamente estruturas geológicas (falhas, fraturas, foliações, dobras), sendo que se deve sempre considerar a direção de vôo do radar em relação a estruturação geológica, uma vez que representam sensores fixo de leitura lateral, podendo mascarar estruturas perpendiculares a esta.

O radar de visada lateral é um sistema de sensoriamento remoto ativo, caracterizado pela obtenção de dados através da contínua emissão de ondas eletromagnéticas com comprimento de onda na faixa do microondas sobre a superfície terrestre, obtendo informações pelo registro das amplitudes dos ecos, ângulos e distâncias dos objetos imageados (Amaral, 1982). A amplitude do sinal de retorno é função principalmente da rugosidade superficial (micro relevo) e geometria da superfície (macro relevo), sendo portanto adequadas para análises geomorfológicas.

A utilização de imagens de satélite para a coleta de informações morfoestruturais leva em consideração que a quantidade de sombreamento de uma feição topográfica está relacionada principalmente a elevação solar. Esta quando de baixo ângulo produz um maior sombreamento, destacando possíveis lineamentos. Um outro fator ressaltado por Rodrigues e Liu (1988) é a geometria entre o azimute solar e a estruturação geológica do terreno, a qual pode mascarar possíveis lineamentos, razão pela qual sugeriram a utilização de imagens em diferentes épocas do ano, para a análise estrutural.

Na análise e interpretação fotogeológica, Soares & Fiori (1976) consideram que as diversas feições de relevo são produtos da interação de fatores morfogenéticos (clima, tectônica recente, descarga d'água e sedimentação), litológicos (permeabilidade, plasticidade, solubilidade, resistência e acamamento) e estruturais (juntas e falhas, foliação e acamamento). A extração dos elementos texturais conduzem ao agrupamento de características semelhantes em zonas homólogas com um significado geológico representado pela presença de um mesmo conteúdo litológico ou um padrão estrutural homogêneo.

O procedimento para a análise de lineamento constou da utilização de imagem de radar de visada lateral GEMS 1000, escala 1:250.000 (RADAM BRASIL), seguido de uso de imagem analógica de satélite TM-LANSAT, banda 5, escala 1:100.000 com caráter complementar para extração de lineamentos, uma vez que não foi possível a utilização de imagem de satélite de diversas épocas do ano, como sugerido por Rodrigues e Liu (1988).

As informações de maior detalhe foram obtidas através de fotografias aéreas monocromáticas na escala aproximada de 1:43850. As respectivas características dos sensores utilizados são mostrados na tabela abaixo:

Sensor	Banda	Intensidade Espectral	Resolução Espectral	Direção Vão\Orbital	Direção Visada
TM-LANSAT	5	1,55-1,75 μm	30 X 30 m	Descendente	Nadir
RADAR	X (Raio-X)	3,20 cm	15 X 15 m	NS	EW
Fotogr. Aérea	visível	0,30 - μm	-	EW	-

(Modificado de Queiroz, 1995)

Para a classificação dos lineamentos se utilizou da direção preferencial ou *trends* de ocorrência, como índice de classificação e individualização de sistemas (Liu, 1988). Também foram considerados os critérios de Soares & Fiori (1976) e Amaro & Strieder (1994) quanto ao significado geológico destas estruturas.

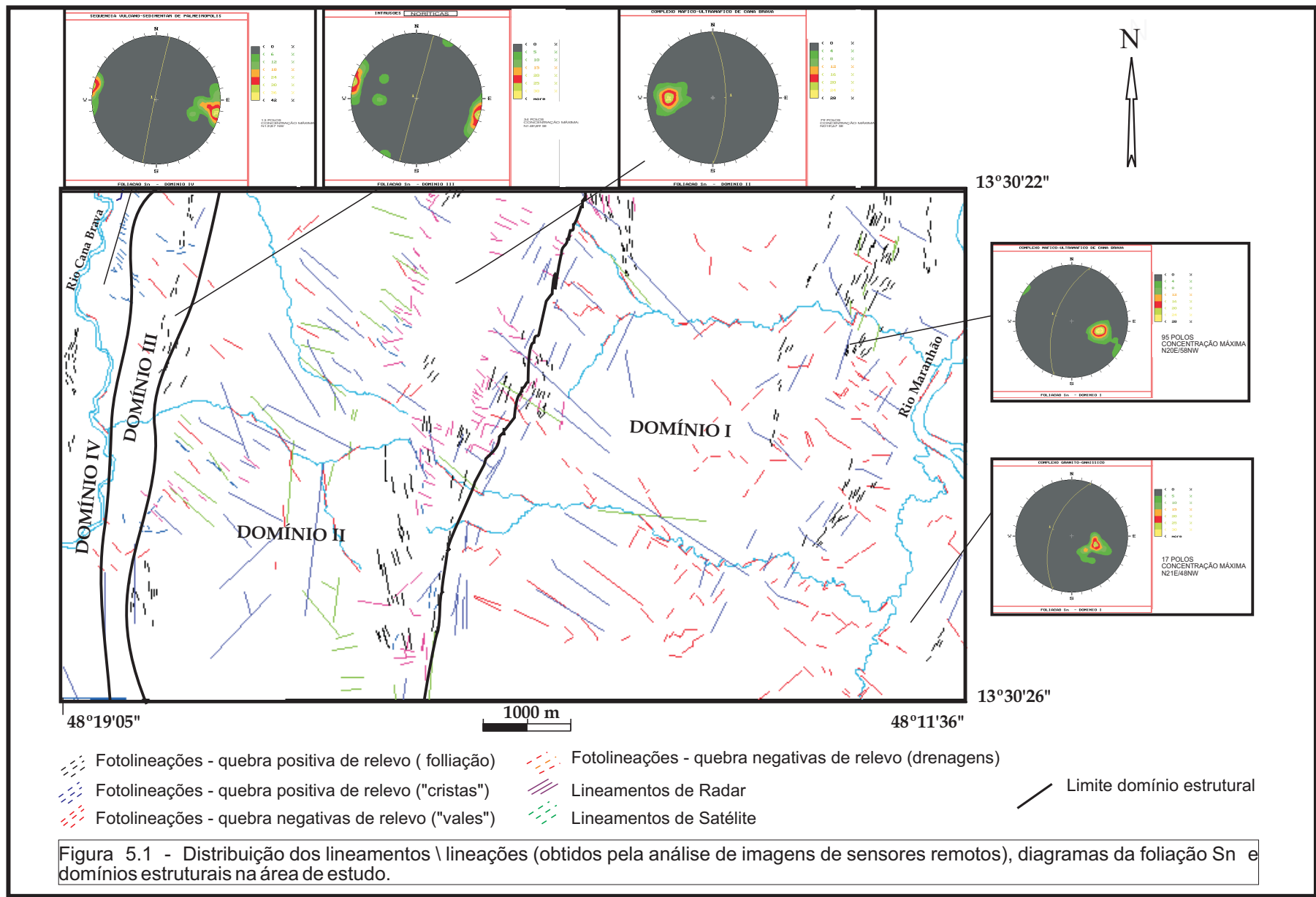
O procedimento para extração de lineamentos constou na confecção de *overlays* de imagens analógicas de radar e satélite, onde predominam elementos negativos de relevo, e de fotografias aéreas onde foram individualizadas lineações de drenagem (quebras negativas), quebras positivas e negativas de relevo.

A fim de se obter uma visão sinóptica dos lineamentos, foi confeccionado um único overlay, como mostra a figura 5.1. Os elementos texturais de relevo e drenagem foram analisados por diagramas de roseta, agrupados em intervalos de 5° (concentração relativa), mostradas na figura 5.2. Para compilação dos elementos e confecção dos diagramas de rosetas foram utilizados os softwares a) SGI-Sistema de Informação Geográfica (INPE) e b) ANALIN (Petrobrás) respectivamente.

5.1.2 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS

5.1.2.1 - Lineamentos das imagens de radar - GEMS-1000

Os dados obtidos nas imagens de radar correspondem a quebras negativas e positivas de relevo, constituindo os lineamentos dos tipos 1 e 2 de Amaro & Strieder (1994) (fig.5.2 A). Possuem uma densidade média de ocorrência, distribuição heterogênea e concentração do *trend* de 1° ordem associada a lineamentos longos e curtos de direção N20-30E. Os lineamentos longos correspondem a quebra de relevo negativa, representando prováveis manifestações rúpteis (fraturas e falhas), enquanto os lineamentos curtos representam quebras de relevo positivo, típicas de manifestações de estruturas dúcteis (foliações).



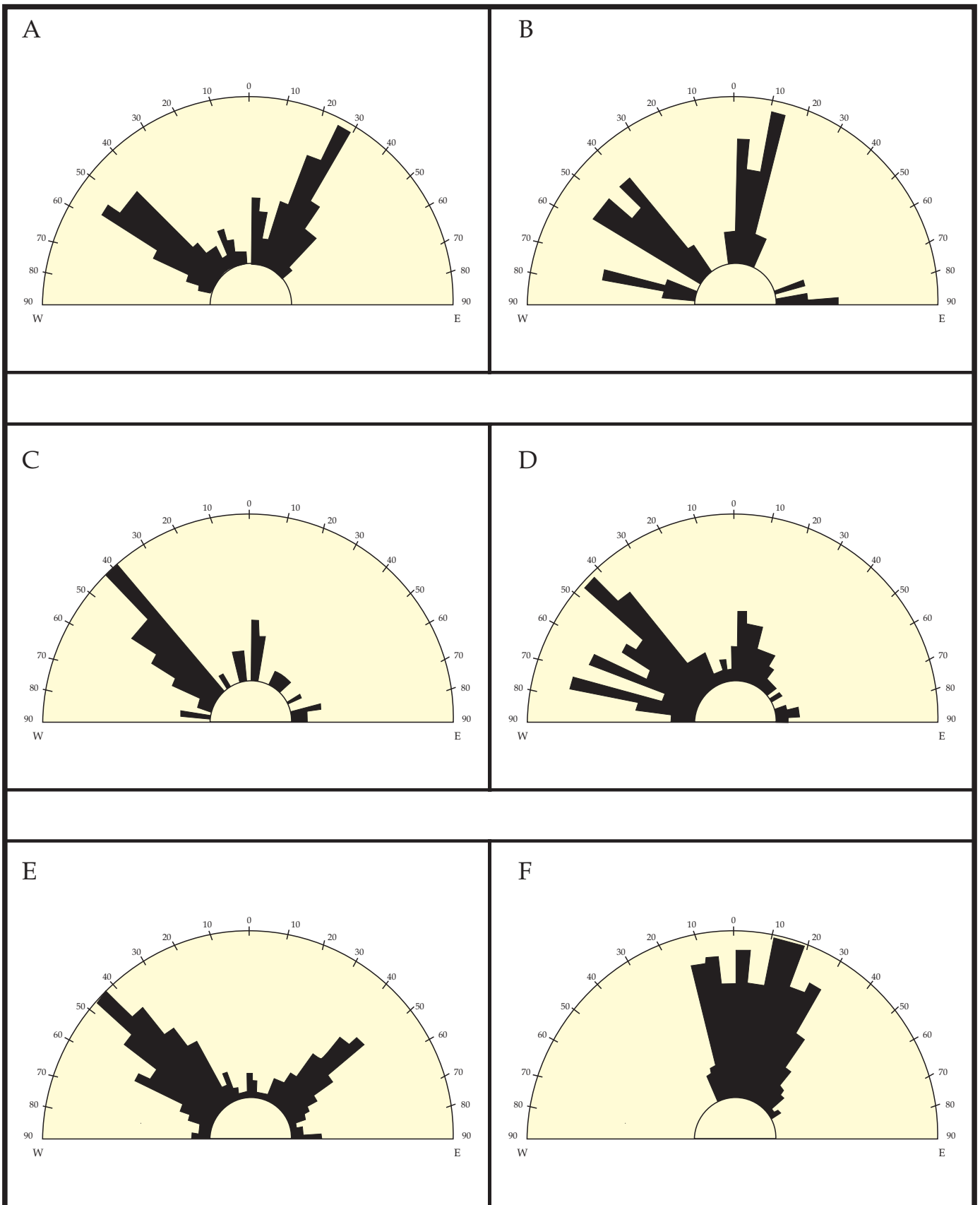


Figura 5.2 - Diagrama de distribuição das lineações/lineamentos. A) Imagem Radar. B) Imagens Satélite. C) Fotolineações - quebras relevo positiva. D) Fotolineações - quebras relevo negativo. E) Fotolineações - lineações de drenagem. F) Fotolineações - quebras positiva de relevo (Foliação).

5.1.2.2 - Lineamentos de Imagens de Satélite - TM-LANSAT

Os lineamentos de imagem de satélite mostram baixa densidade, distribuição heterogênea e comprimentos frequentemente longos, possuindo concentrações máximas com *trend* de 1º ordem em N40-60W e de 2º ordem em N00-10E (fig.5.2 B). Os lineamentos correspondem frequentemente a quebras negativas, podendo associarem-se a estruturas rúpteis a dúcteis.

5.1.2.3 - Lineamentos de Fotografias Aéreas

A maior densidade de lineamentos obtida foi através de fotografias aéreas, permitindo a individualização de quebras de relevos negativas, positivas e lineações de drenagens, as quais foram analisadas separadamente.

Quebras positivas de relevo

As quebras positivas de relevo, que apresentam maiores dimensões e baixa densidade de ocorrência (fig.5.2 C) foram consideradas como decorrentes da presença de estruturas rúpteis (fraturas e falhas), as quais apresentam concentração de 1º ordem em N40-50W.

As quebras de relevo positivas, que apresentam dimensões curtas e alta densidade de ocorrência foram consideradas em separado, representando traços de estruturas penetrativas de caráter dúctil (foliação) (fig. 5.2 F). Estas se concentram preferencialmente no Complexo de Cana Brava e localmente na Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis. Na região basal do Complexo de Cana Brava os lineamentos concentram-se em um *trend* N15-30E. Na sua região central estes possuem *trends* variáveis: N05-15W; N00-05E e N15-30E , enquanto na sua região de topo predomina um *trend* N00-05E.

Na região central destaca-se a variação nas direções das lineações, apresentando uma distribuição espacial, com um formato amendoado\sigmoidal, que aparentemente se estende para o norte da área de estudo.

Na SVSP as lineações concentram-se no topo desta unidade com dimensões curtas e um *trend* de direção N40-55W, paralelizando com outras estruturas rúpteis obtidas nas imagens de radar e satélite.

Quebras negativas de relevo (fraturas)

As quebras negativas de relevo se concentram na posição central do complexo, com dimensões curtas e *trend* de 1º ordem com direção N40-50W e de 2º ordem em N65-70W (fig.5.2 D). Constituem estruturas rúpteis, caracterizando-se como prováveis fraturas.

Quebras negativas de relevo (drenagem)

Estes elementos texturais de **drenagem** possuem uma distribuição homogênea nos complexos de Cana Brava e Granito-Gnáissicos com dimensões curtas e médias. Possuem *trend* de 1º ordem com direção N40-50E e de 2º ordem em N35-60W (fig.5.2 E).

Estas lineações correspondem a estruturas do tipo 2, de natureza rúptil e representando prováveis fraturas e/ou falhas.

5.1.3 - DISCUSSÕES E ANÁLISE DAS ESTRUTURAS LINEARES DE SENSORES REMOTOS

A análise conjunta das lineações e lineamentos observados na área permitiu sugerir a classificação das estruturas deformacionais em dois grupos:

- a) Estruturas dúcteis:** correspondem a estruturas preferencialmente encontradas no Complexo de Cana Brava com direções: N15-30E (1º ordem), N00-05E (2º ordem) e N05-15W (3º ordem), caracterizando-se como traços de foliação.
- b) Estruturas rúpteis:** correspondem a lineações/lineamentos distribuídos em todas unidades geológicas da área, preferencialmente orientada segundo um *trend* N40-60W e secundariamente disposto em N40-50E, correspondendo a fraturas ou falhas.

A definição das zonas estruturais homólogas associa-se a presença dos traços de foliação, que permitiu caracterizar o Complexo de Cana Brava como uma unidade estrutural, onde as características dúcteis estão melhor representadas. Ainda dentro do complexo destacam-se 3 subzonas homólogas, localizadas em suas regiões basal, central e de topo, que possuem altas concentrações de lineações dúcteis, com *trend* direcional semelhante.

As características rúpteis apresentam um padrão muito homogêneo, para todas as unidades geológicas da área.

5.2 - DOMÍNIOS ESTRUTURAIIS

As feições utilizadas para o estudo da deformação na área, correspondem principalmente a estruturas de caráter dúctil, a partir das quais foram individualizados quatro domínios estruturais (fig. 5.1).

A nomenclatura utilizada para a descrição das estruturas deformacionais dúcteis e a cronologia relativa de ocorrência é dada por:

D_n: fase deformacional de ordem *n*

S_n: foliação de ordem *n*

L_{mn}: lineação mineral de ordem *n*

L_{xn}: lineação de estiramento de ordem *n*

F_n: dobras de ordem *n*

L_{fn}: lineação de eixo de dobra de ordem *n*

S₀: Bandamento original

Obs.: A notação foi acrescida dos índices: +1 - para indicar um evento posterior a “*n*”.

- 1 para indicar um evento anterior a “*n*”.

5.2.1 - DOMÍNIO I

Este domínio situa-se na região leste da área englobando o Complexo Granito-Gnáissico e a porção leste do Complexo de Cana Brava. Apresenta o seu limite oeste marcado por uma zona de falha.

5.2.1.1 - Fase D_n

Estrutura Planar - Foliação S_n.

A foliação S_n apresenta-se bem desenvolvida, sendo a principal estrutura milonítica da área de estudo. No Complexo Granito-Gnáissico esta foliação se desenvolveu como uma textura S-C, produzindo augen-gnaisses até termos de extrema deformação, onde os planos S-C se paralelizaram, originando gnaisses bandados e ultramiloníticos. No Complexo de Cana Brava a foliação S_n é penetrativa e caracterizada pela presença de planos S-C sigmoidais, dando origem predominantemente a milonitos e ultramilonitos (fig. 5.3 B). Diversas microestruturas foram originadas durante o desenvolvimento desta foliação, destacando os processos de formação de neoblastos e deformações intracristalinas.

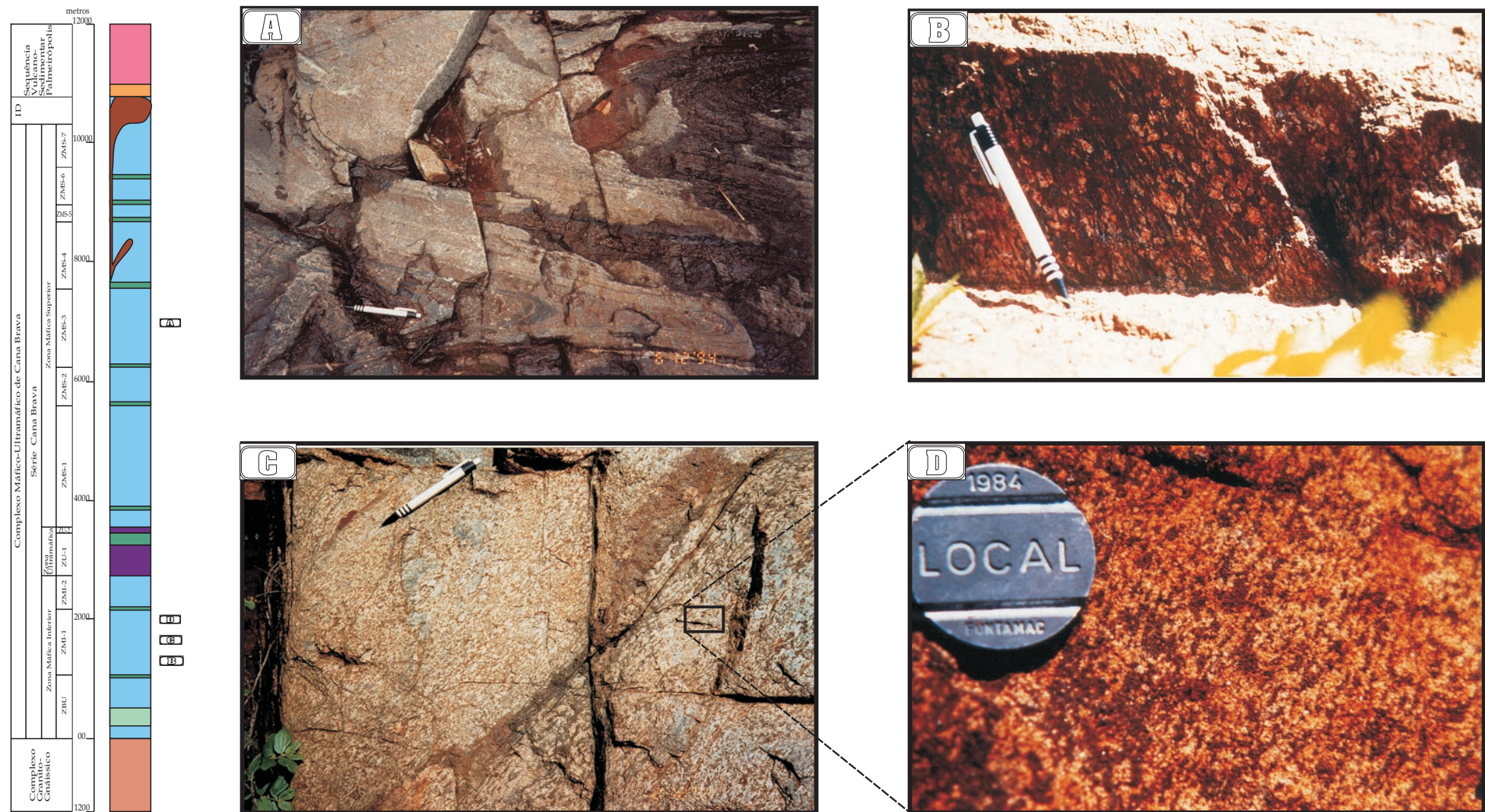


Figura 5.3 - Feições macroscópicas associadas ao evento dúctil D_n no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - A) Dobras métricas, com espessamento de charneira e plano axial paralelo à foliação S_n - Zona Máfica Superior. B) Lineações de estiramento de plagioclásio e piroxênios (plano XZ do elipsóide de deformação) - Zona Máfica Inferior C) Lineações minerais de hornblenda, sobre o plano de foliação S_n . D) Detalhe das lineações minerais (hornblenda) sobre o plano de foliação S_n .

Neste domínio a foliação Sn, derivada da fase de deformação Dn, apresenta concentrações máximas em N20E/58NW (Complexo de Cana Brava) e N21E/48NW (Complexo Granito-Gnáissico) (fig. 5.4), indicando uma similaridade no comportamento deformacional destas duas unidades geológicas.

Estruturas lineares

Neste domínio as lineações de estiramento Lxn e mineral Lmn associam-se a foliação Sn, sendo caracterizadas pela orientação dos minerais, geralmente com a exposição dos planos XY do elipsóide de deformação, sobre o plano da foliação Sn (fig. 5.3 C/D).

Nos litotipos do Complexo Granito-Gnáissico predominam lineações de estiramento Lxn, indicadas pelos porfiroclastos de K-feldspatos ou plagioclásio. No Complexo de Cana Brava a lineação de estiramento Lxn esta bem marcada por uma intensa deformação e orientação de porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio, enquanto a lineação mineral Lmn esta representada esporadicamente pela presença de anfibólio ou biotita.

As lineações mineral e de estiramento possuem concentração máxima, no Complexo Granito-Gnáissico, em 329/45. Nos litotipos do Complexo de Cana Brava estas concentram-se em 318/46 (fig. 5.5).

Quando se observa o ângulo entre a direção da foliação Sn (N21E/48NW) e as lineações Lxn\Lmn (329/45) dos litotipos do Complexo de Granito-Gnáissico, nota-se que esta é oblíqua (52°) com uma componente *down-dip* pouco desenvolvida. No Complexo de Cana Brava (Sn: N20E/58NW; Lxn\Lmn: 318/46) esta relação, é dada por um ângulo oblíquo de 62°, apresentando uma maior componente *down-dip* em relação ao Complexo Granito-Gnáissico.

Indicadores Cinemáticos

O sentido de movimento de massa no Domínio I foi obtido a partir de feições microtexturais em 6 lâminas delgadas orientadas, do Complexo de Cana Brava. Em função da pequena amostragem realizada, o sentido do movimento sugerido tem apenas um caracter indicativo.

As relações microtexturais indicativas do sentido de movimento de massa, frequentemente são marcadas por feições de assimetria dadas pela geometria entre porfiroclastos e sombras de pressão (Paschier & Simpson, 1986), rotações de cristais, formato das foliações S-C ou ainda pela configuração da deformação intracristalina com a foliação externa (Nicolas, 1984).

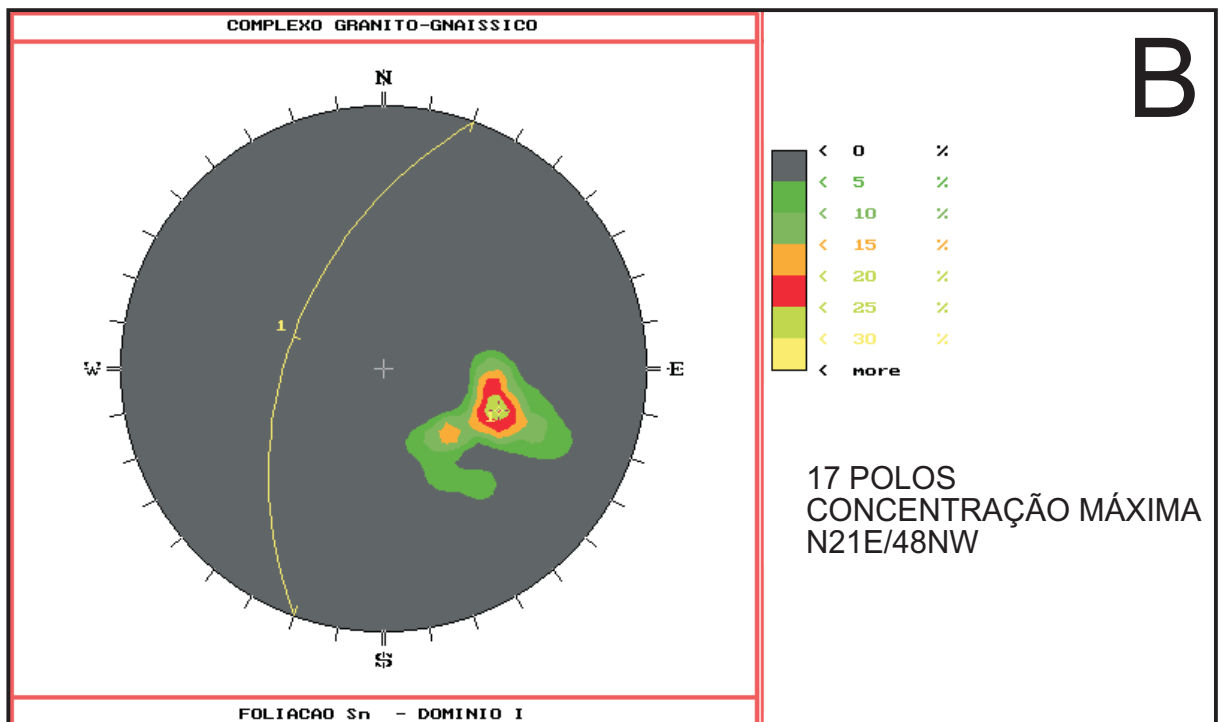
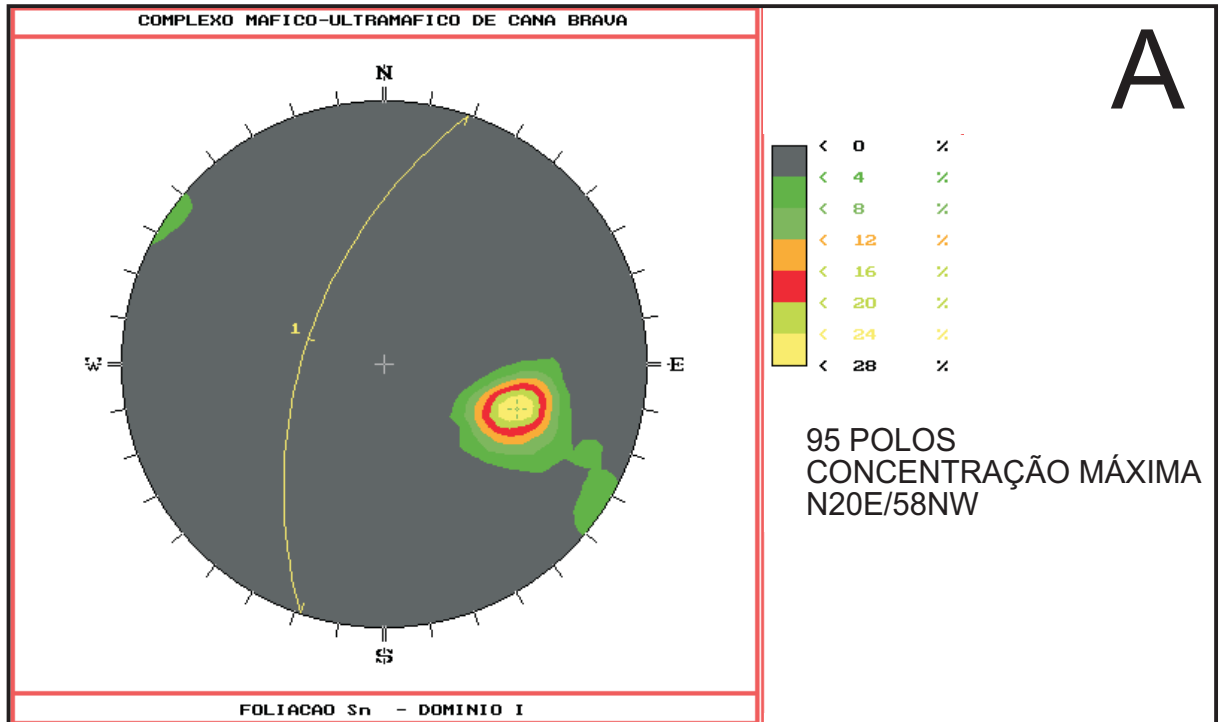


Figura 5.4 - Diagramas da foliação S_n - **Domínio I**, na área de estudo. **A)** Complexo de Cana Brava. **B)** Complexo Granito-Gnáissico.

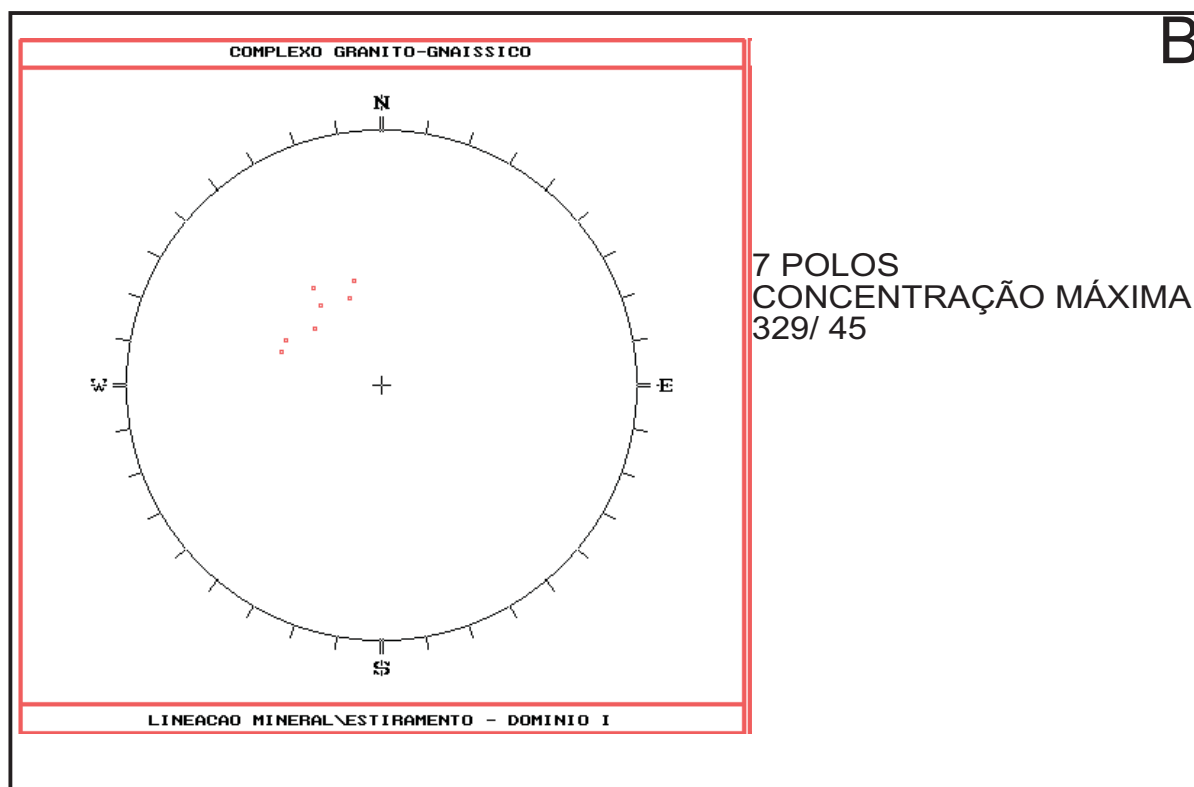
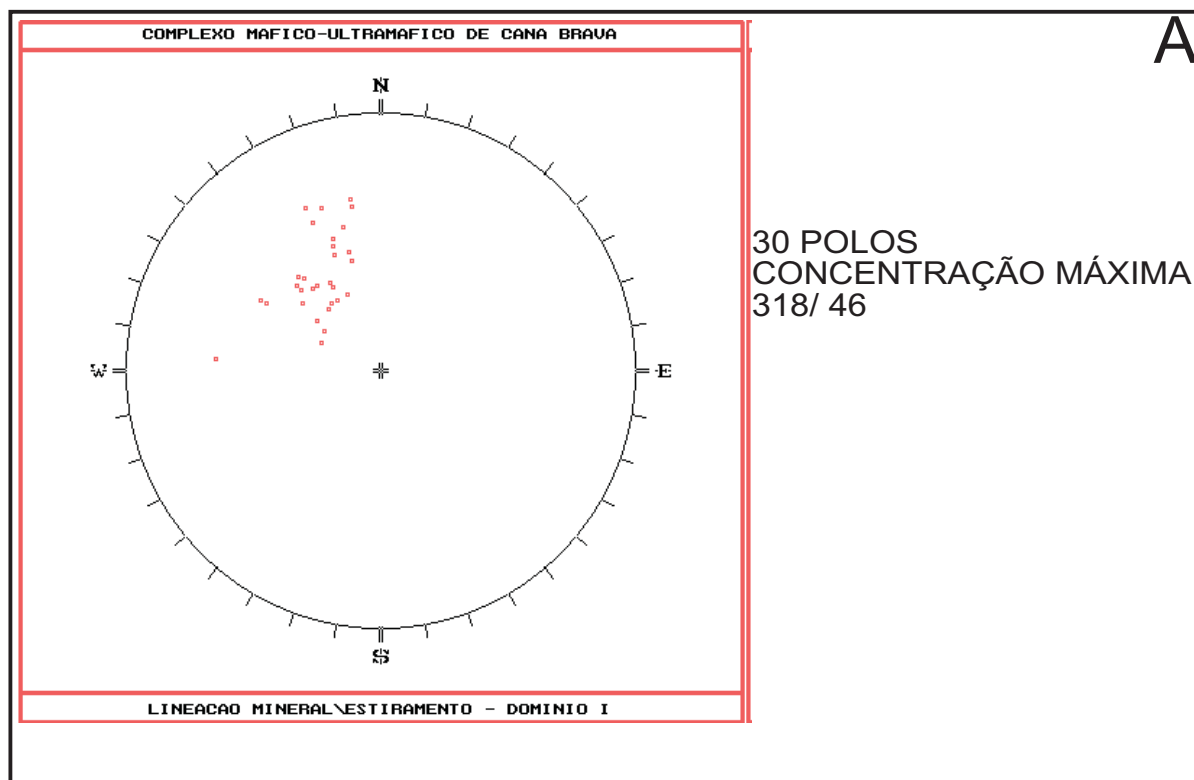


Figura 5.5 - Diagrama de lineação mineral e de estiramento no Domínio I. A) Complexo de Cana Brava. B) Complexo Granito-Gnáissico.

Os litotipos analisados foram representados por metagabronoritos, com porfiroclastos de ortopiroxênio apresentando-se deformados por cisalhamento simples e com uma máximo de estiramento (eixo X cimático) paralelos ao eixo “a” cristalográfico. Esta deformação proporcionou o deslocamento de lamelas de exsolução, de acordo com um mecanismo de sistemas de deslizamento (*slip system*), em relação a foliação externa, indicando o sentido de movimentação para um dado cristal. Uma outra feição observada foi a assimetria de sombras de pressão, bem como dos níveis segregados em sílica.

Nestas lâminas predominam indicadores cinemáticos dextrais, sendo portanto considerado provavelmente como o principal sentido de deslocamento de massa no Domínio I.

5.2.2 - DOMÍNIO II

Este domínio localiza-se na porção oeste do Complexo de Cana Brava sendo limitado pela zona de falha na região central do complexo e pelas Intrusões Noríticas, a oeste.

As principais feições da deformação dúctil são representadas por uma foliação S_n e lineações mineral (L_{mn}) e de estiramento (L_{xn}), desenvolvidas durante a fase D_n , porém com atitudes distintas das observadas no Domínio I. Localmente encontram-se dobras F_n , associadas à uma fase tardia ao evento de deformação D_n .

5.2.2.1 - Fase D_n

Estrutura Planar - Foliação S_n

A foliação S_n é penetrativa em grande parte do domínio II, associando-se a geração de milonitos. Em direção ao topo do complexo esta se torna pouco desenvolvida a ausente, prevalecendo texturas protomiloníticas a isotrópicas.

Caracteriza-se por uma atitude com concentração máxima em N01E/67SE (fig.5.6 A) e por possuir caimentos contrários a aqueles observados no Domínio I.

Estruturas Lineares - Lineações $L_{mn}\backslash L_{xn}$

As lineações $L_{mn}\backslash L_{xn}$ associam-se a Fase D_n , representadas por orientações de anfibólio\biotita e porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio sobre a foliação S_n .

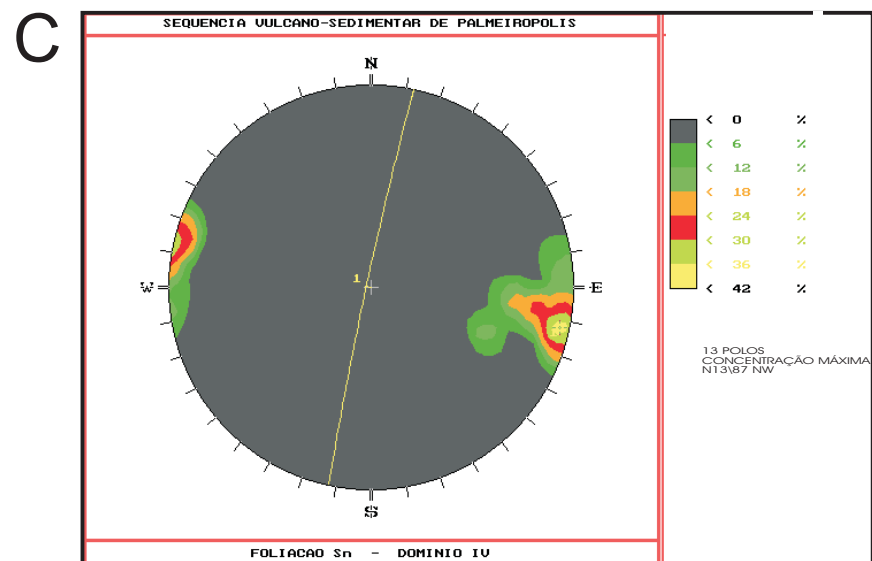
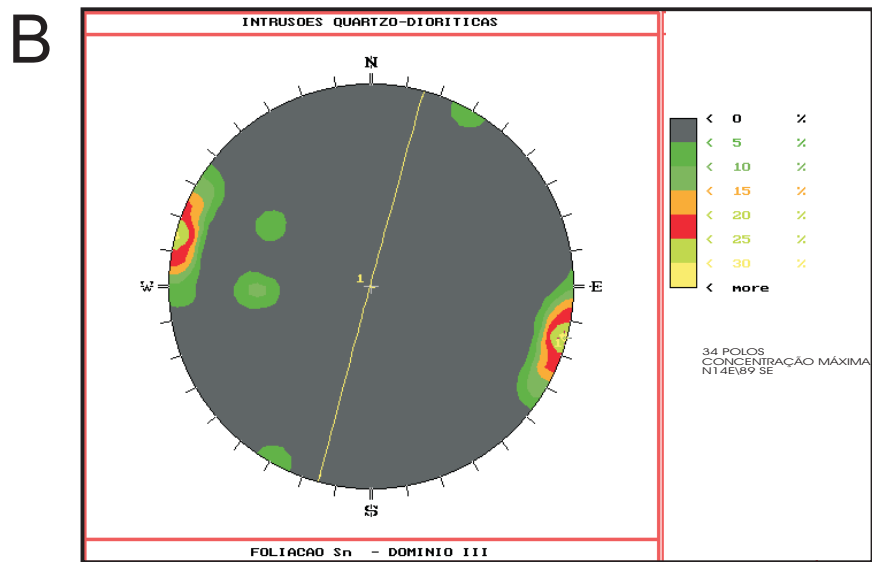
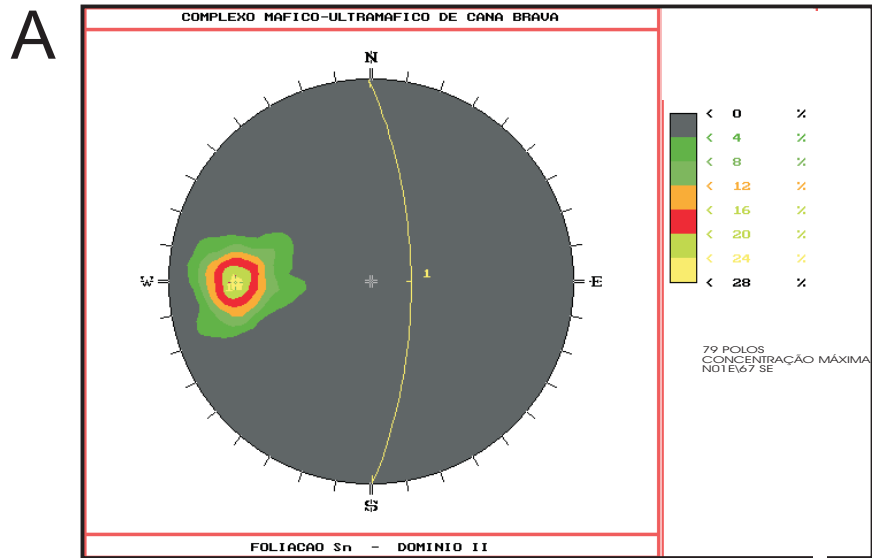


Figura 5.6 - Diagramas da foliação S_n nos domínios II, III, IV da área de estudo. A) Domínio II (Complexo de Cana Brava), B) Domínio III (Intrusões Noríticas), C) Domínio IV (Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis).

As atitudes das lineações possuem uma concentração máxima em 049/32, apresentando-se oblíqua em relação a foliação S_n e com direção\caimento distintos dos observados no Domínio I (fig. 5.7 A).

Indicadores Cinemáticos

Os indicadores cinemáticos considerados para o Domínio II correspondem às feições microestruturais obtidas em 5 lâminas delgadas orientadas. Foram utilizadas as relações de assimetria das microestruturas em relação a foliação S_n , como descritos no Domínio I.

Estas feições mostram-se preferencialmente com um deslocamento dextral, considerado como o principal sentido de movimentação de massa para o Domínio II.

Dobras F_n

A presença de dobras neste domínio foi observada em uma única localidade (TML-341), caracterizada por dobras F_n decimétricas a métricas, assimétricas, similares, fechadas, com espessamento de charneira, do tipo 2 (Ramsay, 1967) e com o plano axial de direção e caimento paralelos a foliação S_n (fig. 5.3 A). Possuem feições típicas de dobras originadas por cisalhamento flexural. O eixo da dobra apresenta atitude 190/02.

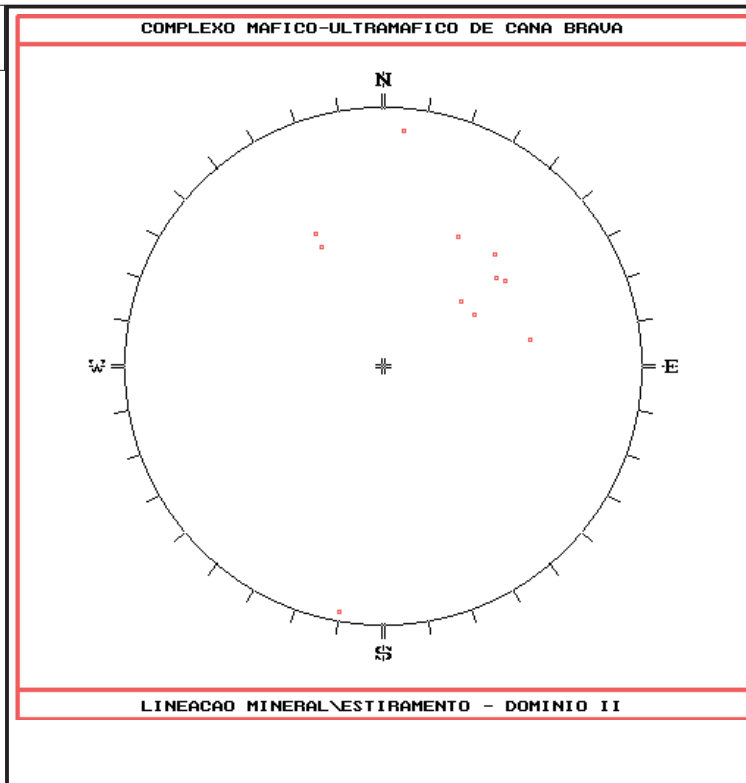
Nas dobras de cisalhamento flexural atua um cisalhamento simples paralelo aos flancos das dobras, produzindo uma distribuição da deformação onde os eixos X do elipsóide de deformação são divergentes em relação ao centro ou núcleo da dobra (Parker, 1983).

Os estratos que apresentam-se dobrados correspondem a bandamentos metamórficos centimétricos, associados a foliação S_n e frequentemente com intensa substituição da mineralogia granulítica (piroxênios) por uma assembléia do fácies anfíbolítico (biotita\anfíbólio\granada).

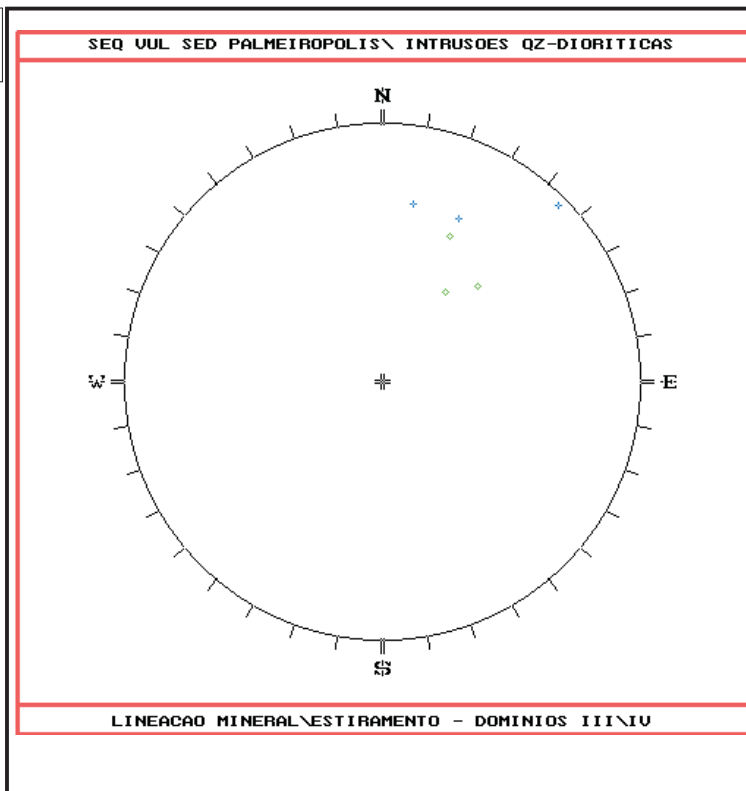
Considerando as relações das características estruturais das dobras com a foliação S_n , além do mecanismo de cisalhamento flexural para o seu desenvolvimento, sugere-se que estas tenham se desenvolvido em uma fase tardia do evento de deformação dúctil D_n .

5.2.3 - DOMÍNIO III

Este domínio localiza-se na porção oeste da área sobre as Intrusões Noríticas e uma pequena porção do Complexo de Cana Brava, apresentando-se limitado a oeste pela Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

A

11 POLOS
CONCENTRAÇÃO MÁXIMA:
049/32

B

+ DOMÍNIO IV

◆ DOMÍNIO III

6 POLOS
CONCENTRAÇÃO

DOMÍNIO III: 025-035/26-44
DOMÍNIO IV: 010-045/02-20

Figura 5.7 - Diagrama de lineação mineral \ estiramento dos domínios II, III e IV. A) Domínio II ; B) Domínio III e IV.

5.2.3.1 - **Fase Dn**

Estrutura Planar - Foliação Sn.

Neste domínio predomina uma foliação Sn pouco penetrativa associada a Fase Dn e caracterizada por orientações de anfibólio e biotita.

Faixas com intensas taxas de deformação dúctil são encontradas principalmente no contato das Intrusões Noríticas com o Complexo de Cana Brava e a Seqüência Vulcão-Sedimentar de Palmeirópolis, desenvolvendo estruturas gnáissicas a ultramiloníticas. Localmente observam-se acamamentos ígneos (S0) com atitude N61W/90.

A foliação Sn possui uma concentração máxima em N14E/89SE (fig.5.6 B), caracterizada por caimentos aproximadamente verticais, nas faixas de intensa deformação, ou com uma inclinação mais pronunciada para SE na região central deste domínio.

Estruturas Lineares - Lineações Lmn\Lxn

Neste domínio foram obtidas poucas medidas, das estruturas lineares, o que torna o significado destas apenas com um carácter especulativo. As lineações Lmn e Lxn são representadas respectivamente por orientações de biotita e quartzo, com atitudes variáveis dadas por 025-035/26-44 e dispendo-se sobre a foliação Sn (fig. 9.7 B)

Dobras Fn

As dobras presentes neste domínio encontram-se preferencialmente nas faixas de intensa deformação, representadas pelos gnaisses. São dobras isoclinais a fechadas, geralmente intrafoliais, com flancos transpostos e com plano axial paralelo a foliação Sn.

Devido ao reduzido número de dados as atitudes são apenas indicativas. Possuem eixo de dobra em 190/35, paralelos à direção da foliação Sn e mostrando indicadores cinemáticos dextrais (fig. 3.8 B). Estas dobras são típicas de zonas de cisalhamento, mostrando-se geneticamente associadas a formação da foliação Sn.

5.2.4 - DOMÍNIO IV

Este domínio situa-se na porção mais oeste da área, localizado sobre a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, distinguindo-se dos demais por apresentar feições polideformacionais.

A presença de várias fases de deformação foi observada localmente (TML-377 e 393) em anfibolitos da SVSP, onde dobras isoclinais assimétricas com planos axiais paralelos a foliação principal, considerada como Sn, aparecem afetando uma estrutura planar anterior denominada de Sn-1. As dobras associadas a foliação Sn, denominadas de Fn, foram posteriormente dobradas por dobras abertas Fn+1, derivadas de um fase de deformação Dn+1.

5.2.4.1 - Fase Dn-1

Esta fase esta representada nos anfibolitos por uma estrutura planar Sn-1 penetrativa, considerada com uma foliação anterior ou um acamamento S0, afetada por dobras Fn.

5.2.4.2 - Fase Dn

Estrutura Planar - Foliação Sn.

A foliação Sn corresponde a principal estrutura planar presente em anfibolitos e xistos da SVSP. Mostra-se penetrativa e localmente (anfibolitos) plano axial às dobras Fn ou paralela à bandamento metamórfico, representado por níveis ricos em hornblenda e quartzo-feldspático.

Possui concentração máxima em N13E/87NW (fig. 5.6 C), distinguindo-se dos domínios II e III pelo retorno do caimento para oeste.

Estruturas Lineares - Lineações Lmn e Lxn.

As medidas efetuadas possuem caráter apenas informativo, devido a pequena amostragem de dados. As lineações são caracterizadas por orientações de hornblenda (Lmn) e/ou quartzo (Lxm) sobre a foliação Sn, possuindo atitudes em torno de 010-045/02-20 (fig. 5.7 B) e direções subparalelas (<10°) em relação da foliação Sn, sugerindo movimentos de massa preferencialmente direcionais.

Dobras Fn.

As dobras Fn foram observadas localmente em anfibolitos mostrando-se isoclinais e assimétricas, com plano axial paralelo à foliação Sn. Estas dobras sofreram interferências de dobramentos da Fase Dn+1, porém mantêm indicadores cinemáticos de movimentação sinistral.

5.2.4.3 - Fase Dn+1

Esta fase foi caracterizada localmente por dobras abertas de grande amplitude, direção N75-85W e plano axial vertical, sem o desenvolvimento de uma foliação plano axial ou estruturas lineares associadas.

Estas dobras afetam os dobramentos da Fase Dn, produzindo ondulações nos eixos de dobras Fn e foliação Sn.

5.3 - DISCUSSÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS.

As principais características da deformação dúctil nos domínios estruturais estão representadas na figura 5.1 e anexo III, destacando-se os seguintes aspectos:

- Os domínios I e II são separados por uma contínua e extensa zona de falha na região central do complexo, possuindo atitudes da foliação Sn convergentes em direção à esta falha. No Domínio I a foliação Sn possui mergulho para oeste, enquanto no Domínio II a mesma apresenta-se com um mergulho para leste.

Domínio I

- O comportamento da foliação Sn mostra-se homogêneo, com caimentos para oeste e com atitude média no Complexo Granito-Gnáissico em N21E/48NW e no Complexo de Cana Brava em N20E/58NW.
- As lineações Lxn/Lmn mostram-se preferencialmente oblíquas a *down-dip* em relação a foliação Sn, com concentração máxima em 329/45 e 318/46, respectivamente para os complexos Granito-Gnáissico e de Cana Brava, e com indicadores cinemáticos dextrais.
- O contato dos complexos de Cana Brava e Granito-Gnáissico é marcado pela presença de uma zona ultramilonítica caracterizando um contato tectônico por meio de uma falha reversa, com características oblíquas a *down-dip* e sentido de movimentação provavelmente dextral.

Domínio II

- A foliação Sn apresenta atitude média N01E/67SE e lineações Lmn\Lxn oblíquas e concentração em 049/32, além de indicadores cinemáticos preferencialmente dextrais.

Domínio III

- Caracteriza-se por um aumento do ângulo de caimento da foliação Sn (N14E/89SE) em relação ao Domínio II e movimentos dextrais associadas.

Domínio IV

- Situa-se sobre rochas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis com características polideformacionais, caracterizadas pelas fases Dn-1, Dn e Dn+1, onde os movimentos de massa associadas a foliação Sn (N13E/87NW) são aparentemente de caráter direcional e sentido sinistral.

5.4 - CARACTERÍSTICAS MICROESTRUTURAIS DA DEFORMAÇÃO DÚCTIL

5.4.1 - MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL INTRACRISTALINA

Os materiais rochosos podem apresentar um comportamento deformacional descontínuo, resultando em fraturamentos sob um regime rúptil, ou contínuo quando submetidas a condições dúcteis apresentando principalmente a ação da deformação plástica. Uma análise dos mecanismos e produtos da deformação contínua, ao nível dos cristais, foi apresentada por Nicolas & Poirier (1976) e Nicolas (1984), descritos brevemente a seguir.

Os cristais sob a ação de uma tensão desviante podem se deformar por processos de deformação plástica, caracterizada por deslizamentos dos planos reticulares, controlados por defeitos pontuais, lineares e planares do retículo cristalino.

Os defeitos pontuais são caracterizados por vacâncias que atuam na difusão de átomos permitindo a substituição dos sítios estruturais e átomos interticiais, podendo causar modificações estruturais e elétricas, devido ao seu volume e carga.

Os defeitos lineares produzem um **sistema de deslizamento** (*slip system*) que corresponderão a planos e direções onde se requer o mínimo de energia para produzir um deslocamento elementar. Os diversos **planos de deslocamento** correspondem a planos reticulares de empacotamento denso ou planos nos quais fortes ligações não necessitam ser quebradas (Ex.:

enstatita - (100) [001]), enquanto as direções de deslizamento (*Burgers vetor*) correspondem aos menores parâmetros da cela unitária ou direções paralelas a fortes ligações químicas (ex.: olivina (010) [100]). O mecanismo de deformação considera dois tipos de deslocamentos: **deslocamentos de borda** (*edge dislocation*) e **em parafuso** (*screw dislocation*).

Os defeitos planares são responsáveis pelo aparecimento de deslocamentos de paredes, superficial e formação de geminação. Os deslocamentos de paredes podem dar origem a subgrãos, por mecanismos caracterizados por paredes inclinadas (*tilt walls*) e paredes em curva (*twist walls*). Os cristais podem acomodar deformações heterogêneas, com rotações do retículo, confinadas às paredes de deslocamento. O processo de geminação mecânica se dá por cisalhamento simples paralelo ao plano de geminação e ao longo de uma direção preferencial.

A presença de *kink-bands* e geminações mecânicas esta associada à deformação plástica de baixa temperatura, enquanto à alta temperatura uma rápida difusão se torna mais ativa, com novos produtos da deformação representados por poligonizações *climb* e recristalizações.

As **recristalizações** podem ser **primárias**, quando formadas sintectonicamente ou **estática** (*annealing*), quando formadas tardiamente. Uma **recristalização secundária** pode atuar em função da energia superficial dos cristais, tendendo a gerar uma estrutura em mosaico com limites curvilineares ou planares e contatos próximos a 120°.

O mecanismo das recristalizações se dá por **rotação** de subgrãos ou por **nucleação-migração** de grãos de borda. O processo de rotação tende a formar subgrãos (neoblastos) com orientações cristalográficas próximas aos dos porfiroclastos que o deram origem, dispondo-se adjacentes a estes.

As recristalizações por nucleação-migração desenvolvem-se dentro de porfiroclastos por migração de borda. A recristalização por nucleação predomina a baixas temperaturas caracterizando-se pela presença de um manto de neoblastos, com orientações mais difusas, envolvendo e substituindo internamente os porfiroclastos. A recristalização por migração desenvolve-se à condições de elevadas temperaturas, produzindo neoblastos grandes, em menor número e com orientações cristalográficas próximas aos dos porfiroclastos.

Um outro importante fator atuante durante a deformação é a presença de fluidos que atuam sobre grãos produzindo mudanças de forma, devido principalmente a processos de difusão, onde a deformação plástica é secundária ou acessória. A tensão aplicada a um grão pode promover a dissolução de parte deste, com a consequente difusão de átomos através de fluidos em outra face, o que pode gerar concentrações residuais de “minerais insolúveis”.

Os mecanismos de deformação contínua descritos anteriormente podem ser aplicados a zonas de deformação heterogênea, onde estão presentes principalmente processos de cisalhamento,

estiramento e encurtamento, caracterizando respectivamente zonas de cisalhamento, *boudins* e dobramentos. No presente estudo foram enfocadas as feições de zonas de cisalhamento.

5.4.2 - ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTIL

As rochas quando submetidas à tensões mostram um comportamento deformacional que varia de regimes dúctil (deformações elástica, viscosa e plástica) a frágil (deformação rúptil).

Sibson (1977) e Ramsay (1980) associaram aos diferentes níveis crustais distintos regimes deformacionais, classificando-os em zonas de cisalhamento **dúctil**, **rúptil-ductil** e **rúptil**. As zonas de cisalhamento em regime dúctil caracterizam-se principalmente pela presença de rocha milonítica, na qual o processo de deformação plástica é dominante, representado por um cisalhamento simples heterogêneo (Ramsay,1980; White *et. al.*,1980).

A formação destas zonas associam-se a um processo de *strain softening*, concentrando as tensões aplicadas em zonas de alta deformação dúctil (White *et. al.*,1984).

As feições deformacionais ao nível dos grãos, em zona de cisalhamento, foram amplamente notificadas na literatura, destacando os trabalhos de Ramsay (1980), Nicolas & Poirrie (1976), Simpson (1983), Vernon (1983) Bell & Hammond (1984), White *et. al.* (1980); Passchier & Simpson (1986), que descreveram a presença de deslizamentos intracristalinos gerando geminações mecânicas, *kink-bands*, extinções ondulantes-recristalizações, formação de neoblastos e recuperações de cristais, texturas *mortar*, microbandamentos miloníticos, formação de sombras/franja de pressão, entre outros.

Algumas das feições microscópicas são indicativas do sentido do cisalhamento simples, denominados de indicadores cinemáticos. Estes são representados principalmente por foliação S-C, assimetria do sistema porfiroclástico (Passcier & Simpson,1986), rotação de porfiroclastos e disposição de lamelas de exsolução\geminção do cristal em relação aos planos cisalhantes.

White *et. al.* (1980) associaram aos milonitos uma diminuição dos grãos por recristalização ou neoformação de minerais em um regime dúctil, podendo apresentar uma subsidiária deformação frágil atuando em cristais rígidos, promovendo sua rotação e formação de feições de fraturamento do tipo *pull-apart*.

Os processos envolvendo a interação com fluidos resultam em mecanismos do tipo dissolução ou formação de fraturas, por fraturamento hidráulico, sendo o seu desenvolvimento em zonas de deformação dúctil pouco provável (Nicola,1984).

5.4.3 - FEIÇÕES MICROESTRUTURAIS NA ÁREA DE ESTUDO

Uma sinótese das feições deformacionais observadas à nível microscópico, na área de estudo é apresentada na tabela 5.1.

As feições deformacionais presentes nos litotipos das unidades geológicas da área, destacam-se pelos seguintes aspectos:

I - Complexo de Cana Brava

- Apresentam texturas típicas de deformação dúctil.
- Predominam feições deformacionais miloníticas, localmente com texturas isotrópicas.
- Ocorre um progressivo aumento na taxa de deformação dúctil a partir do topo até o contato basal do complexo, indicado pela presença gradual de protomilonitos ⇒ milonitos ⇒ ultramilonitos (fig. 5.8 A a C).
- Ocorrem discretas zonas de intensa deformação dúctil no interior do complexo, produzindo ultramiloníticos ricos em quartzo (fig. 5.8 D).

II - Intrusões Noríticas

- Predominam texturas isotrópicas a pouco deformadas, com texturas miloníticas a ultramiloníticas restritas às faixas de deformação (formando gnaisses), na região de contato com o Complexo de Cana Brava.

III - SVS de Palmeirópolis

- Mostram texturas típicas de um regime de deformação dúctil

IV - Complexo Granito-Gnáissico

- Possui feições microestruturais típicas da ação de um regime de deformação dúctil
- Possui feições de um progressivo aumento da taxa de deformação dúctil, em direção ao contato com o Complexo de Cana Brava.

As observações descritas, sugerem que um evento de deformação dúctil atuou extensivamente na área, com um máximo de deformação presente no contato do Complexo de Cana Brava com o Complexo Granito-Gnáissico.

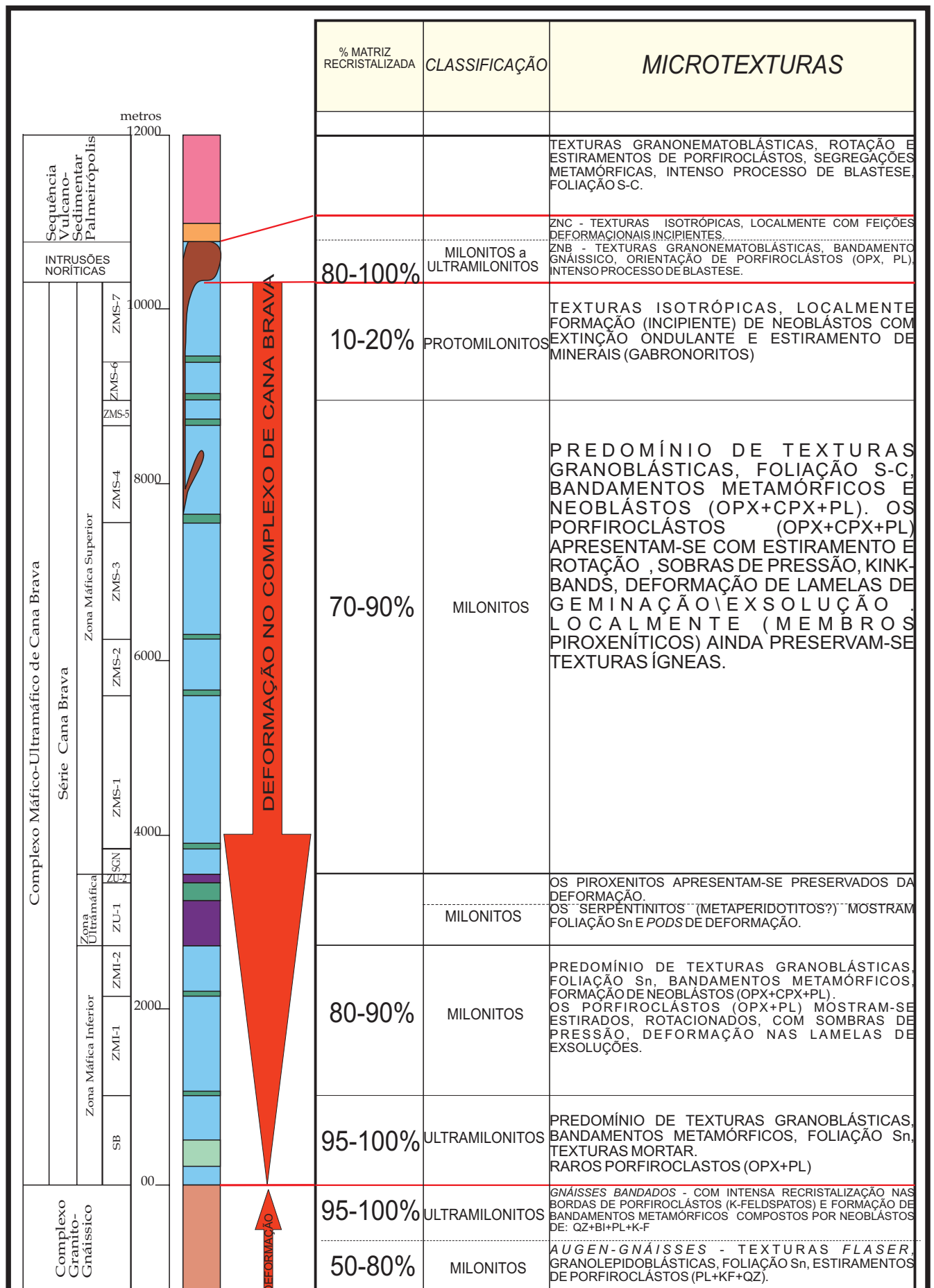


Tabela 5.1 - Descrição das feições texturais da deformação dúctil, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

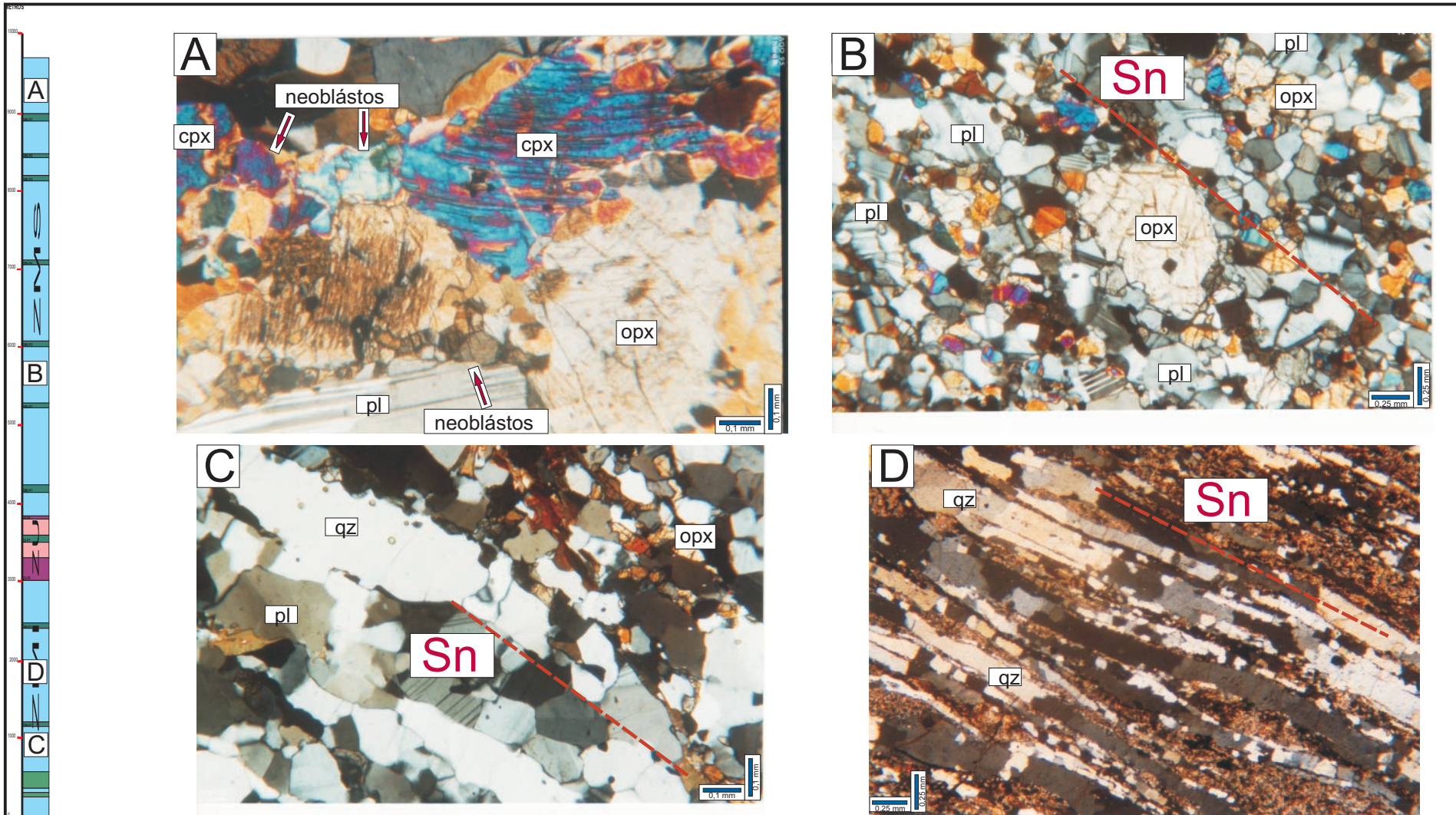


Figura 5.8 - Fotomicrografia das variações texturais durante a deformação dúctil e desenvolvimento da foliação Sn, no Complexo de Cana Brava. A) Protomilonitos, com o predomínio de porfiroclastos e pequena porcentagem de matriz granoblástica. B) Milonitos com o predomínio de matriz granoblástica (opx+cpx+pl) orientada segundo a foliação Sn. C) Ultramilonitos composto predominantemente por matriz granoblástica (opx+cpx+pl), com segregações de quartzo orientadas segundo a foliação Sn. D) Ultramilonitos ricos em quartzo, com o predomínio de segregações de quartzo, separados por níveis sericiticos + rutilo.

5.5 - ESTRUTURA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA, NA ÁREA DE ESTUDO

Na área de estudo as principais feições de deformação se relacionam ao evento de deformação dúctil (Dn), provavelmente desenvolvida em elevados níveis crustais, produzindo uma modificação no posicionamento original do complexo. Este evento promoveu uma reorientação dos acamamentos ígneos, os quais se (sub)paralelizaram a foliação Sn.

No perfil geológico esquemático (fig. 5.9), pode-se observar que na área a foliação Sn e as unidades estratigráficas apresentam caimentos convergentes em direção a região da falha central. O limite oeste do Complexo de Cana Brava corresponde provavelmente a uma falha reversa oblíqua, com movimentação dextral. No domínio I podem ainda ser observadas outras zonas de falha, que aparentemente possuem a mesma movimentação da falha na base do complexo.

O contato da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis com Complexo de Cana Brava e as Intrusões Noríticas, se faz por meio de uma falha, provavelmente direcional e com sentido de movimentação sinistral. A estrutura observada na área de estudo, assemelha-se ao modelo de: **a) estrutura em *pop-up*** ou **b) estrutura em flor positiva**.

Elliott (1981) e Butler (1982) consideraram a formação de uma estrutura de *pop-up* e cinturões de cavalgamento, associados a regimes compressivos. Nestas condições pôde-se desenvolver um encurtamento das camadas, antes de se desenvolverem rampas frontais de cavalgamento, individualizando um plano de retro-empurrão (*back thrust*), uma rampa frontal, e uma estrutura alçada denominada de *pop-up* (fig. 5.10 A/B). Estes planos podem se encontrar ou truncar empurrões anteriores, formando uma zona triangular (Elliott,1981).

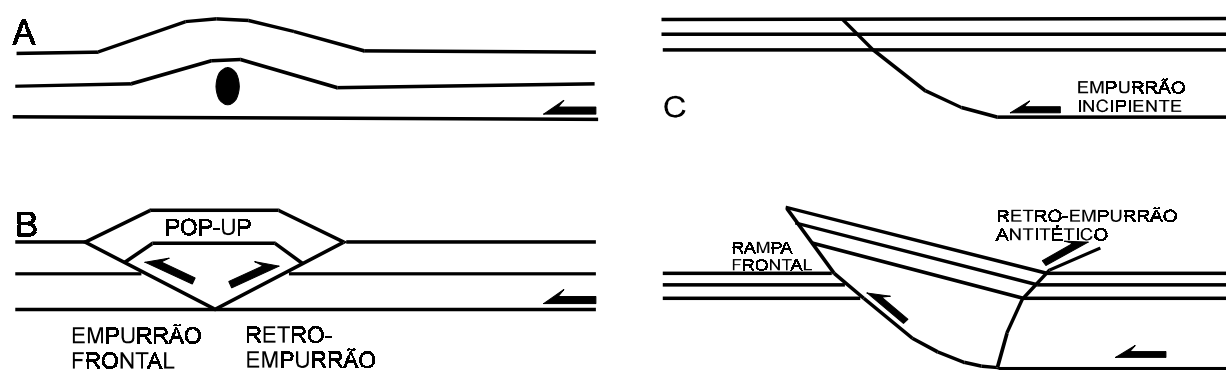
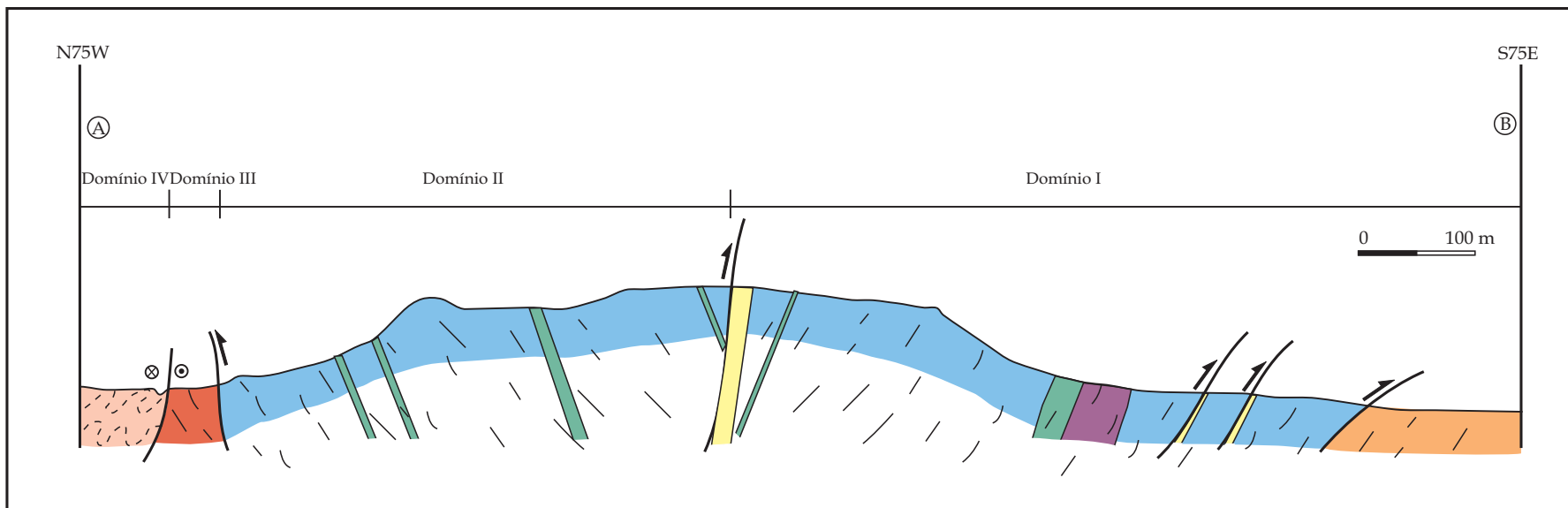


Figura 5.10 - A) Seqüência de desenvolvimento de uma estrutura “*pop-up*”. a) encurtamento paralelo ao acamamento, B) desenvolvimento do “*pop-up*” após o empurrão (Butler, 1982), C) Estrutura de *pop-up* desenvolvida por falha de retro-empurrão antitética (Mandl & Crans, 1981).



Sequência Vulcão-Sedimentar de Palmeirópolis

 Anfibolito

Intrusão Norítica

 Quartzo-norito, norito, gnáisses

Complexo de Cana Brava

 Ultramilonitos ricos em quartzo

 Piroxenito

 Serpentinito

 Metagabronorito

Complexo Granito-Gnáissico

 Gnaisses

Simbologia

 Falha reversa oblíqua

 Falha transcorrente sinistral

 Foliação S_n

Figura 5.9 - Perfil geológico da transversal L1000N, destacando-se os domínios estruturais do Complexo de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

Um outro modelo para formação de “*back thrust*” foi proposto por Mandl & Crans (1981) associado a rotação da porção cavalgada sobre a rampa frontal, com a formação de uma falha de retro-empurrão antitética (*antithetic back thrust*) (fig.5.10 C).

Um modelo alternativo para a formação de uma estrutura alçada, foi descrito por Lowell (1972) e Harding & Lowell (1979), denominada de **estrutura em flor positiva** e desenvolvida em zonas de transpressão, de um sistema de deformação do tipo *strike-slip* (fig. 5.11).

Para a formação de tal estrutura ocorre uma modificação na orientação da falha principal com o desenvolvimento de dobras e falhas reversas formando um ângulo 40 -45° com o traço da falha principal (Sanderson & Marchini, 1984 - fig.5.11 A/B). O vetor deslocamento nas superfícies de empurrão podem ter componentes de movimentações direcionais e *down-dip*.

Em tais regiões devido a movimentação direcional da falha principal, o eixo de dobras provavelmente rotaciona em direção a esta, acompanhado da rotação da lineação de estiramento. Tais estruturas em recentes regiões de falhas *strike-slip* são preservadas por elevações topográficas, marcadas por falhas de empurrão (Ramsay,1987) (fig. 5.11 C).

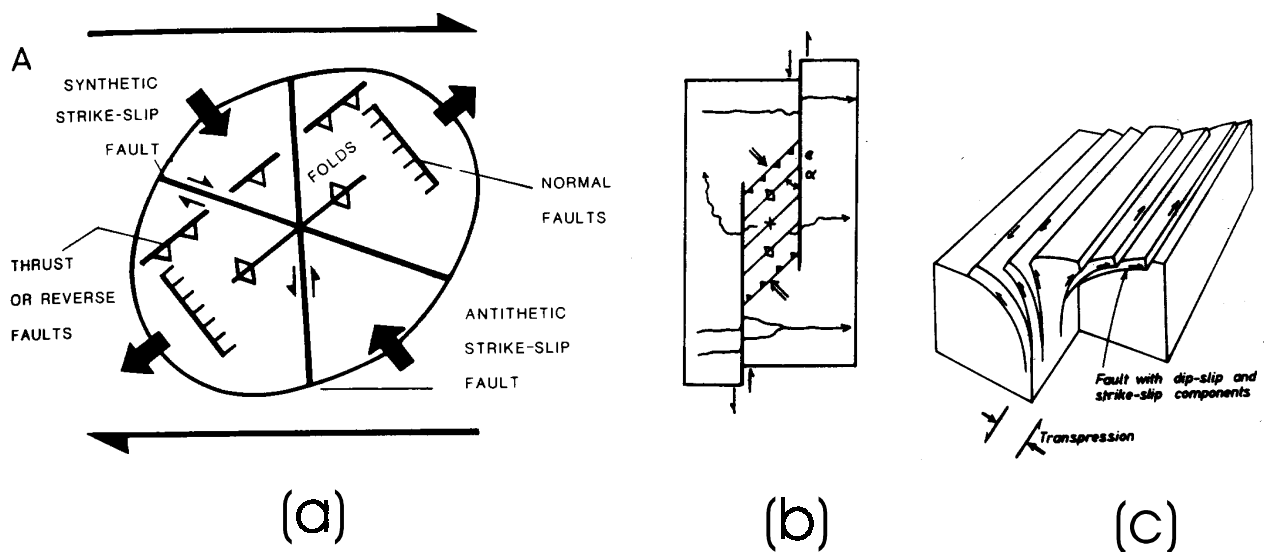


Figura 5.11 - Estrutura em flor positiva (Sanderson & Marchini, 1984; Ramsay,1987; Parker,1988)

Na porção sul do complexo (Mina SAMA-Cava A) Hasui & Magalhães (1990) observaram que dobras intrafoliais à Sn (com direção NS) apresentam eixos com atitudes em N-358/27, paralelos a lineações de estiramento e direção da foliação principal Sn. Sugeriram que o limite leste do Complexo de Cana Brava (com direção submeridional) corresponderia a uma rampa lateral e inclinada para oeste.

Na análise estrutural regional, efetuada por Fonseca & Dardenne (1995), foi delimitado um sistema de falhamento (**Sistema Rio Maranhão**) que se estende a leste do Complexo de Cana Brava até as proximidades do Complexo de Barro Alto, com características predominantemente frontal e reverso. Associados à estruturação dos Complexos de Cana Brava e Niquelândia e respectivamente às seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis e Indaianópolis, sugeriram a presença de uma estrutura do tipo megafior positiva, com falhas de retro-empurrão subordinadas. D'el-Rey Silva *et. at.* (1996) consideraram que o Complexo de Niquelândia foi deslocado de porções inferiores da crosta, através de uma rampa frontal, por um processo de *underthrusting*.

A configuração do Complexo de Cana Brava parece coincidir com uma estrutura do tipo fior positiva, o qual se encontraria de acordo com o modelo de formação proposto para o *Sistema do Rio Maranhão*, entretanto com maior obliquidade das falhas reversas. Porém, para o completo entendimento da estruturação observada na área de estudo, faz-se necessária a realização de trabalhos de geologia estrutural, de maior detalhe, ao longo de todo o Complexo de Cana Brava e de suas unidades geológicas adjacentes.

CAPÍTULO 06

PETROGRAFIA *METAMÓRFICA*

6.1 - INTRODUÇÃO

As paragêneses metamórficas das unidades geológicas da área de estudo e suas relações com os eventos deformacionais encontram-se descritos neste capítulo. Os eventos metamórficos foram subdivididos temporalmente em função das relações texturais, recebendo as seguintes denominações:

Mn - evento metamórfico principal - associado a fase de deformação Dn

Obs.: A notação foi acrescida do índice “+1”, para indicar um evento posterior a “n”

Cedo, Sin, Tardi: Relações temporais em mesmo evento metamórfico

Foram utilizados as seguintes simbologias:

<i>act</i> : actinolita	<i>dps</i> : diopsídio	<i>mu</i> : muscovita	<i>st</i> : serpentina
<i>bi</i> : biotita	<i>ep</i> : epidoto	<i>opx</i> : ortopiroxênio	<i>ti</i> : titanita
<i>cc</i> : carbonato	<i>gr</i> : granada	<i>pe</i> : penina	<i>zo</i> : zoisita
<i>cl</i> : clorita	<i>hb</i> : hornblenda	<i>pl</i> : plagioclásio	
<i>cpx</i> : clinopiroxênio	<i>kf</i> : K-feldspato	<i>qz</i> : quartzo	
<i>cz</i> : clinozoisita	<i>mt</i> : magnetita	<i>se</i> : sericita	

Nestas rochas máficas observa-se genericamente que a paragênese metamórfica de mais alto grau (**opx+cpx+pl**), está associada ao desenvolvimento da foliação Sn. Durante este evento dúctil os cristais primários (piroxênios e plagioclásio) sofreram uma deformação plástica e recristalizações em suas bordas (fig. 6.2 A/B).

Nas regiões onde predomina recristalização metamórfica formou-se bandamento metamórfico (centimétrico a milimétrico), composto por neoblastos de opx +cpx+ pl (similar assembléia mineral ao protólito ígneo), em condições do fácies granulito (fig. 6.3 A/B). Os neoblastos formados se distinguem dos relíctos ígneos pela menor dimensão, relações de recristalização estática e ausência de inclusões. Os neoblastos de piroxênios não mostram zonação óptica e apresentam delgadas e escassas lamelas de exsolução.

O metamorfismo granulítico observado relaciona-se ao desenvolvimento da foliação Sn em regime dúctil, o qual está presente em cerca de 90% da área. Esta associação indica que somente na região de topo do complexo, onde predominam protomilonitos e rochas com texturas cumuláticas, a ação do evento metamórfico, do fácies hiperstênio-granulito esteve praticamente ausente.

A formação da paragênese **opx+cpx+pl** foi sugerido por Spear (1981), através da reação: **hb₂+pl → opx+cpx+pl+hb₃ ± il + H₂O (a)**. A ocorrência da granada, associada a instabilidade de **opx+pl**, para pressões superiores a da reação “a”, é representada pela reação: **opx+pl → cpx+gr+qz (b)**, onde os produtos tornam-se eventualmente instáveis na presença de opx.

Green & Ringwood (1967) consideraram a ocorrência da granada controlada principalmente por razões Mg/Fe⁺² e Ca/Na, podendo se estabilizar a pressão de 8 a 10 kb e temperatura de 700° C, em uma associação do tipo: **cpx+gr+qz+hy+pl**.

As rochas da Zona Ultramáfica foram submetidas a uma deformação e metamorfismo distribuídas heterogeneamente, com a melhor preservação dos membros piroxeníticos da deformação e metamorfismo.

Localizadas zonas de cisalhamento (zonas de falha) de alto “*strain*”, com direção (sub)paralela a foliação Sn, são encontradas intercaladas nos granulitos máficos. São compostas principalmente por ultramilonitos ricos em quartzo, localmente bordejados por anfíbolitos. Próximo ao topo do complexo, as zonas de cisalhamento são constituídas por granada-anfíbolito e biotita-hornblenda-metagabronorito, indicando uma superposição da paragênese anfíbolítica sobre os granulitos.

Os ultramilonitos ricos em quartzo apresentam uma associação mineralógica formada por: **qz+pseudomorfos sericitizados? (±ru±hidróxidos de ferro)**. Ferreira Filho (1992) observou no Complexo de Niquelândia que similares litotipos estão acompanhados de um mineralogia de alto grau (silimanita+espínélio+granada+quartzo).

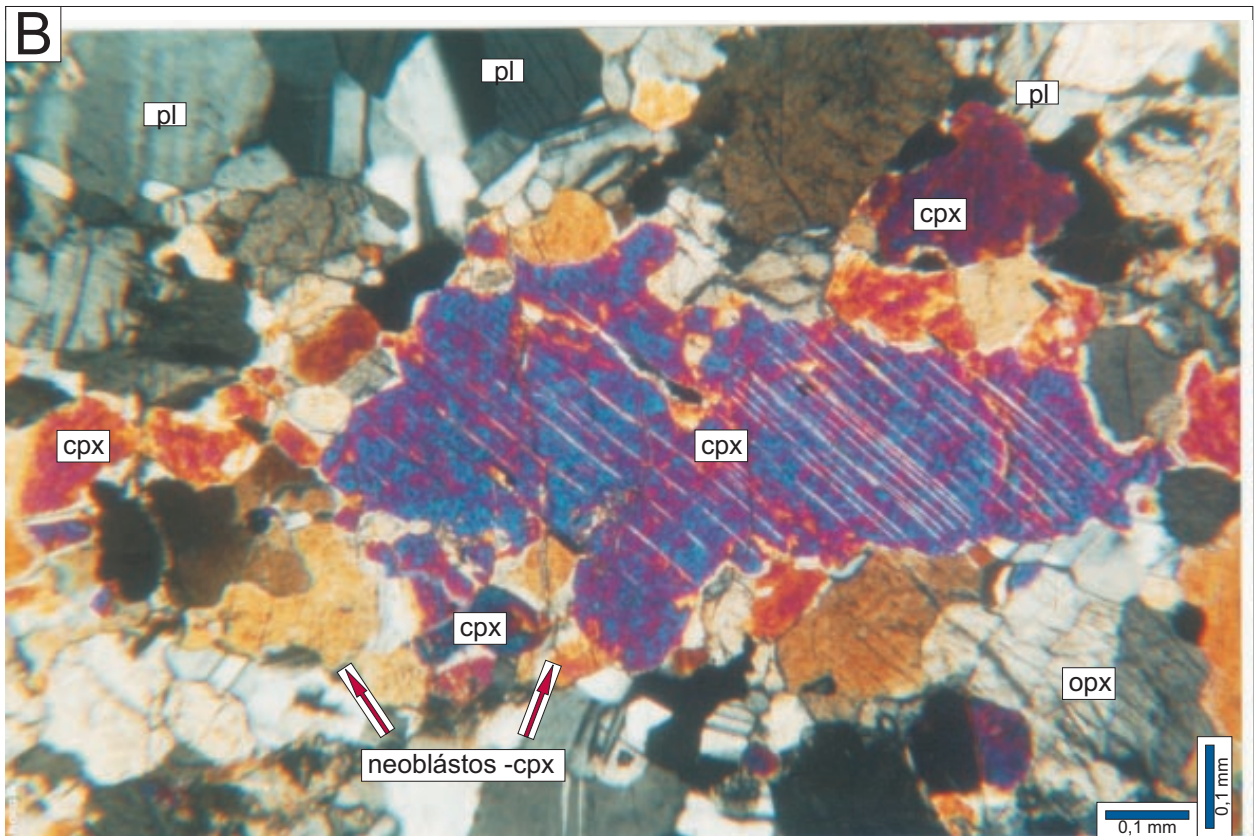
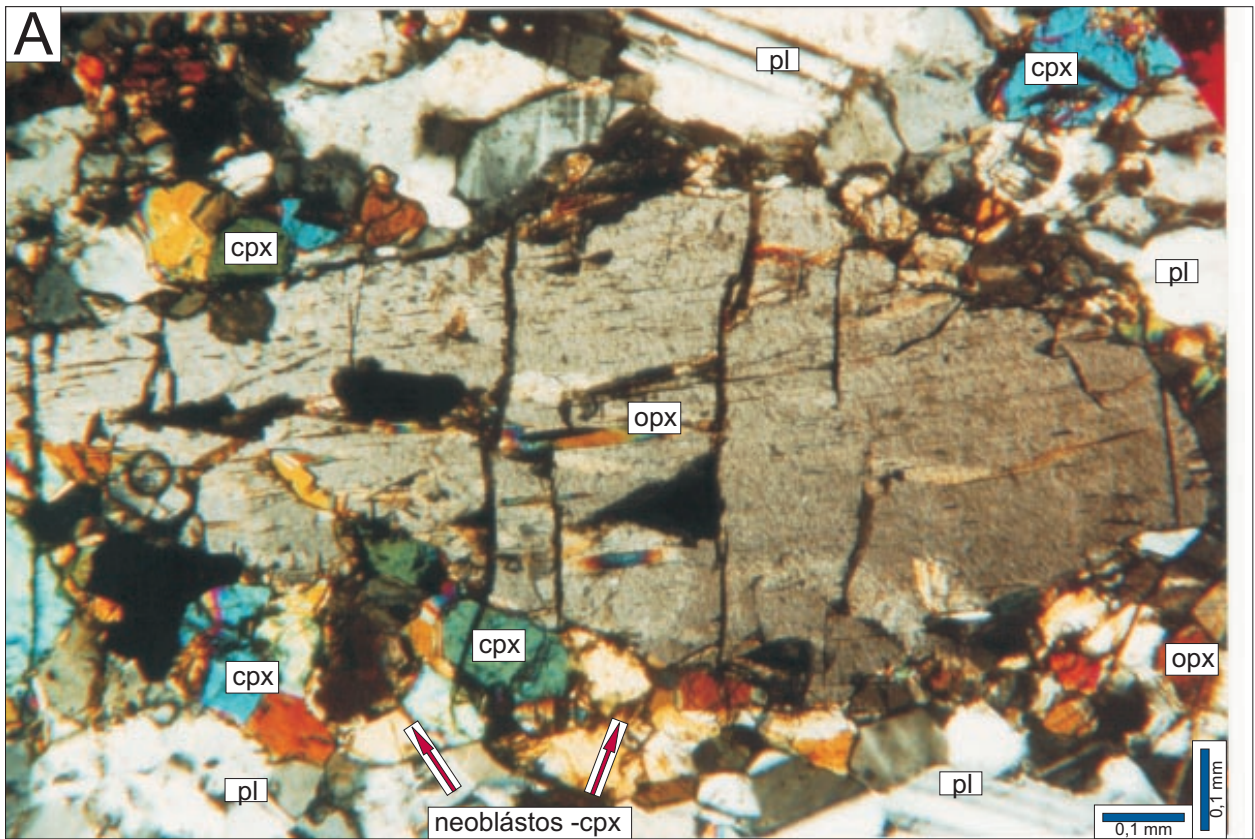


Figura 6.2 - Fotomicrografia das feições de deformação plástica sobre os piroxênios de gabronritos do Complexo de Cana Brava. A) Estiramento de porfiroclastos de ortopiroxênios segundo a foliação Sn, envolvido por matriz granoblástica de neoblóstos de clinopiroxênios e plagioclásio. B) Deformação de porfiroclásto de clinopiroxênio com a formação de neoblóstos na bordas.

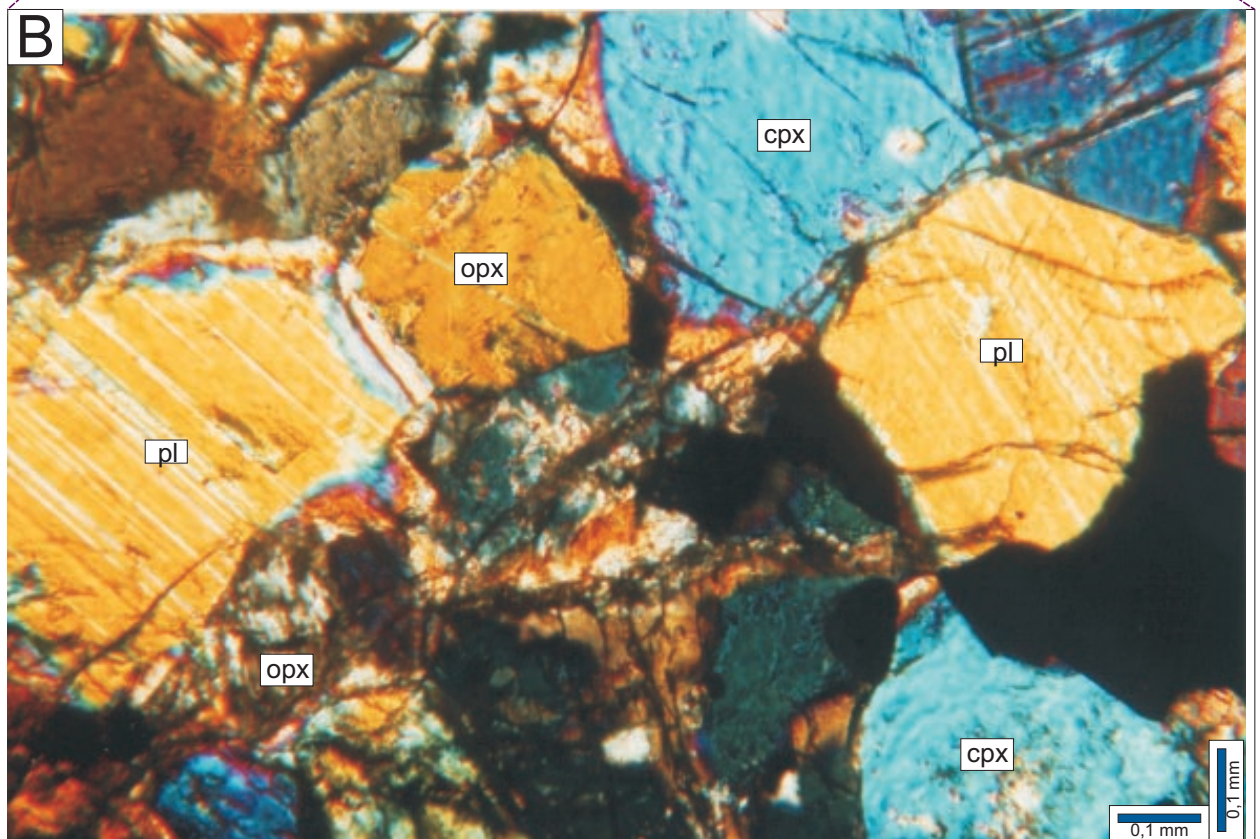
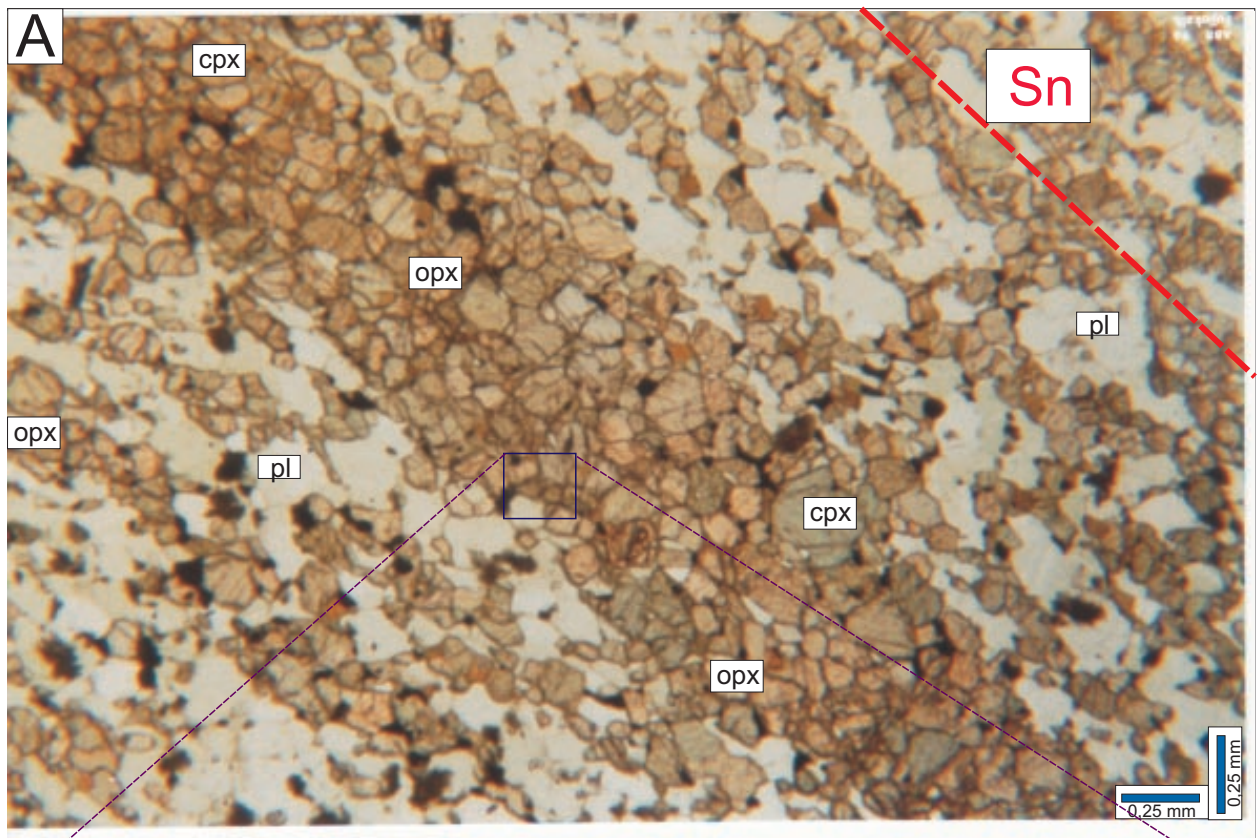


Figura 6.3 - Fotomicrografia com características de petrografia metamórfica dos gabronoritos no Complexo de Cana Brava . A) Bandamento metamórfico de níveis ricos em piroxênios e outros em plagioclásio, definindo a foliação Sn. B) Detalhe da textura granoblástica e junções tríplices entre neoblastos de cpx-opx-pl, que definem o fácies hiperstênio-granulito.

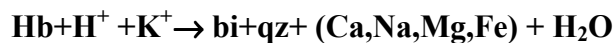
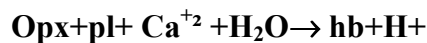
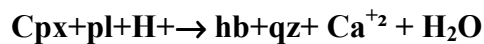
Estes litotipos associam-se a granulitos máficos intensamente deformados e ricos em segregações de quartzo, sugerindo uma gradação textural e mineralógica entre ambos. Nestas zonas de falha também podem ocorrer paragêneses do *fácies anfíbolito*, representadas pelas reações de hidratação com a formação de biotita-hornblenda-metagabronorito bandado, anfíbolito e granada-anfíbolito com as seguintes paragêneses:

Biotita-hornblenda-metagabronoritos bandado: **bi+hb+qz+pl** (fig. 6.4A/B)

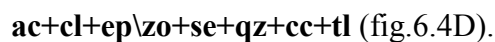
Anfíbolito: **Hb+qz+pl** (\pm il,ti,ep,zo) (fig.6.4C)

Granada-anfíbolito: **gr+hb+qz+pl**

Processos de hidratação sobre granulitos máficos foram descritos por Beach (1980), enfatizando um aumento da porcentagem modal do quartzo durante a transição da assembléia de piroxênios para hornblenda. Considerou o predomínio de reações de hidrólise, com o consumo de H^+ e liberação de cátions, em função da pervasiva migração de fluidos para o interior das zonas de cisalhamento, durante a deformação e retrometamorfismo do sistema. Sugeriu a seguintes reações para a ocorrência de hornblenda e biotita, a partir de piroxênios.:

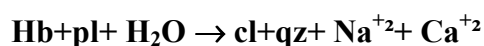
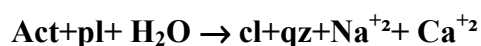
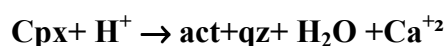


O processo retrometamórfico do *fácies anfíbolito* também atuou de forma pervasiva nos granulitos, substituindo piroxênios por anfíbolios e/ou biotita. Paragêneses de *fácies xisto-verde* são observadas predominantemente na Subzona Basal, devido a intensa substituição do piroxênio e plagioclásio, dando origem a uma assembléia do tipo:



A actinolita, clorita e/ou talco desenvolvem-se sobre pseudomorfos de piroxênios, enquanto epidoto, carbonatos e zoisita compõe uma massa criptocristalina de cor cinza escura, onde localmente podem ainda ser observados cristais de plagioclásio, intensamente substituídos.

Winkler (1976) sugeriu que a passagem de hornblenda para actinolita se dá próximo de 500°C, em condições semelhantes a ocorrência de granada em rochas metapelíticas. Beach (1980) sugeriu reações para formação de actinolita e clorita, dadas por:



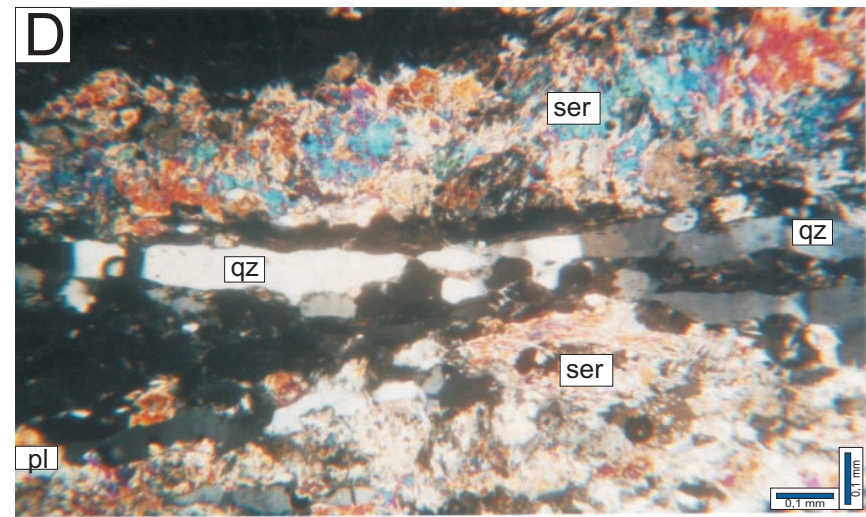
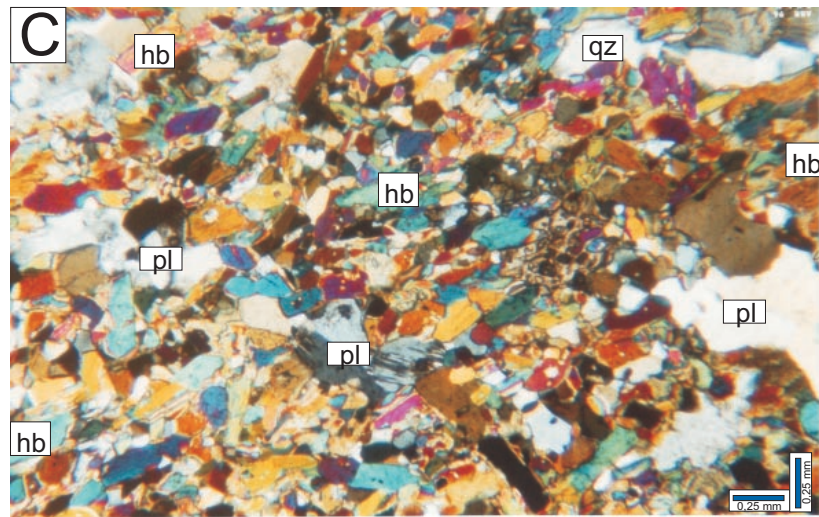
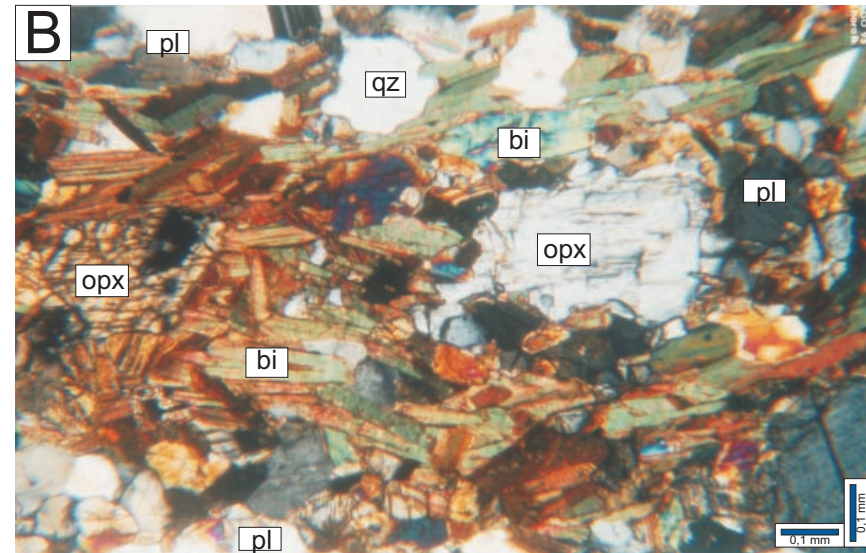
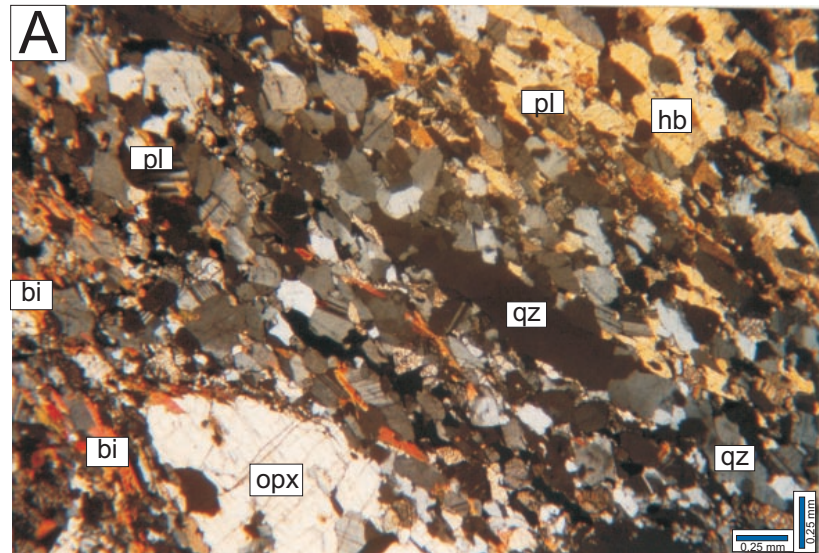


Figura 6.4 - Fotomicrografia das características retrometamórficas presentes no Complexo de Cana Brava. A) Bandamentos retrometamórficos marcando a foliação Sn, indicados por substituições dos piroxênios por hornblendas e/ou biotita. B) Substituições dos piroxênios por biotita, orientadas segundo a foliação Sn. C) Anfibolitos presentes em zonas de deformação sobre granulitos máficos. D) Substituições retrometamórficas dos piroxênios e plagioclásios por assembleia do fácies xisto verde (sericita + clorita).

Os xenólitos máficos apresentam diferentes intensidades de substituição das associações mineralis, gradando de norito (gabronorito), hornblenda-norito a diopsídio-anfibolito.

As paragêneses metamórficas observadas nos xenólitos foram agrupadas e estão representadas na figura 6.6.

	<i>Sn</i>					
	Fácies Anfibolito			Fácies Xisto Verde		
	M_N			M_{N+1} (retrometamorfismo)		
	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Diopsídio	████████████████████					
Plagioclásio	████████████████████					
Quartzo	████████████████████			████████████████████		
Biotita			████████████████████			
Hornblenda			██████████			

Figura 6.6 - Seqüência paragenética presente nos xenólitos de norito e anfibolito do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

Os xenólitos de norito (gabronorito) e hornblenda-norito mantêm uma associação mineralógica primária, formada por pl+opx (+cpx), às vezes com um intensa substituição de piroxênios, por hornblenda e biotita.

Os xenólitos de diopsídio-anfibolito ocorrem em zonas de extrema deformação, apresentando uma paragênese metamórfica de mais alto grau representada por: **cp_x+pl+hb+qz**

Esta paragênese indica condições de fácies anfibolito de alta temperatura, em função da presença do diopsídio. Spear (1981) considerou o aparecimento de diopsídio a partir da hornblenda, em temperaturas de 695±10°C a 738±09°C e pressões 0,5 a 3,0 Kb, (controlados pelo tampão HM) ou temperaturas de 768±08°C ,1,0 Kb e 788±08°C, 2,3 Kb, (sob a ação do tampãoQFM). Observou também que as fases ricas em Fe-Ti, estáveis a estas condições, são representadas por ilmenita e\ou ti-hematita. A hornblenda ocorre na matriz granonematoblástica ou substituindo o diopsídio, indicando relações metaestáveis entre estes.

Portanto, a associação dos xenólitos com os gnaisses estabelece aparentemente condições máximas de metamorfismo do *fácies anfibolito alto* , para a zona deformada das Intrusões Noríticas.

Na região de ocorrência dos granada-biotita-gnaisses foi relatada a presença de silimanita e cianita (Marini *et. al.*,1974; Girardi *et. al.*,1978), constituindo parte da paragênese metamórfica dos gnaisses e portanto indicativas de condições de metamorfismo de alto grau. Esta associação não foi encontrada na área de estudo.

As condições de estabilidade destes litotipos devem ter alcançado o fácies anfibolito, atestado pela paragênese: **hb verde + gr+pl+qz+bi**, com temperaturas de 500-600° C e pressões de 4-5 kbar, atribuídas para formação da granada (Winkler, 1976).

Em uma etapa subsequente foram atingidas condições retrometamórficas do *fácies epidoto-anfibolito*, caracterizado pela presença de anfibólio de cor azul-esverdeada, substituindo anfibólio de cor verde. O limite inferior deste fácies é da ordem de 475° C (Spear,1981).

O muscovita-quartzo-xisto possui uma assembléia de mu+qz e pseudomorfos provavelmente de granada, completamente substituídos por sericita, dificultando na caracterização do fácies metamórfico.

6.2.4 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

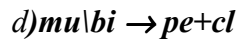
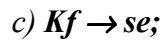
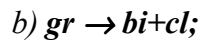
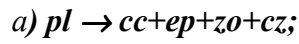
Nesta unidade os litotipos apresentam paragênese metamórfica desenvolvida durante o evento de deformação dúctil (Dn). A figura 6.8 mostra as paragêneses estáveis, nos gnaisses desta unidade.

Minerais	<i>S_n</i>					
	Fácies Anfibolito			Fácies Xisto-Verde (retrometamorfismo)		
	<i>M_N</i>			<i>M_{N+1}</i>		
	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Quartzo	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Plagioclásio	██████████	██████████	██████████			
K-feldspáto	██████████	██████████	██████████			
Muscovita	██████████	██████████	██████████			
Biotita	██████████	██████████	██████████			
Granada			██████████			
Clorita/Penina				██████████	██████████	██████████
Epidoto				██████████	██████████	██████████
Zoisita/clinozoisita				██████████	██████████	██████████
Carbonato				██████████	██████████	██████████

Figura 6.8 - Paragêneses metamórficas encontradas no Complexo Granito-Gnáissico.

A paragênese: **qz+kf+pl+mu+bi+gr** , não retrata com muito clareza as condições de P e T associadas ao evento metamórfico Mn, porém estima-se que pelo menos foram atingidas condições do *fácies anfibolito*. A granada localmente mostra-se poiquiloblástica, com inclusão de quartzo da matriz granoblástica, ressaltando seu caracter tardi-cinemático.

Superimposta a esta paragênese ocorre uma associação mineral retrometamórfica M_{N+1} , dada por: $cl+ep+zo+cz+cc+se$, provavelmente desenvolvida em processos tardios ao metamorfismo M_N . Este processo caracteriza-se pelas seguintes desestabilizações:



Nesta unidade foram descritas regionalmente, feições migmatíticas indicativas de condições metamórficas de alto grau (Girardi *et. al.*, 1978), que entretanto na área de estudo não foram encontradas.

QUÍMICA MINERAL

7.1 - METODOLOGIA

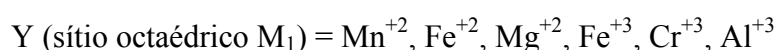
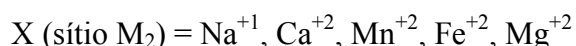
As análises químicas de minerais foram realizadas na Microsonda Eletrônica - CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília com potencial de aceleração de 15 kv, corrente de 25 nA e 10 μm de abertura do feixe. Para o cálculo da fórmula estrutural dos minerais foram utilizados principalmente os programas MINFILE (Afifi & Essene, 1988) e MINPET 02 (Richard, 1995).

Foram analisados cristais primários de piroxênios, plagioclásio, espinélio, olivina, anfibólio, mica e sulfetos, objetivando investigar as possíveis variações crípticas ao longo da seqüência estratigráfica ou caracterização químicas destes. As análises foram selecionadas preferencialmente dentro do intervalo de fechamento entre 99 a 101 (% peso).

Nos silicatos o cálculo de *end members* e a confecção dos diagramas de variação composicional foram realizados utilizando-se o número átomos por unidade de fórmula (p.u.f.).

7.2 - PIROXÊNIOS

A nomenclatura utilizada para os piroxênios baseou-se em Deer *et. al.* (1978), considerando a sua composição química e ocupação do sítio M₂, tendo sido calculado os *end member* En, Wo e Fs para evidenciar as suas principais variações químicas. Para o clinopiroxênio foi adotada uma descrição mais detalhada proposta por Poldervaart & Hess (1951, In: Deer, *et. al.*, 1978), objetivando a comparação com as principais referências bibliográficas de complexos acamadados. No cálculo da fórmula estrutural foi considerada a expressão geral:



A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 oxigênios e com o Fe^{+3} definido estequiometricamente (Robinson, 1980). Para a avaliação da qualidade das análises, foram considerados os critérios de Cameron & Papike (1980). Os *end members* En, Wo e Fs foram calculados a partir do número de cátions na fórmula estrutural considerando respectivamente Mg^{+2} , Ca^{+2} , e $\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}^{+2}$.

Os grãos analisados correspondem a cristais cúmulus de ortopiroxênio e clinopiroxênio. Nos piroxenitos estes ainda estão bem preservados, enquanto nos gabronoritos o ortopiroxênio frequentemente apresenta-se como porfiroclasto, ao contrário do clinopiroxênio que predomina na forma de neoblastos, apresentando-se como raros porfiroclastos.

As análises dos porfiroclastos foram efetuadas preferencialmente no núcleo dos cristais, uma vez que as bordas originais apresentam-se frequentemente recristalizadas. As amostras foram analisadas para Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Ni, Mg, Ca, Na e K.

7.2.1 - CLINOPIROXÊNIO

7.2.1.1. - ANÁLISE DE CLINOPIROXÊNIO DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Foram selecionadas 31 amostras de diferentes níveis estratigráficos do Complexo de Cana Brava (média de 2 cristais por amostra e 3 análises por grão), sendo consideradas somente as determinações do núcleo dos grãos, totalizando 159 análises.

Os resultados de análises representativas de clinopiroxênio, com as respectivas fórmulas estruturais, encontram-se na tabela A.1 (anexo).

Os cristais analisados classificam-se como clinopiroxênios cálcicos (Deer *et. al.*, 1978), posicionando-se no diagrama de Poldervaart & Hess (1951, In: Deer *et. al.*, 1978), preferencialmente nos campos de diopsídio-salita e mais restritamente do endiopsídio-augita. Os *end members* para todas as amostras do complexo são de: $\text{En}_{35,4} : \text{Fs}_{21,6} : \text{Wo}_{43,0}$ a $\text{En}_{49,0} : \text{Fs}_{5,5} : \text{Wo}_{45,5}$.

Os cátions Ca^{+2} , Al^{+3} , Cr^{+3} , Fe^{+2} e Mg^{+2} , calculados na base de 6 oxigênios, apresentam-se dentro do intervalo médio de variação dos clinopiroxênios cálcicos (Robinson, 1980), ao contrário do Na^{+1} , Mn^{+2} e Ti^{+4} que, mostram valores predominantemente mais elevados. O Ni^{+2} e K^{+1} possuem concentrações irregulares e provavelmente próximas ao limite de detecção.

O clinopiroxênio de piroxenitos e gabronoritos apresenta distintos valores de Cr^{+3} e Mn^{+2} (fig.7.1). Nos piroxenitos o clinopiroxênio possui a moda dos resultados com valores mais elevados em Cr^{+3} , enquanto nos gabronoritos a moda da concentração de Mn^{+2} mostrou-se mais elevada.

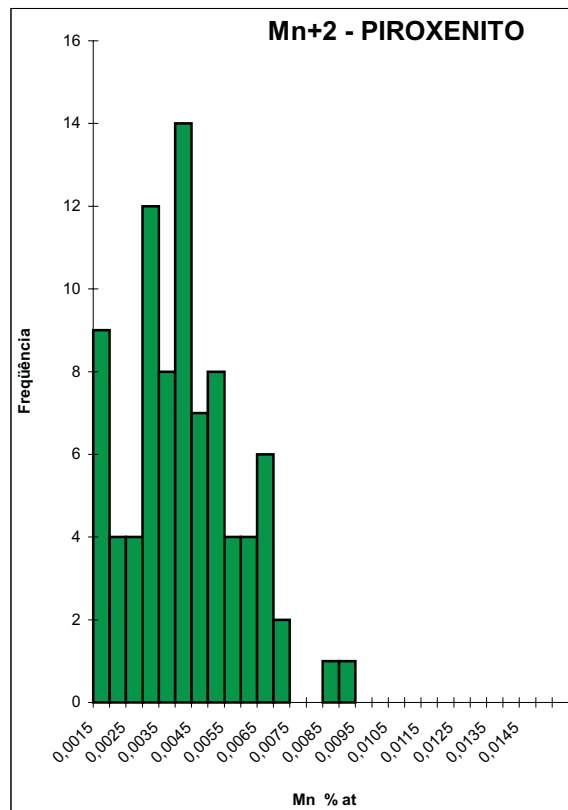
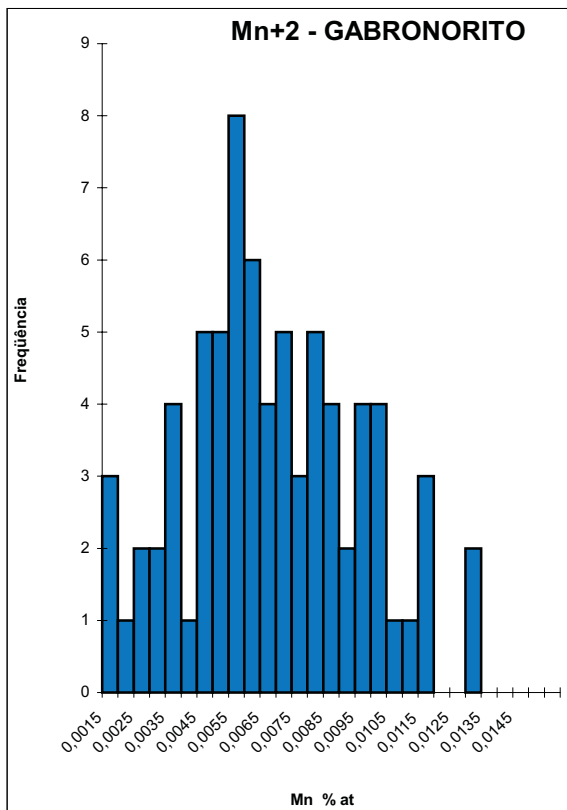
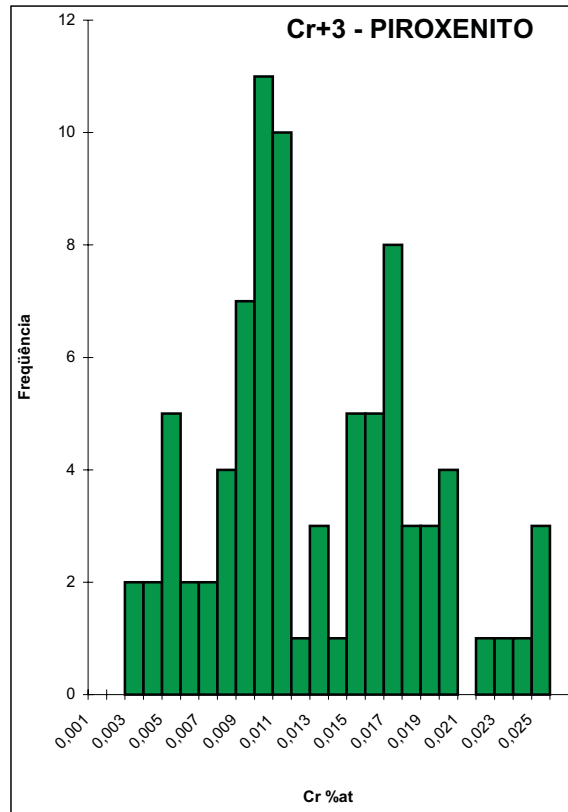
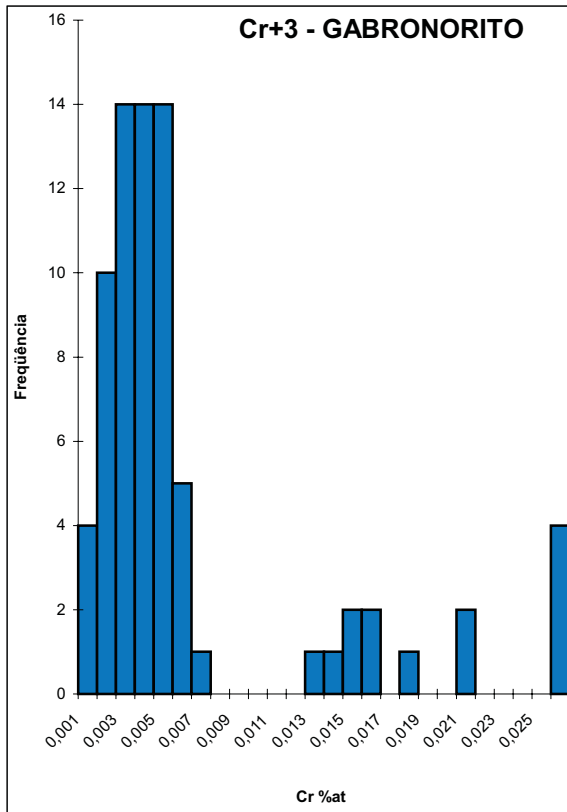


Figura 7.1 - Variações nas concentrações de Cr e Mn nos CLINOPIROXÊNIOS de gabronorito e piroxenito do Complexo de Cana Brava. Nos diagramas representa-se a frequência absoluta (numero de grãos analisados). Elementos calculados na base de 6 oxigênios.

As variações composicionais do clinopiroxênio ao longo da seção estratigráfica são mostradas na figura 7.2.

7.2.1.1.1 - Variações composicionais do clinopiroxênio na Zona Máfica Inferior (ZMI)

Gabronorito

A amostragem e análise do clinopiroxênio em gabronorito ao longo desta zona foi descontínua, devido à ausência de cristais primários, decorrente da intensa deformação que esta unidade sofreu, principalmente na sua porção basal. Os grãos de clinopiroxênio de gabronorito apresentam-se como diopsídio, salita ou augita (fig.7.3 A) e com *end members* que variam de $\text{En}_{45,4}:\text{Fs}_{4,4}:\text{Wo}_{50,2}$ até $\text{En}_{35,4}:\text{Fs}_{21,6}:\text{Wo}_{43,0}$.

Na porção basal desta unidade (ZMI-SB) são observadas inversões composicionais do clinopiroxênio presentes a 200 metros da base do complexo em relação à aqueles dispostos imediatamente acima (olivina-melagabronorito), caracterizadas por aumento na razão MMF, Cr^{+3} , Ca^{+2} e diminuição de Ti^{+4} , Mn^{+2} , Na^{+1} e Al^{+3} (fig. 7.2).

Na subzona ZMI-2 foi observada uma contínua diminuição da razão MMF e Cr^{+3} , acompanhada por um aumento de Mn^{+2} , evidenciando uma significativa variação críptica do clinopiroxênio no topo da ZMI. Quando considerada a variação da razão MMF, Cr^{+3} e Mn^{+2} no clinopiroxênio de gabronorito ao longo de toda seqüência estratigráfica da ZMI, observa-se o predomínio de um suave e contínuo *trend* de diferenciação em direção ao topo da ZMI.

Piroxenito

Foram analisados grãos de clinopiroxênio de dois membros piroxeníticos, sendo que as análises se localizam preferencialmente no campo da salita e diopsídio. Estas apresentam composições de $\text{En}_{44,6}:\text{Fs}_{6,6}:\text{Wo}_{48,8}$ até $\text{En}_{42,8}:\text{Fs}_{9,1}:\text{Wo}_{48,1}$, respectivamente nos membros ZMI-P1 e ZMI-P2 (fig. 7.3 B).

O nível piroxenítico basal ZMI-PI apresenta clinopiroxênio com os mais elevados valores de Na^{+1} e razão MMF (Fig.7.2), indicando representarem provavelmente termos menos diferenciados.

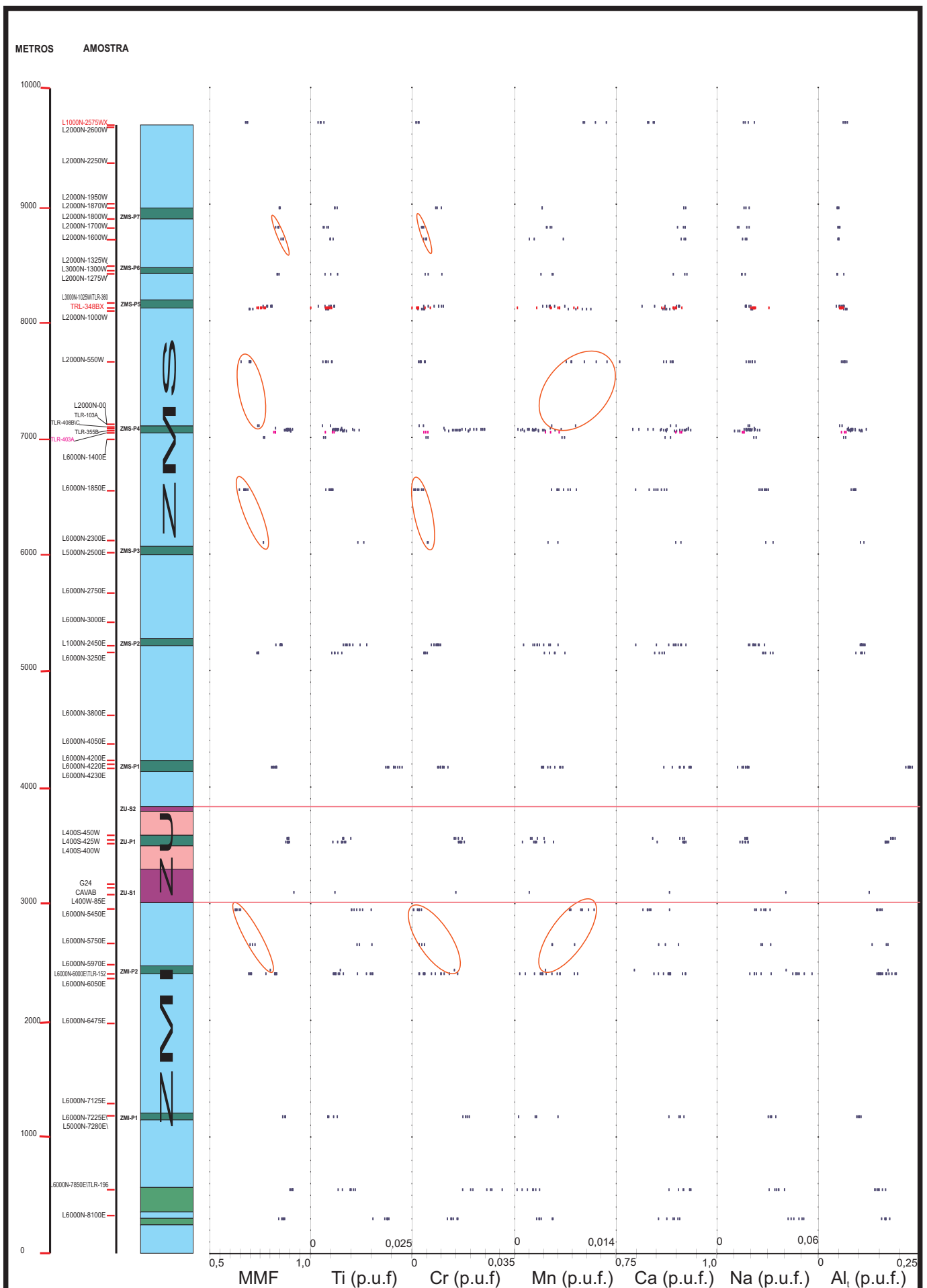


Figura 7.2- Variação composicional do CLINOPIROXÊNIO, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava. TLR-348X e L1000N-2575BWX xenólitos nas Intrusões Noríticas. TLR-403A- autólito no Membro ZMS-P4. Os elementos encontram-se segundo a fórmula estrutural, calculada na base de 6 oxigênios.

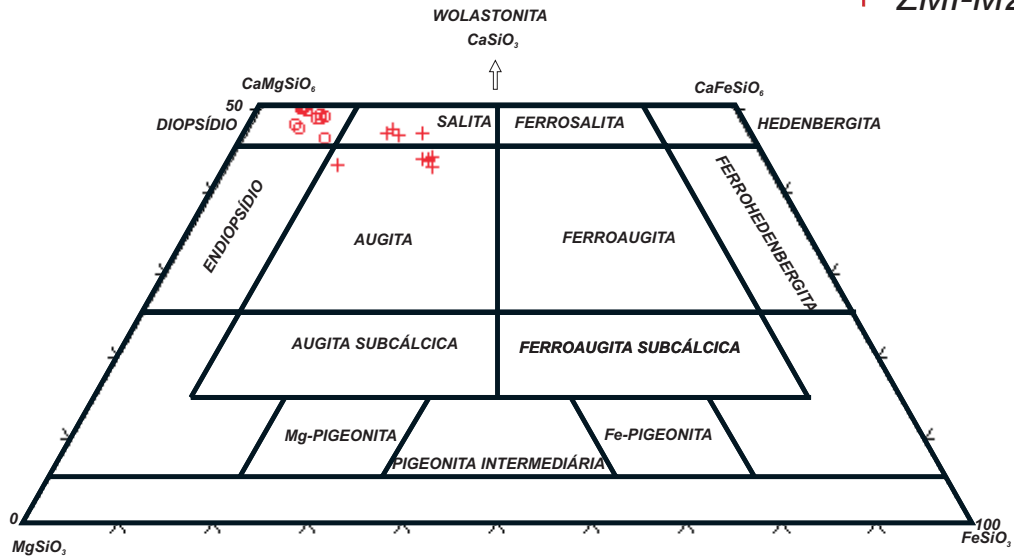


Trend de variação críptica do clinopiroxênio

A**GABRONORITO - ZMI**

○ ZMI-SBU

+ ZMI-M2

**B****PIROXENITO-ZMI**

+ ZMI-P1

○ ZMI-P2

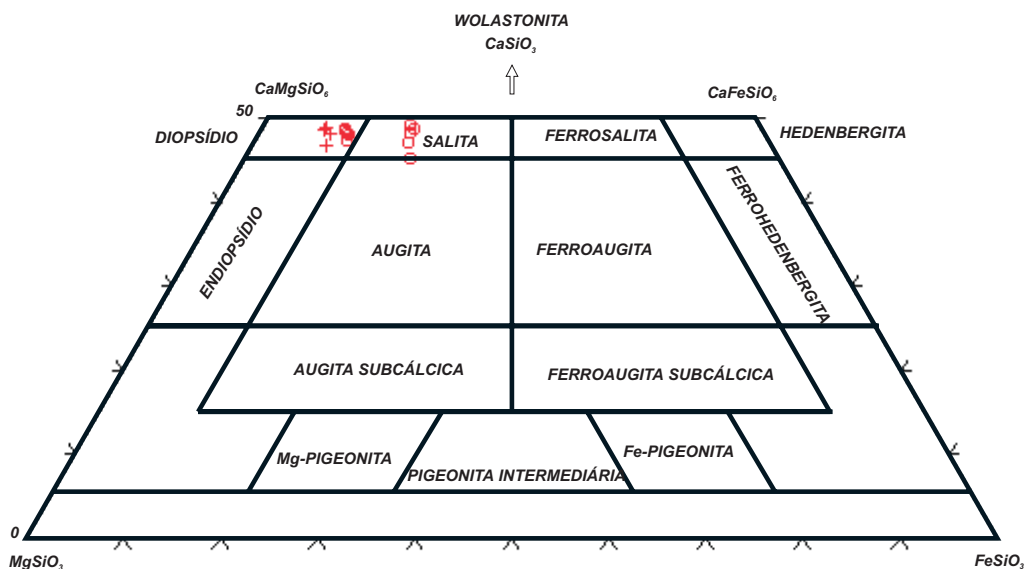


FIGURA 7.3 - Classificação de CLINOPIROXÊNIO de gabronorito e piroxenito da Zona Máfica Inferior (ZMI) - Complexo de Cana Brava. A) clinopiroxênio de gabronorito da ZMI B) clinopiroxênio de piroxenito da ZMI. Nomenclatura do clinopiroxênio no sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, segundo Poldervaart & Hess (1951, In: Deer, et. al., 1978).

7.2.1.1.2 - Variação composicional do clinopiroxênio na Zona Ultramáfica (ZU)

Peridotito e piroxenito

Nesta unidade foram considerados os clinopiroxênios presentes em peridotito (analisados por Girardi & Kurat, 1982 e provavelmente pertencente a ZU-S1) e em piroxenito da ZU-P1. Os resultados obtidos se distribuem homogeneamente no campo do diopsídio, variando entre $En_{47,6}:Fs_{4,3}:Wo_{48,1}$ (peridotitos) a $En_{47,5}:Fs_{6,8}:Wo_{45,7}$ (piroxenitos) (fig. 7.4). O clinopiroxênio da ZU apresenta altos valores de MMF e Cr^{+3} . O clinopiroxênio do peridotito mostra composição semelhante à obtida para os litotipos na base da ZMI.

7.2.1.1.3 - Variação composicional do clinopiroxênio na Zona Máfica Superior (ZMS)

Gabronorito

O clinopiroxênio de gabronorito da Zona Máfica Superior caracteriza-se por apresentar vários *trends* de enriquecimento da molécula de Fs (para cada subzona estratigráfica), com termos gradacionando de diopsídio → salita → augita (fig.7.5 A). Nesta unidade são encontrados *end members* com $En_{45,2}:Fs_{7,3}:Wo_{47,5}$ a $En_{37,5}:Fs_{20,7}:Wo_{41,8}$.

Mostra ainda heterogeneidade composicional ao longo da seqüência estratigráfica onde são observadas, em algumas subzonas, sistemáticas interrupções nas variações da razão MMF, Cr^{+3} e Mn^{+2} , coincidentes com a presença dos membros piroxeníticos (fig. 7.2).

Nas subzonas ZMS-3, ZMS-4 e ZMS-6 as amostras presentes a partir da base até o topo de cada membro máfico apresentam uma contínua diminuição da razão MMF e Cr^{+3} , acompanhada do aumento de Mn^{+2} .

No Membro ZMS-M6 a razão MMF mostra-se mais elevada do que no Membro Piroxenítico ZMS-P6, provavelmente iniciando um novo *trend* de variação críptica a partir da porção intermediária do Membro ZMS-M6.

Estas variações composicionais podem indicar pequenos e repetidos *trends* de diferenciação magmática coincidentes com uma seqüência de piroxenito e gabronorito.

As amostras posicionadas no topo dos membros ZMS-M3 e ZMS-M4 apresentam inversões no comportamento da razão MMF, Cr^{+2} e Mn^{+2} , similares aos observados no topo de algumas unidades cíclicas, principalmente das zonas ultramáficas dos complexos de Bushveld (Cawthorn *et al.*, 1991), Great Dyke (Wilson,1982), Jimberlana (Campbell,1977) e Rhum (Wager & Brown,1968).

PIROXENITO/PERIDOTITO - ZU

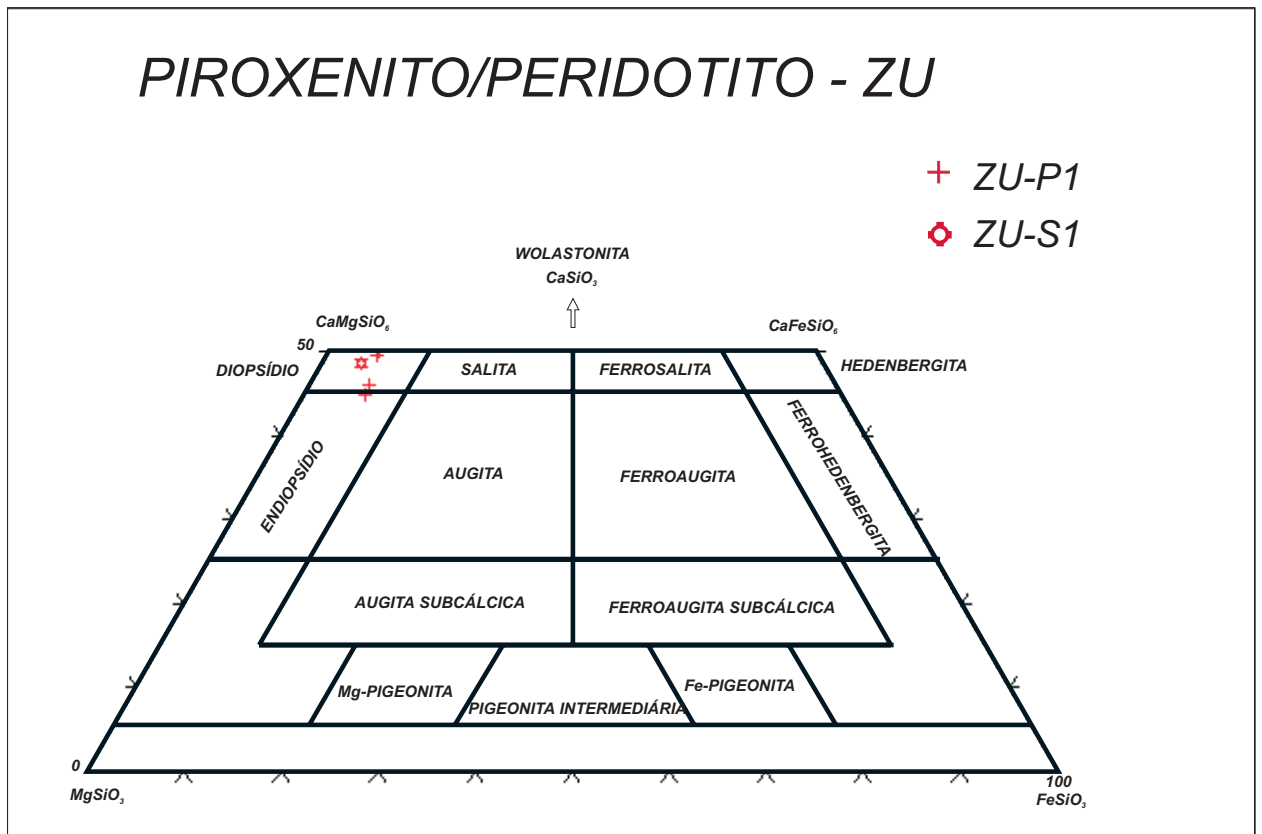


FIGURA 7.4 - Classificação de CLINOPIROXÊNIO de peridotito/piroxenito da Zona Ultramáfica (ZU) - Complexo de Cana Brava. Nomenclatura dos clinopiroxênios no sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, segundo Poldervaart & Hess (1951, In: Deer, *et. al.*, 1978).

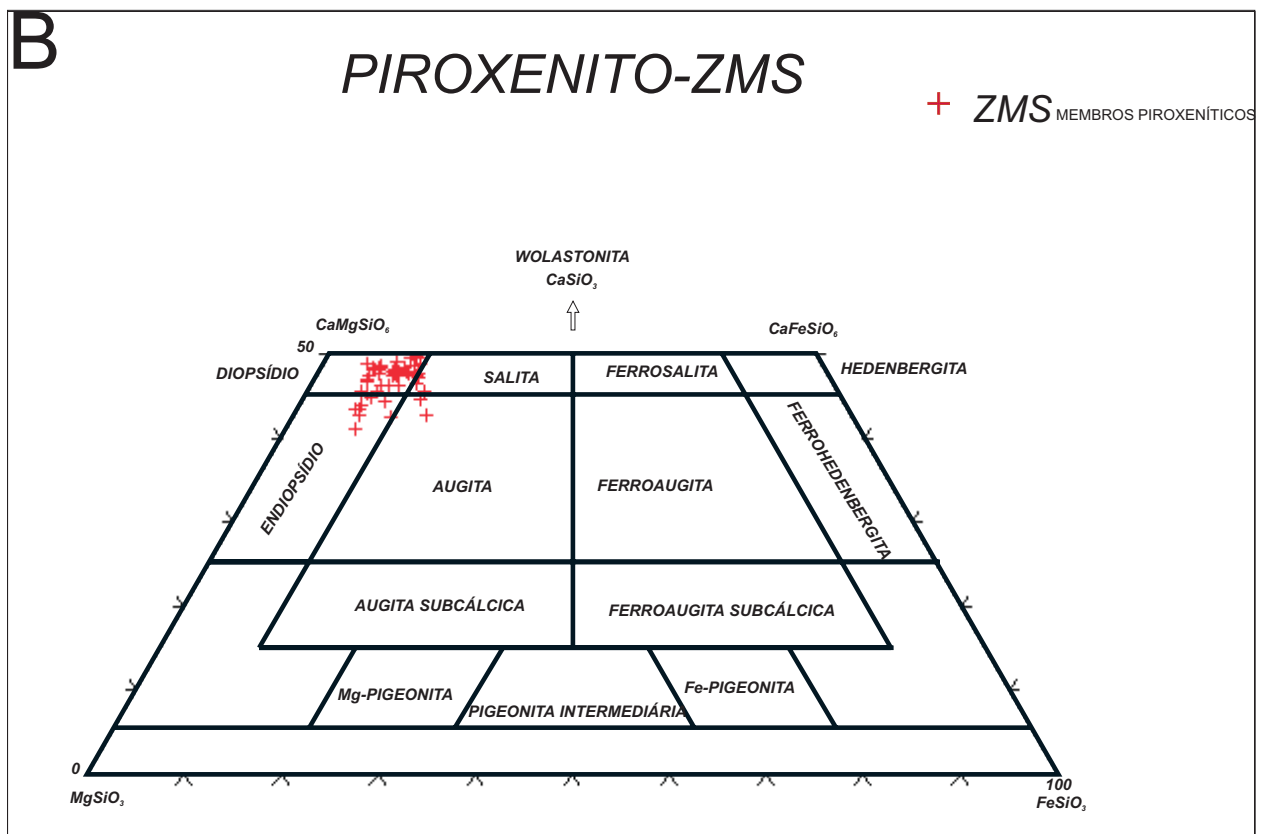
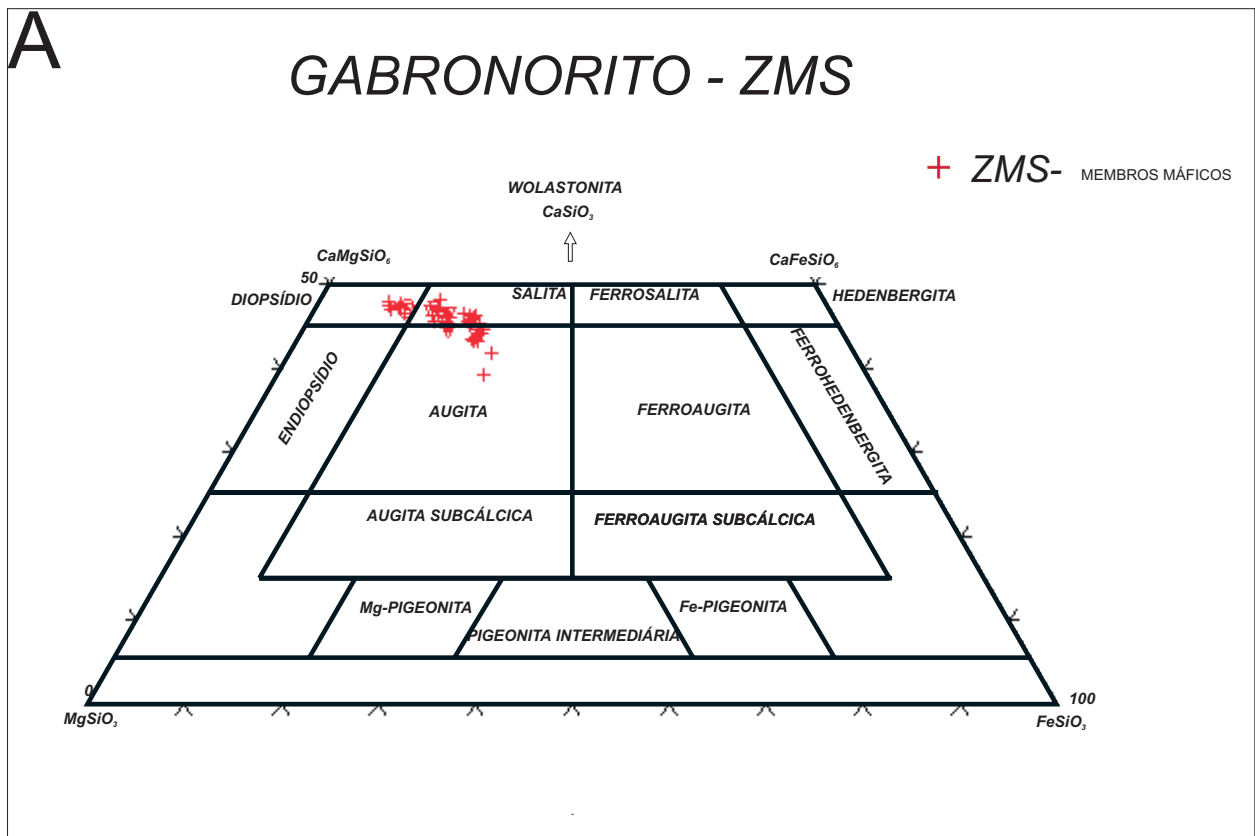


FIGURA 7.5 - Classificação do CLINOPIROXÊNIO de gabronorito e piroxenito da Zona Máfica Superior (ZMS) - Complexo de Cana Brava. A) clinopiroxênio de gabronorito da ZMS B) clinopiroxênio de piroxenito da ZMS. Nomenclatura de clinopiroxênio no sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, segundo Poldervaart & Hess (1951, in: Deer, *et. al.*, 1978).

Campbell (1977) considerou estas variações como decorrentes da entrada de novos pulsos de magma produzindo, na interface de alojamento destes, modificações na sua composição devido à mistura com um líquido mais diferenciado em fase de cristalização.

Nos autólitos de gabronorito, presentes no Membro Piroxenítico ZMS-P4, os grãos de clinopiroxênio apresentam razões MMF mais elevadas do que nas amostras do Membro ZMS-M3, posicionadas imediatamente abaixo (50 metros). Possivelmente representem fragmentos de cumulatos menos diferenciados.

Piroxenito

A composição do clinopiroxênio de piroxenito concentra-se preferencialmente no campo do diopsídio e com poucas amostras no campo do endiopsídio (fig.7.5 B), mostrando composições que variam de $En_{49,0}:Fs_{5,5}:Wo_{45,5}$ até $En_{42,5}:Fs_{12,0}:Wo_{45,5}$.

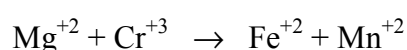
Nos diferentes membros piroxeníticos da ZMS é observada grande variação composicional no clinopiroxênio, sendo que somente o Mn^{+2} e Cr^{+3} apresentam boas correlações com a razão MMF (fig. 7.2).

No Membro ZMS-P4 verificam-se os mais altos valores da razão MMF e Cr^{+3} , enquanto no Membro ZMS-P-5 são observadas as mais altas concentrações de Mn^{+2} , acompanhadas de baixas razões MMF. Localmente desenvolvem-se pequenos *trends* na diminuição do MMF em direção a posições estratigráficas mais elevadas (ZMS-P4 → ZMS-P5).

7.2.1.1.4 - Substituições cristal químicas

Os cristais de clinopiroxênio de gabronorito e piroxenito apresentam as principais substituições cristal químicas associadas às variações de Fe^{+2} , Mg^{+2} , Mn^{+2} e Cr^{+3} . As variações de Fe^{+2} e Mg^{+2} foram estimadas pela razão MMF ($Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2}$) que evidenciam correlação positiva com o Cr^{+3} e negativa com o Mn^{+2} (figs. 7.6 e 7.8). Comportamento geoquímico semelhante foi observado nas intrusões de Niquelândia (Ferreira Filho,1995), Jimberlana (Campbell & Borley,1974) e no Complexo de Bushveld (Atkins,1969), as quais ainda apresentam boas correlações da razão MMF com Na^{+} e Al^{+3} .

Estas variações composicionais no clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava estão associadas a substituições no sítio octaédrico M_1 , que podem ser expressas pela relação:



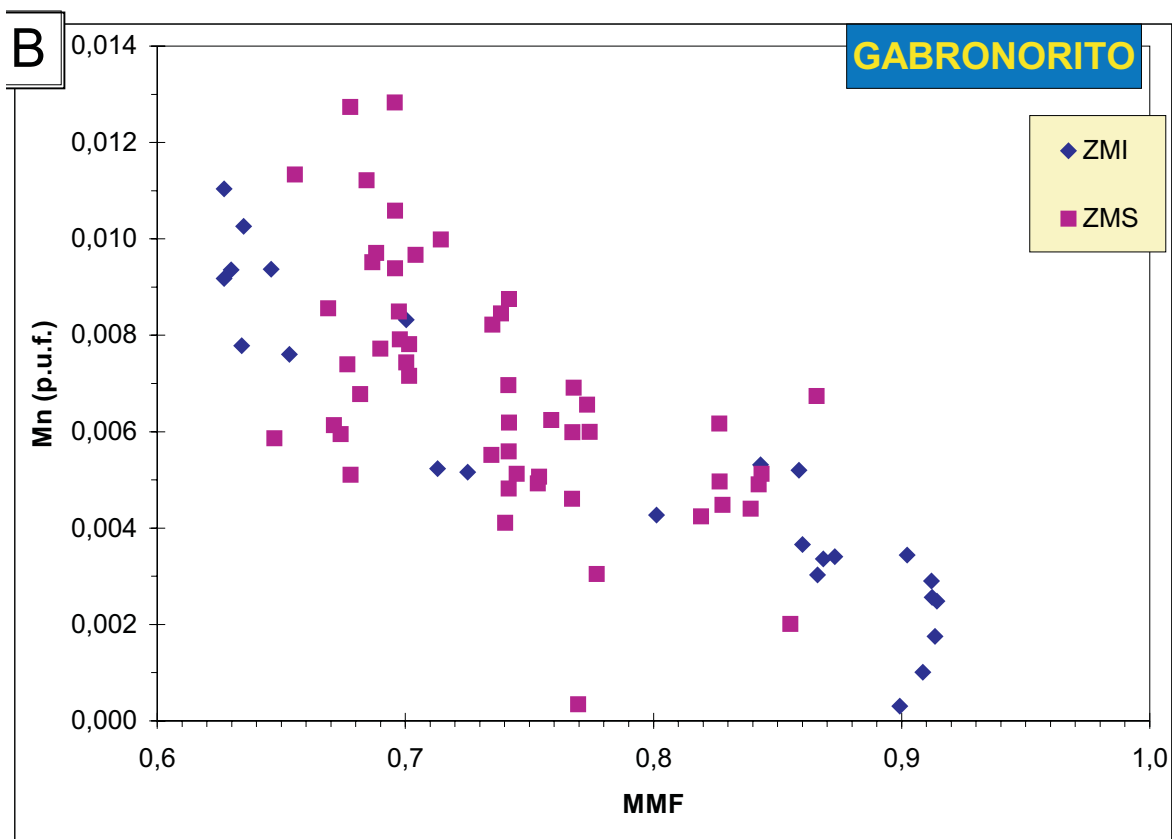


Figura 7.6 - Principais variações dos elementos menores em CLINOPIROXÊNIOS de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

A) Diagrama Cr^{+3} x MMF **B)** Diagrama Mn^{+2} x MMF.

Razão MMF = $(Mg^{+2}/Mg^{+2} + Fe^{+2})$. Elementos calculados na base de 6 oxigênios.

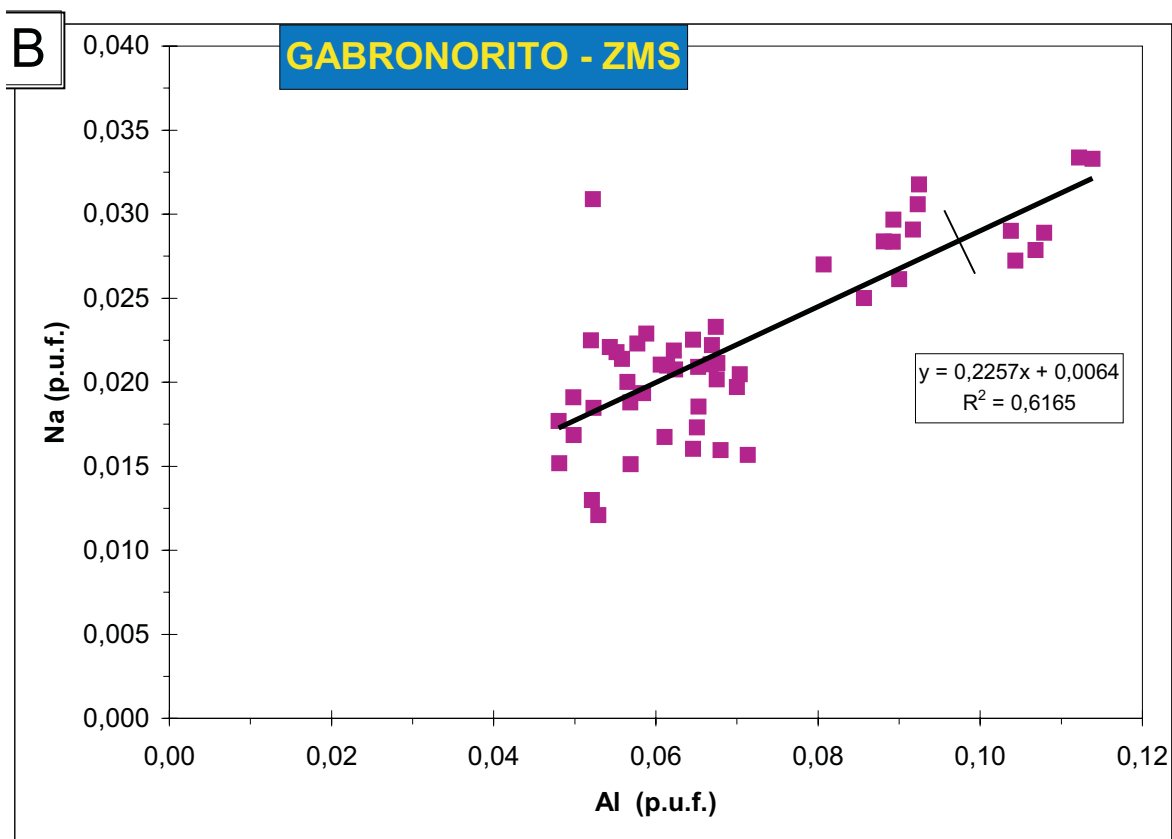


Figura 7.7 - Substituições de elementos nos sítios octaédricos M1 e M2 dos CLINOPIROXÊNIOS de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

A) Diagrama $Ca^{+2} \times Fe^{+2}$ **B)** Diagrama $Al^{+3} \times Na^{+1}$ de GABRONORITO da ZMS.
Elementos calculados na base de 6 oxigênios

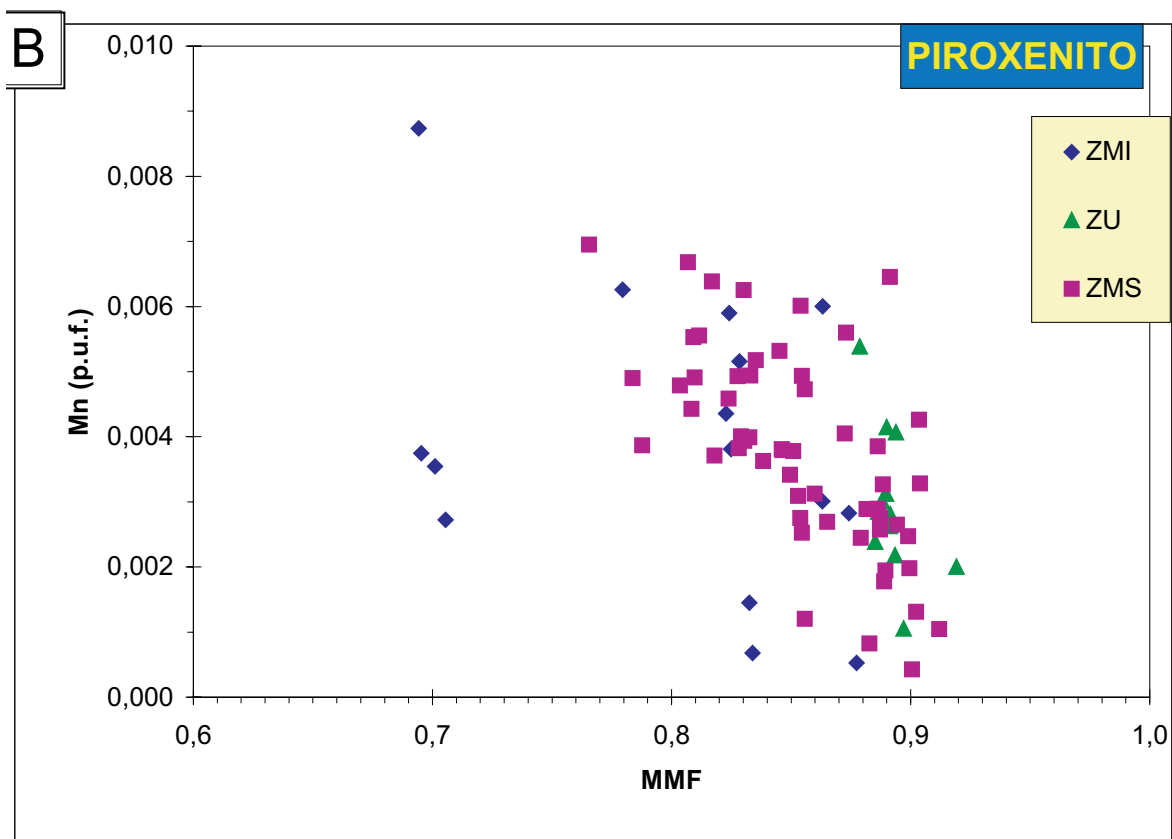


Figura 7.8 - Principais variações dos elementos menores em CLINOPIROXÊNIOS de piroxenito do Complexo de Cana Brava.

A) Diagrama Cr^{+3} x MMF , **B)** Diagrama Mn^{+2} x razão MMF.

Razão $MMF = (Mg^{+2} / Mg^{+2} + Fe^{+2})$. Elementos calculados na base de 6 oxigênios .

A saída do Cr^{+3} aparentemente não foi acompanhada da substituição de $(\text{Al}^{+3})^{\text{IV}}$ por $(\text{Si}^{+4})^{\text{IV}}$, a fim de se obter o balanceamento de cargas. A saída de Ca^{+2} do sítio M_2 concomitante à entrada do Fe^{+2} do sítio M_1 , está restrita às amostras de gabronorito (Fig. 7.7A).

Nos gabronoritos da ZMS foi observada substituição simultânea do Al^{+3} e Na^{+1} (Fig.7.7 B), indicando uma compensação de cargas pela entrada de Na^{+1} . Este fato indica portanto que o equilíbrio de carga foi alcançado provavelmente pela entrada de íons monovalentes e não necessariamente e somente por substituições com íons trivalentes na posição octaédrica M_1 , como sugerido pela baixa correlação do Al^{+3} e Cr^{+3} neste litotipo.

7.2.1.1.5 - Variação composicional do clinopiroxênio em complexos acamadados

O Complexo de Bushveld (von Grunewaldt *et. al.*, 1985) apresenta como principais unidades estratigráficas: a) Zona Marginal, b) Zona Inferior, c) Zona Crítica (Superior e Inferior), d) Zona Principal e e) Zona Superior.

Neste complexo o clinopiroxênio e o plagioclásio ocorrem como cristais cúmulus coexistindo com o ortopiroxênio a partir da Zona Crítica Superior (onde inicia-se o predomínio de rochas máficas), até próximo (600 metros) do topo do complexo. Atkins (1969) observou uma contínua variação da composição do clinopiroxênio, caracterizada pela cristalização de augita, ferroaugita e finalmente (no topo da Zona Superior) ferrohedenbergita, onde os *end members* variam de $\text{En}_{47} : \text{Fs}_{9} : \text{Wo}_{44}$ até $\text{En}_1 : \text{Fs}_{57} : \text{Wo}_{42}$. Na Zona Inferior, onde predominam rochas ultramáficas, este ocorre como cristais pós-cúmulus de endiopsídio com composição $\text{En}_{50} : \text{Fs}_5 : \text{Wo}_{45}$. Atkins (1969) associou esta variação composicional a um contínuo processo de diferenciação magmática, embora tenham sido observadas inúmeras recomposições da molécula de En, indicando a entrada de repetidos pulsos de magma.

Atkins (1969) ainda descreveu que durante o fracionamento do clinopiroxênio do Complexo de Bushveld, este sofreu uma forte depleção de Cr e Ni associada principalmente à passagem da unidade ultramáfica para à unidade máfica. Estas variações foram acompanhadas pelo decréscimo de Al^{+3} e Na^{+1} , ao contrário de Mn^{+2} e Fe^{+2} que mostraram enriquecimento simultâneo. O Co^{+2} , Sr^{+2} e Ba^{+2} apresentaram concentrações aproximadamente uniformes.

Ferreira Filho (1995) observou no Complexo de Niquelândia clinopiroxênio de gabronorito, com variação composicional predominantemente de diopsídio a augita, onde o termo mais fracionado apresenta *end member* $\text{En}_{32} : \text{Fs}_{21} : \text{Wo}_{47}$. O clinopiroxênio em algumas posições estratigráficas mostra-se enriquecido na molécula de En, ao que sugeriu a presença de intermitentes entradas de novos pulsos de magma.

No Complexo de Niquelândia as diminuições simultâneas e contínuas de Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Na_2O e da razão MMF no clinopiroxênio de gabronorito e piroxenito, ressaltam um *trend* geral de diferenciação a partir da Unidade Ultramáfica até o topo da Unidade Máfica Central de Oeste. O MnO apresenta um comportamento inverso, acompanhando o enriquecimento de FeO no clinopiroxênio.

Ferreira Filho (1995) observou que os grãos de clinopiroxênio da Unidade Máfica de Leste, similar à ZMI do Complexo de Cana Brava, exibem composições intermediárias às obtidas nas unidades máficas à oeste. Considerou esta unidade como um *grupo de borda*, onde se desenvolveram os primeiros cumulos da câmara magmática.

A Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968) foi subdividida em três principais unidades a) Série Marginal de Borda, b) Série Acamadada e c) Série de Borda Superior, apresentando termos predominantemente máficos (olivina-gabro e gabronorito).

Nesta intrusão o clinopiroxênio da Série Acamadada (Wager & Brown, 1968) e da Série Marginal de Borda (Hoover, 1989) mostra variações composicionais semelhantes. Predomina augita que varia de $\text{En}_{47}:\text{Fs}_{12}:\text{Wo}_{41}$ a $\text{En}_{09}:\text{Fs}_{50}:\text{Wo}_{41}$ e onde foi observado aumento de Al^{IV} sincrônico ao Fe^{+2} . Entretanto para as amostras da Série Marginal de Borda o clinopiroxênio possui termos mais ricos na molécula de enstatita.

Na região de contato da Zona Marginal de Borda com a unidade encaixante (um intervalo de 5-10 metros do contato), foi observada uma inversão composicional do clinopiroxênio representada por um aumento na molécula de diopsídio de Di_{60-67} para Di_{70-78} .

A Intrusão de Jimberlana (Campbell & Borley, 1974) é formada por três principais unidades: Série Marginal, Série Acamadada Inferior e Série Acamadada Superior. Nas zonas ultramáficas destas últimas, o clinopiroxênio ocorreu como uma fase pós-cúmulus, passando para cúmulus a partir de suas zonas gabróicas e apresentando uma diminuição de Cr^{+3} , Al^{+3} , Ni^{+2} e Na^{+1} com o aumento de Fe^{+2} .

Campbell & Borley (1974) associaram à maior concentração de Cr^{+3} à presença de Al^{+3} , considerando ainda que a forte depleção de Al^{+3} a partir do contato das unidades ultramáfica e máfica, evidenciaria o controle da cristalização do plagioclásio na disponibilidade de Al^{+3} no sistema e conseqüentemente na entrada da estrutura dos piroxênios. Segundo estes autores o Na^{+1} particionou para o clinopiroxênio devido à maior capacidade de acomodação em sua estrutura, em relação ao ortopiroxênio, mostrando também uma relação direta com o balanceamento de cargas com o Cr^{+3} .

O Mn^{+2} e Ti^{+4} mostraram uma correlação positiva com o Fe^{+2} , enriquecendo-se nas fases finais de cristalização do magma da Intrusão de Jimberlana.

Nas unidades máficas a concentração dos elementos foi controlada pelo declínio de temperatura, constituindo um sistema fechado, a exemplo das unidades máficas da Intrusão de Skaergaard (Campbell & Borley, 1974).

Concluindo, a composição do clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava assemelha-se à observada em outros complexos acamadados. Este mostra ainda vários pequenos *trends* de variação críptica análogos aos encontrados em unidades cíclicas. É interessante notar que o clinopiroxênio apresenta genericamente os mesmos padrões de fracionamento e variação composicional observados nas unidades máficas e ultramáfica do Complexo de Niquelândia.

7.2.1.1.6 - Associações petrogenéticas

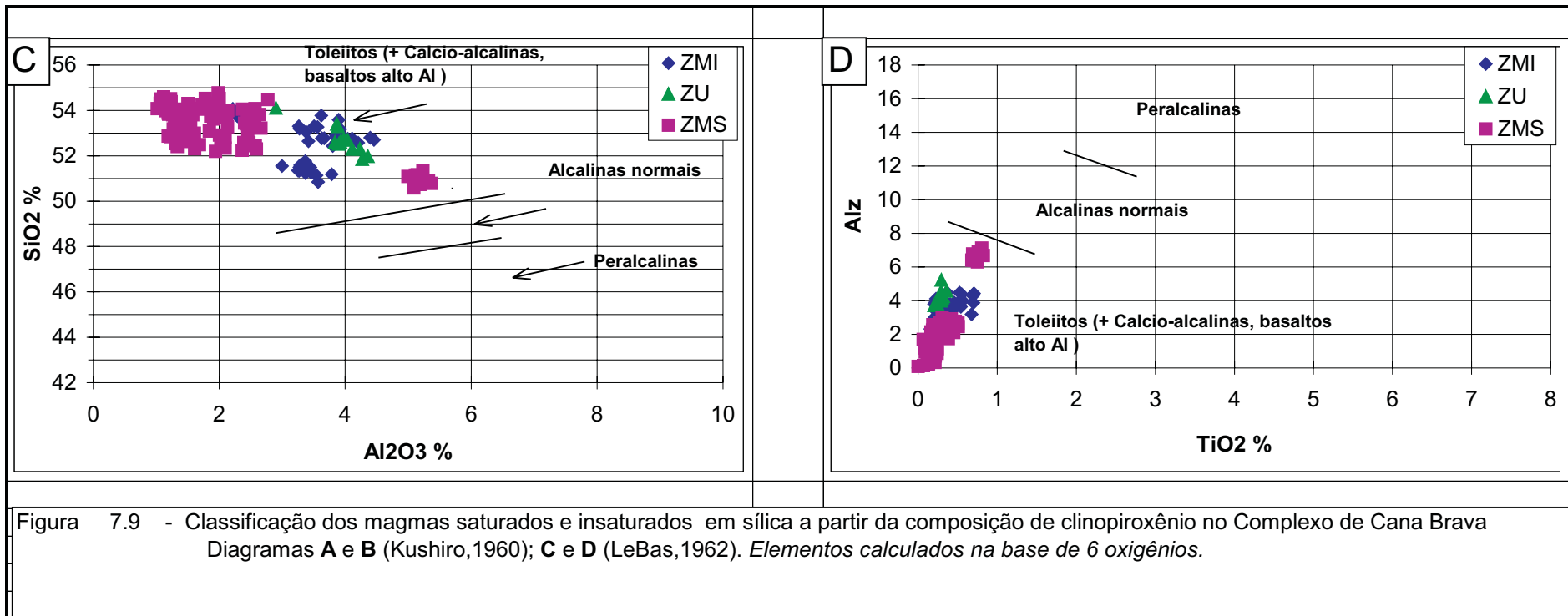
Kushiro (1960) admitiu uma relação genética das proporções atômicas de Si, Al e Ti^{+4} dos clinopiroxênio com os tipos de magma, com os quais estava em equilíbrio no momento de sua cristalização. Desta forma individualizou os campos de clinopiroxênio derivado de magmas toleííticos (basaltos toleííticos, diabásios, gabros e andesitos), magma alcalino sem feldspatóides e magma alcalino com feldspatóides.

Associou para o caráter mais saturado em SiO_2 dos magmas toleííticos, uma maior concentração de Si^{+4} no clinopiroxênio. Este fato permitiria uma menor substituição por Al^{IV} , condicionando também a entrada de Ti^{+4} na posição octaédrica M_1 . Desta forma sugeriu os diagramas de $Al^{+3} \times Si^{+4}$ e $Al^{+3} \times Ti^{+4}$ para o clinopiroxênio associando-os com os principais tipos de magmas.

O clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava apresenta-se dentro do campo dos basaltos toleííticos nos dois diagramas propostos por Kushiro (1960) (Fig.7.9 A/B).

LeBas (1962) considerou também que o conteúdo de Al^{+3} do clinopiroxênio poderia definir a filiação magmática deste, assim utilizou os diagramas $SiO_2 \times Al_2O_3$ (% peso) e TiO_2 (% peso) x Al_z (onde $Az = Al^{IV} * 100/2$) para melhor definir os campos de classificação propostos por Kushiro (1960), redefinindo-os como magmas alcalinos normais, peralcalinos e não alcalinos (basaltos toleíitos, cálcio-alcalinos e de alto Al).

Nos dois diagramas propostos por LeBas (1962) a composição do clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava, enquadra-se no campo das rochas não alcalinas (Fig.7.9 C/D), o que é também corroborado pelos seus baixos valores de TiO_2 (< 1%).



7.2.2 - ORTOPIROXÊNIO

7.2.2.1 - ANÁLISE DO ORTOPIROXÊNIO DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

No Complexo de Cana Brava os grãos de ortopiroxênio foram melhor preservados da deformação, razão pela qual foi realizado um maior número de análises, que objetivaram investigar os processos de fracionamento magmático no complexo. Assim foram analisados dois a três grãos (duas a três determinações de núcleo, por grão) em 42 amostras, que totalizaram 218 análises. Para a ZU foi considerada adicionalmente a análise em peridotito (amostra G-24) efetuada por Girardi & Kurat (1982), a fim de se obter uma melhor representatividade na amostragem desta unidade.

Os grãos de ortopiroxênio no Complexo de Cana Brava mostram *end members* que variam de $\text{En}_{87,6}:\text{Fs}_{11,8}:\text{Wo}_{0,6}$ a $\text{En}_{50,9}:\text{Fs}_{47,4}:\text{Wo}_{1,7}$. As amostras mais ricas na molécula de Fs situam-se abaixo do campo composicional da pigeonita, indicando provavelmente representarem pigeonita invertida, apesar de terem sido observadas exsoluções somente em (001).

Os resultados de análises representativas, com as respectivas fórmulas estruturais, são apresentados na tabela A.2 (anexo). As variações de composição do ortopiroxênio ao longo da seqüência estratigráfica encontram-se na figura 7.10.

7.2.2.1.1 - Variação composicional do ortopiroxênio da Zona Máfica Inferior (ZMI)

Gabronorito

Nesta unidade a amostragem dos grãos de ortopiroxênio apresentou-se descontínua, devido à baixa preservação de cristais cúmulus, principalmente na base do complexo. Estes apresentam composições que variam de $\text{En}_{85,2}:\text{Fs}_{14,5}:\text{Wo}_{0,3}$ a $\text{En}_{50,9}:\text{Fs}_{47,4}:\text{Wo}_{1,7}$ (fig. 7.11 A).

Na base da unidade é verificado no ortopiroxênio um aumento da razão MMF em direção à camada de olivina-melagabronorito, definindo uma padrão inverso de variação críptica (fig.7.10). Semelhante fato foi observado para as composições de clinopiroxênio e plagioclásio.

Na unidade ZMI-2, representando o topo desta zona, é observada uma contínua diminuição na razão MMF, acompanhada de um aumento de Mn^{+2} , ressaltando o fracionamento magmático no topo da ZMI.

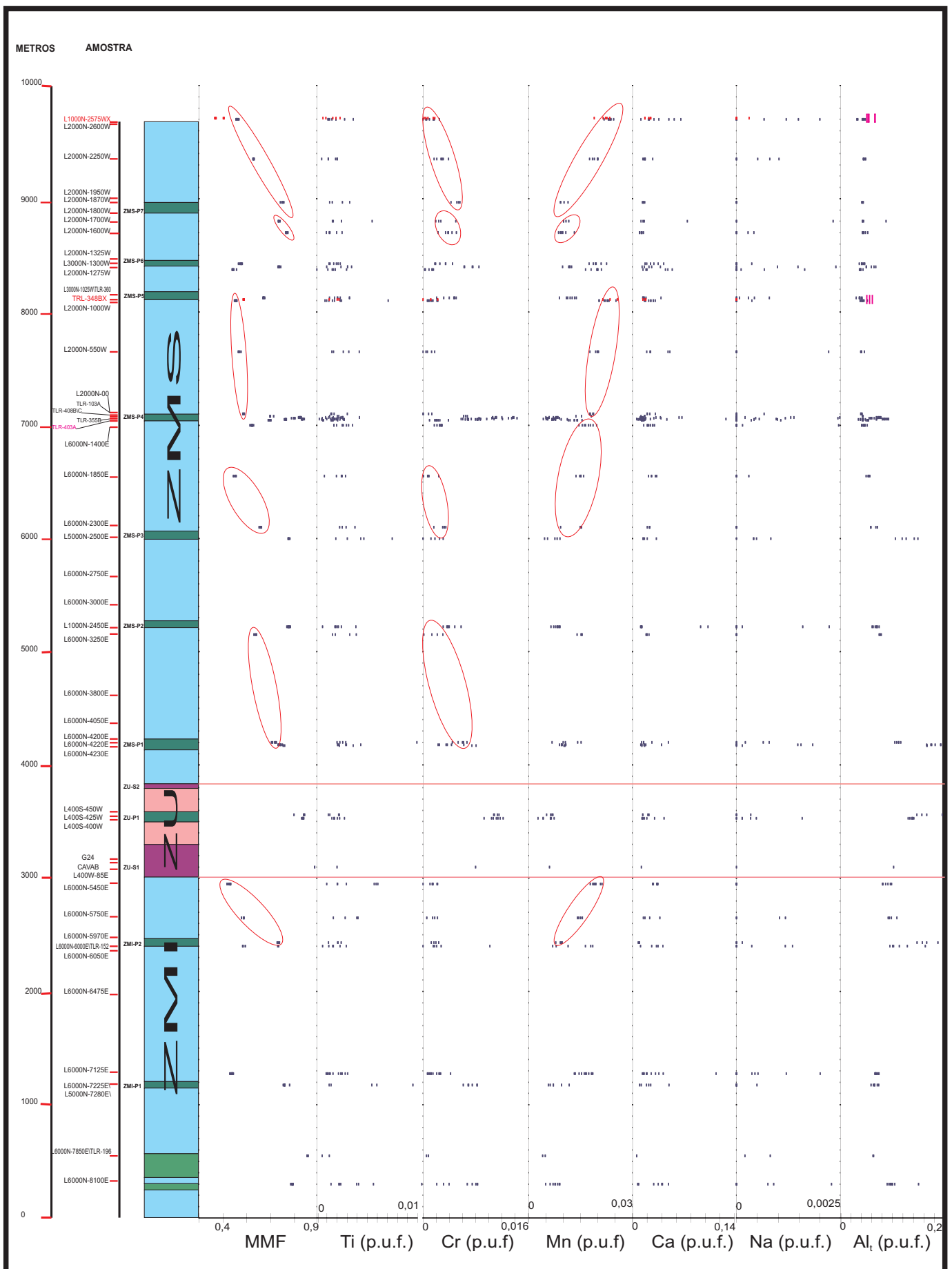


Figura 7.10 - Variação composicional do ORTOPIROXÊNIO, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava. TLR-348XL1000N-2575BWx -xenólitos presentes nas Intrusões Noríticas. TLR-403A - autólitos no Membro Piroxenítico ZMS-P4. Elementos calculados na base de 6 oxigênios.

Na amostra localizada na base do Membro ZMI-1, com uma textura predominantemente granoblástica, observa-se os mais baixos valores da razão MMF no complexo, diferindo do padrão das amostras adjacentes a esta. Estes cristais analisados apresentam-se pequenos, podendo ter sofrido possíveis reequilíbrios composicionais, devido à intensa deformação\metamorfismo a que foram submetidos.

A razão MMF apresenta correlação positiva com Cr^{+3} e negativa com Mn^{+2} . Os demais elementos apresentaram uma grande dispersão dos dados ou valores próximos do limite de detecção.

Piroxenito

As composições dos grãos de ortopiroxênio nos membros piroxeníticos variam de $\text{En}_{73,3}:\text{Fs}_{22,2}:\text{Wo}_{0,5}$, (ZMI-P1) a $\text{En}_{64,4}:\text{Fs}_{24,2}:\text{Wo}_{11,4}$, (ZMI-P2) (fig. 7.11 B). No Membro ZMI-P2 os grãos de ortopiroxênio apresentam composições preferencialmente distribuídas abaixo de campo de estabilidade da pigeonita, representando provavelmente pigeonita invertida. Para uma melhor avaliação da composição original seriam necessárias análises de suas lamelas de exsolução.

O ortopiroxênio apresenta uma diminuição da razão MMF e do Cr^{+3} , sincrônica ao aumento do Mn^{+2} em direção ao Membro ZMI-P2 (fig. 7.10). Neste membro os cristais de ortopiroxênio mostram os mais altos valores da molécula de Fs, em relação aos outros membros piroxeníticos do Complexo de Cana Brava.

7.2.2.1.2 - Variação composicional do ortopiroxênio da Zona Ultramáfica (ZU)

Piroxenito e peridotito

Nesta unidade a investigação dos processos de fracionamento foi prejudicada pela ausência de uma seção estratigráfica aflorante contínua, assim como pela intensa serpentinização e alteração de peridotitos e piroxenitos. Entretanto foram consideradas as variações composicionais de ortopiroxênio em peridotitos, presentes no extremo sul do complexo (amostra G24 - Girardi & Kurat, 1982) e em piroxenitos do topo da subzona ZU-1.

No peridotito é observada uma composição média (15 análises) de $\text{En}_{87,6}:\text{Fs}_{11,8}:\text{Wo}_{0,6}$, enquanto nos piroxenitos se tem valores de até $\text{En}_{78,9}:\text{Fs}_{20,4}:\text{Wo}_{0,7}$ (fig. 7.12). A razão MMF sofreu uma diminuição, acompanhada do aumento de Cr^{+3} e Al^{+3} , a partir do membro ZU-S1 em direção ao membro ZU-P1. No Membro ZU-P1 os outros elementos apresentam uma grande dispersão nas suas concentrações, dificultando a observação de *trends* composicionais (fig. 7.10).

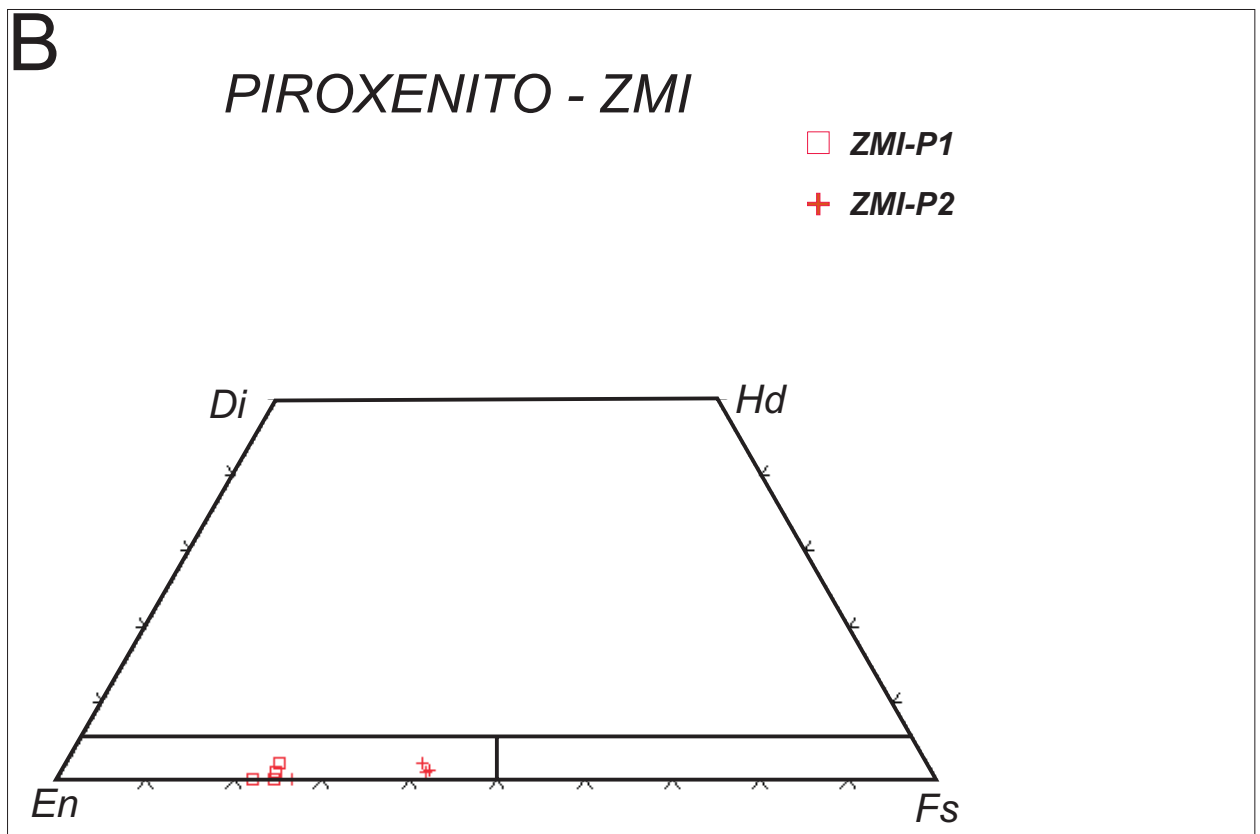
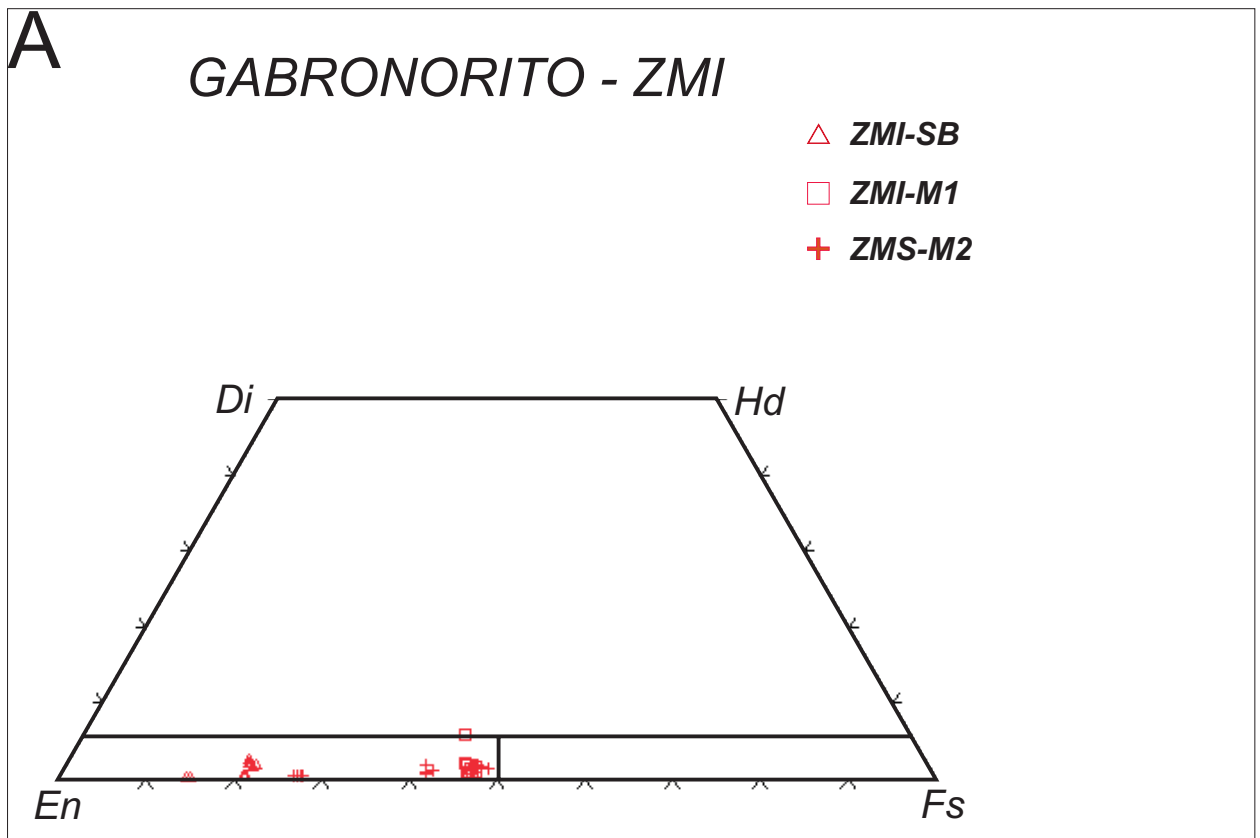


FIGURA 7.11 - Composição de ortopiroxênio na Zona Máfica Inferior - Complexo de Cana Brava a partir dos *end members* no sistema En-Fs-Di-Hd . A) ortopiroxênio de gabronorito da ZMI. B) ortopiroxênio de piroxênito da ZMI.

PIROXENITO\PERIDOTITO - ZU

◇ ZU-S1

+ ZU-P1

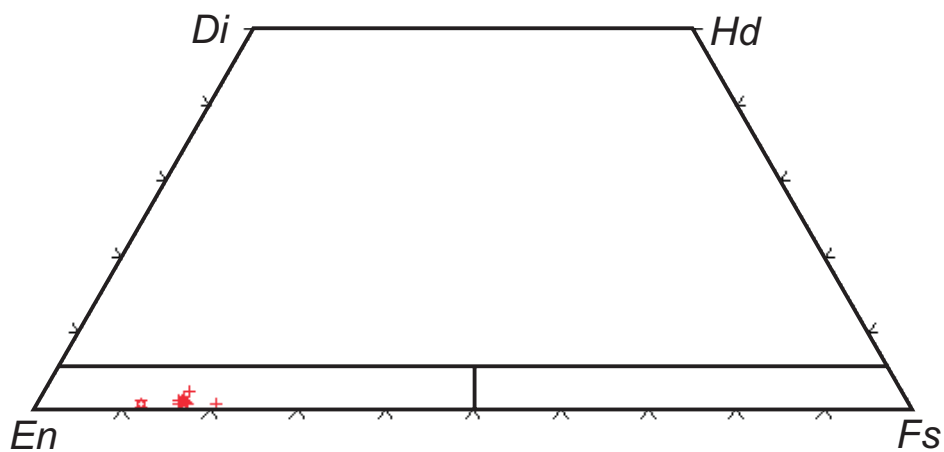


FIGURA 7.12 - Composição de ortopiroxênio de piroxenito e peridotito da Zona Ultramáfica - Complexo de Cana Brava; a partir dos *end members* do sistema En-Fs-Di-Hd.

O ortopiroxênio da ZU individualizou-se composicionalmente em relação àqueles de piroxenitos da ZMI e ZMS, caracterizado por altos valores de Cr^{+3} e razão MMF e baixas concentrações de Mn^{+2} .

7.2.2.1.3 - Variação composicional do ortopiroxênio da Zona Máfica Superior (ZMS)

Gabronorito

Os grãos de ortopiroxênio presentes nos gabronoritos da ZMS apresentam grandes variações composicionais, refletidas por *end members* de $\text{En}_{53,0}:\text{Fs}_{46,2}:\text{Wo}_{0,7}$ a $\text{En}_{76,2}:\text{Fs}_{23,1}:\text{Wo}_{0,7}$. (fig. 7.13A). As amostras mais diferenciadas situam-se abaixo do campo da pigeonita, indicando serem prováveis pigeonitas invertidas.

Nas subzonas ZMS-1, ZMS-3, ZMS-4, ZMS-6 e ZMS-7 o ortopiroxênio apresenta *trends* contínuos de variação críptica, marcados pela sistemática diminuição da razão MMF em direção ao topo de cada subzona. Na maioria destas subzonas a diminuição da razão MMF do ortopiroxênio é acompanhada por aumentos sincrônicos de Mn^{+2} e diminuição de Cr^{+3} , ressaltando portanto repetições cíclicas dos *trends* de diferenciação magmática (fig. 7.10).

No Membro ZMS-M6 foi verificada uma nova seqüência de fracionamento a partir de sua porção intermediária, onde está presente gabronorito de granulação grossa, enquanto a amostra presente no topo do Membro ZMS-M4 mostra valores mais elevados da razão MMF e de Cr^{+3} indicando uma inversão no *trend* de variação críptica.

Na passagem do membro piroxenítico para o membro máfico de cada subzona verifica-se uma grande mudança na razão MMF e no conteúdo de Al^{+3} do ortopiroxênio, o que ressalta principalmente o controle da cristalização do plagioclásio na disponibilidade de Al^{+3} no sistema, similar ao observado na Intrusão de Jimberlana (Campbell & Borly, 1974) e no Complexo de Bushveld (Eales *et. al.*, 1993).

Os xenólitos de gabronorito, presentes nas Intrusões Noríticas (IN) e dispostas no topo da ZMS-7, apresentam cristais de ortopiroxênio com menores razões MMF, sugerindo serem representantes de porções mais diferenciadas do complexo. Os grãos de ortopiroxênio em xenólitos, presentes nas Intrusões Noríticas e posicionadas na ZMS-4, apresentam razões MMF similares às encontradas nesta unidade, indicando ser prováveis fragmentos desta porção máfica do Complexo de Cana Brava.

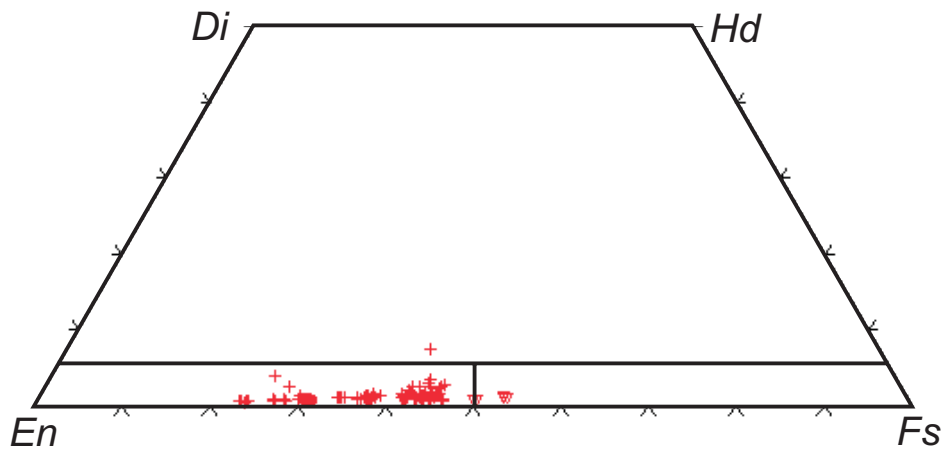
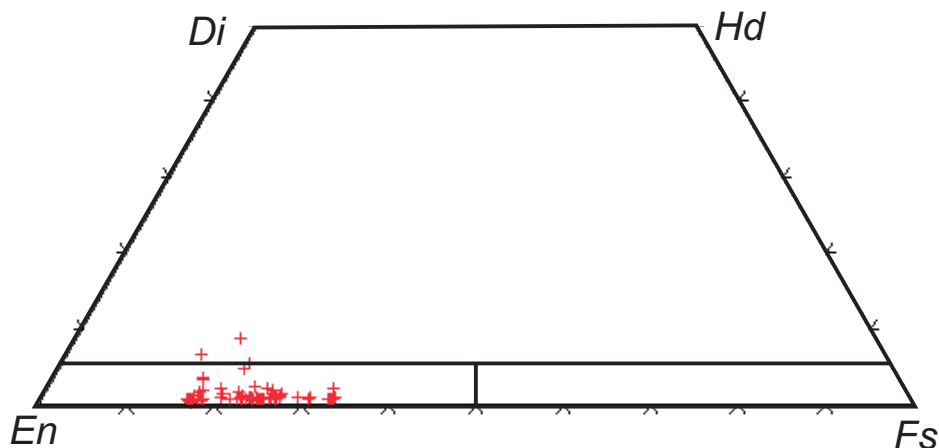
A**GABRONORITO - ZMS**▽ **ZMS** - XENÓLITOS NAS INTRUSÕES NORÍTICAS+ **ZMS** - MEMBROS MÁFICOS**B****PIROXENITO - ZMS**+ **ZMS** - MEMBROS PIROXENÍTICOS

FIGURA 7.13 - Composição de ortopiroxênio na Zona Máfica Superior - Complexo de Cana Brava a partir dos *end members* no sistema En-Fs-Di-Hd . A) ortopiroxênio de gabronorito da ZMS. B) ortopiroxênio de piroxênito da ZMS.

Piroxenito

Na ZMS os grãos de ortopiroxênio dos membros piroxeníticos apresentam preferencialmente composições mais primitivas em relação aos membros máficos, com poucas análises encontrando-se abaixo do campo de estabilidade da pigeonita. Mostram composições que variam de $En_{82,7}:Fs_{16,6}:Wo_{0,7}$ a $En_{65,6}:Fs_{33,4}:Wo_{1,0}$ (fig. 7.13 B).

Dentro de um mesmo membro, às vezes são observadas variações composicionais laterais e verticais, como no Membro ZMS-P4. No Membro ZMS-P1 a razão MMF diminui em direção ao topo desta unidade.

Nos diversos membros piroxeníticos a razão MMF e demais elementos, apresentam-se muito variáveis, não configurando qualquer *trend* de diferenciação entre estes.

No Membro ZMS-P4 são encontrados os mais elevados valores de Cr^{+3} (até 0,0138 p.u.f.), e menores de Ti^{+4} . Nos membros ZMS-P3 e ZMS-P6 o Ti^{+4} mostra os maiores teores (~ 0,30 p.u.f.).

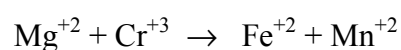
O Mn^{+2} mostra os mais altos valores associados ao membro ZMS-P6. Um pequeno aumento do Mn^{+2} pôde ser observado a partir do membro ZMS-P1 até ZMS-P3. O Ca^{+2} mostra concentração similar nos diversos membros piroxeníticos da ZMS.

O Ni^{+2} , K^{+1} e Na^{+1} possuem valores muito baixos, provavelmente próximos do limite de detecção, não sendo possível caracterizar quaisquer variações químicas sistemáticas entre os diversos níveis piroxeníticos.

Em resumo, o ortopiroxênio dos piroxenitos na ZMS mostra uma boa correlação linear negativa da razão MMF com o Mn^{+2} , apresentando um espectro de variação composicional intermediário às amostras de piroxenitos da ZU e da ZMI. O Cr^{+3} possui grande variação em sua concentração, além de mostrar uma correlação positiva com a razão MMF.

7.2.2.1.4 - Substituições cristal químicas

A principal variação composicional no ortopiroxênio de gabronoritos e piroxenitos, ao longo da seqüência estratigráfica, é representada por substituições de Mg^{+2} por Fe^{+2} , diminuindo desta forma o índice MMF. Estas ainda são acompanhadas, respectivamente pela saída do Cr^{+3} e entrada de Mn^{+2} no sítio octaédrico M_1 (Fig.7.14 e 7.15), a qual pode ser representada pela relação:



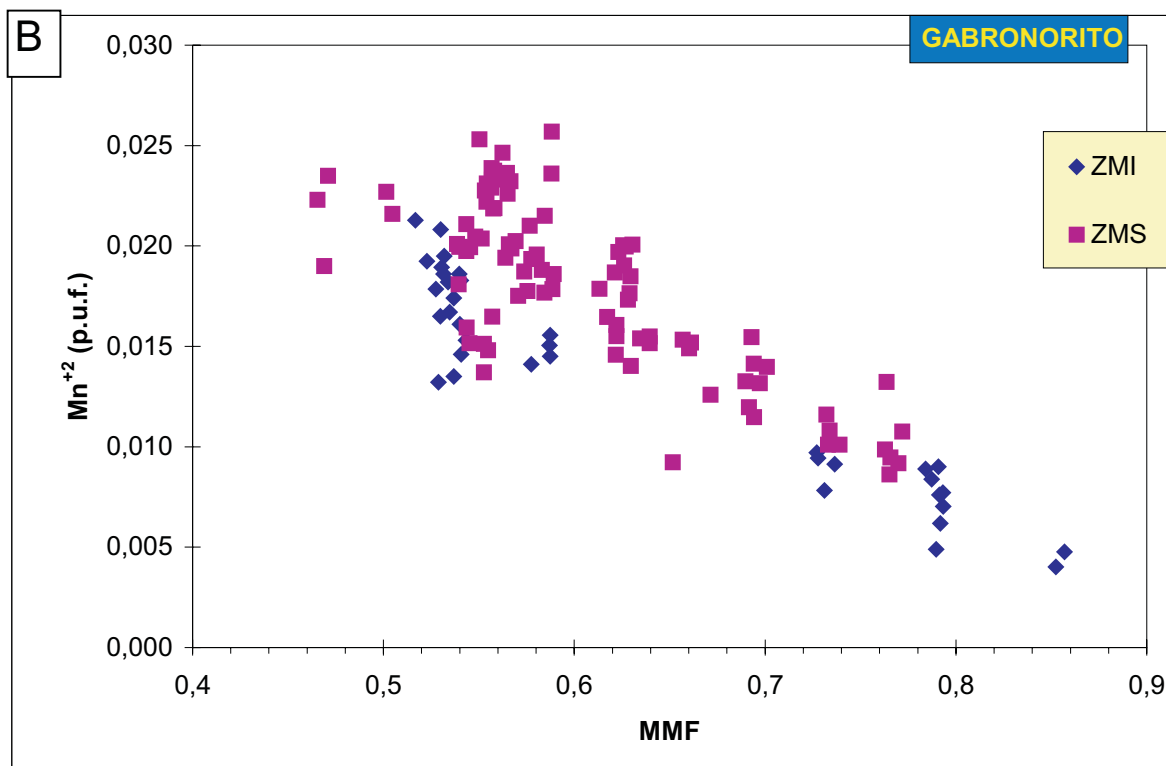
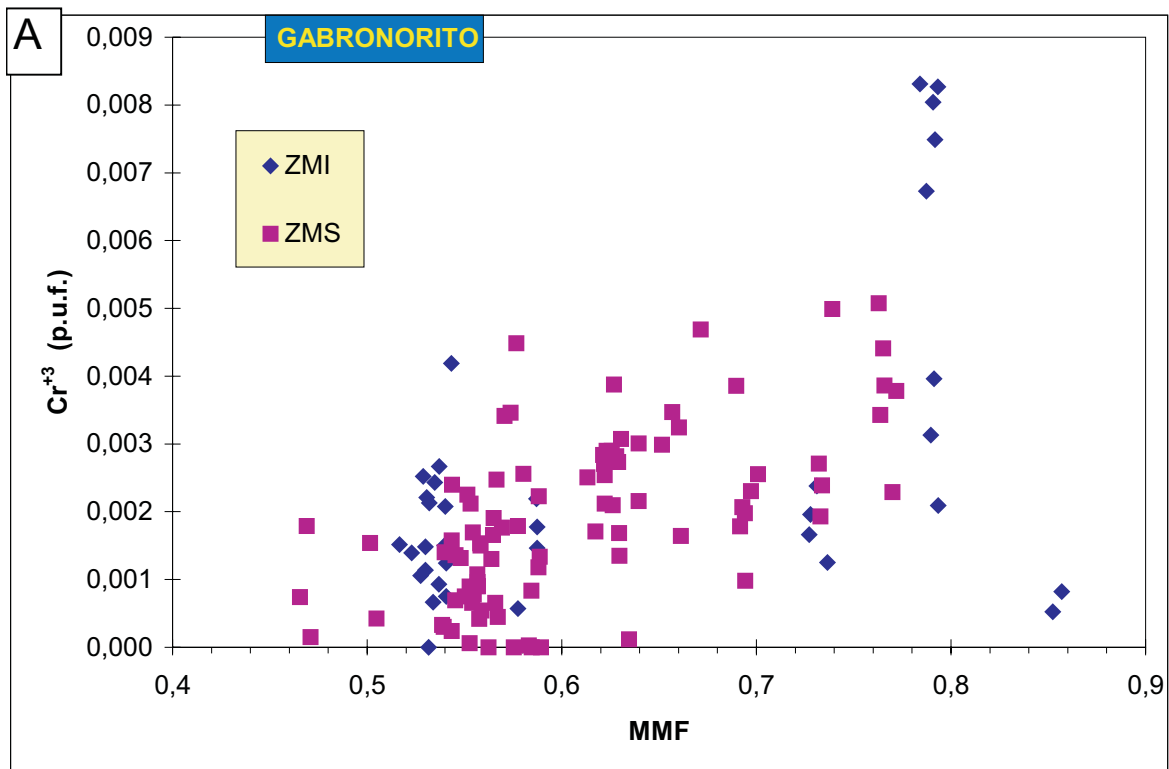


Figura 7.14 - Principais substituições no sítio octédrico M1 em relação ao índice de diferenciação MMF em ORTOPIROXÊNIO de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

A) Diagrama Cr^{+3} x MMF B) Diagrama Mn^{+2} x MMF.

Razão $\text{MMF} = \text{Mg}^{+}/\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}$. Elementos calculados na base de 6 oxigênios.

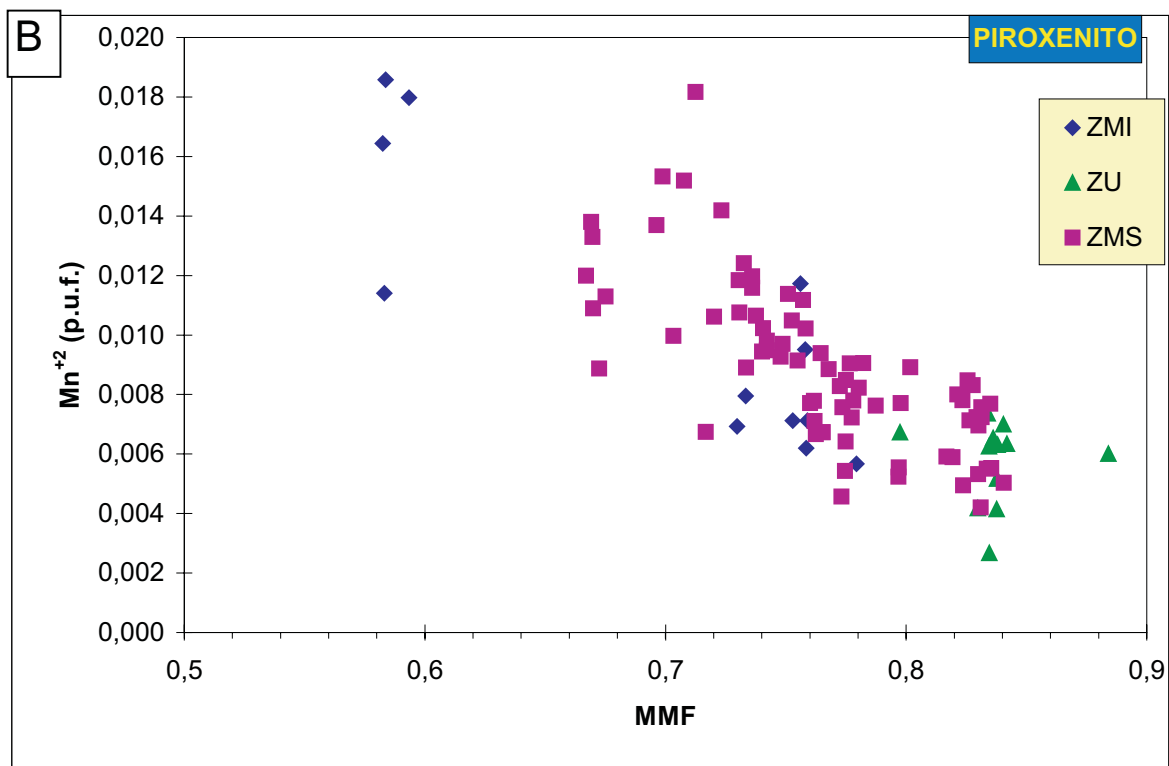
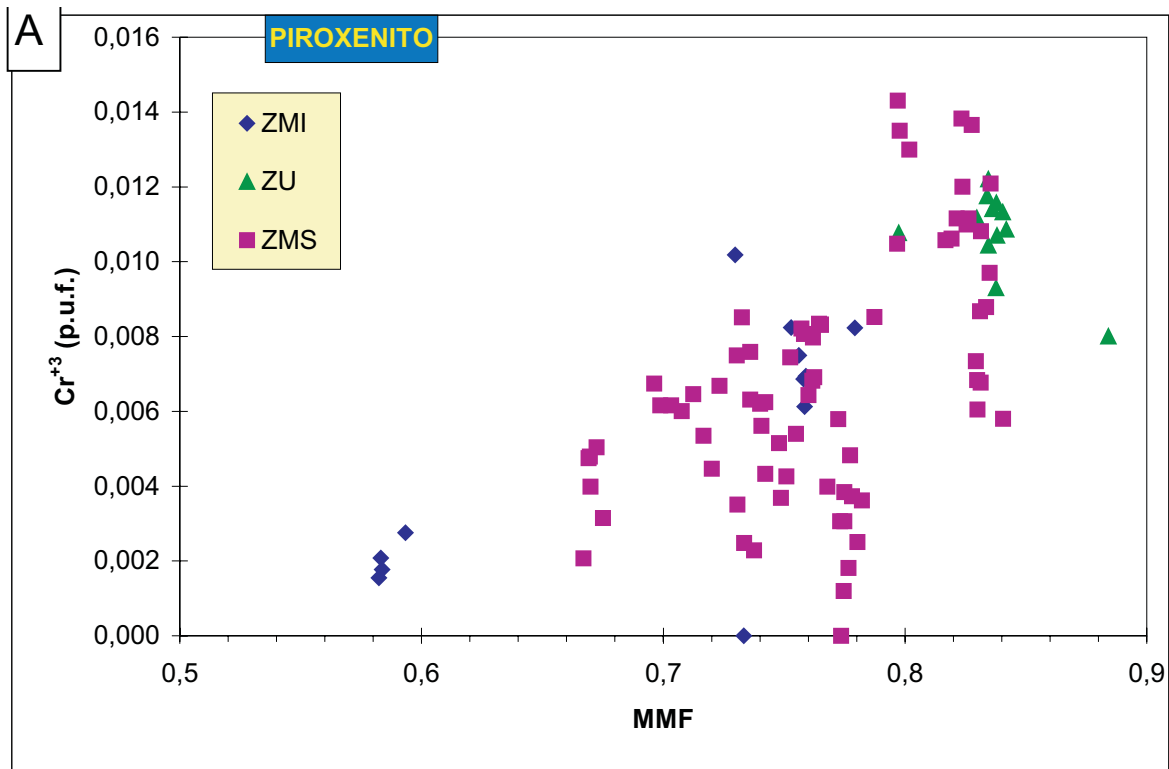


Figura 7.15 - Principais substituições no sítio octédrico M1 em relação ao índice de diferenciação MMF em ORTOPIROXÊNIO de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

A) Diagrama Cr^{+3} x MMF B) Diagrama Mn^{+2} x MMF.

Razão $\text{MMF} = \text{Mg}^{+2} / \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}$. Elementos calculados na base de 6 oxigênios.

A entrada do Cr^{+3} aparentemente não foi acompanhada de substituição de Si^{+4} por Al^{+3} no sítio tetraédrico, como evidenciado pelos baixos índices de correlação de Cr^{+3} e Al_t . Os demais elementos mostram baixas correlações com o índice MMF.

7.2.2.1.5 - Variação composicional do ortopiroxênio em complexos acamadados.

As composições dos cristais de ortopiroxênio nos Complexos de Bushveld e Niquelândia e nas Intrusões de Skaergaard e Jimberlana são sucintamente apresentadas, a fim de se efetuar uma melhor comparação com aquelas do Complexo de Cana Brava.

No Complexo de Bushveld o ortopiroxênio apresenta um *trend* geral de variação de En_{90-84} a En_{31-45} (Naldrett, 1989). Na Zona Inferior do Complexo de Bushveld o ortopiroxênio apresenta repetidas variações de FeO, atribuídas à presença de unidades cíclicas (formadas por harzburgitos e ortopiroxenitos) (McDonald, 1967; In: Jackson, 1970; Atkins, 1969, Eales *et. al.*, 1993). Na Zona Crítica, Naldrett (1986) e Cameron (1982) mostraram inúmeras variações na composição deste ($\#\text{Mg}_{0,84}$ a $\#\text{Mg}_{0,70}$), marcando as unidades cíclicas. Os grãos de ortopiroxênio coexistem com os cristais cúmulus de plagioclásio e augita a partir da Zona Crítica Superior até a porção intermediária da Zona Principal, onde apresentam termos com composição de até $\text{Mg}_{70-65} \text{Fe}_{30-35}$. A partir destes ocorre como pigeonita que gradaciona para ferripigeonita, até cerca de 600 metros do topo da Zona Superior, quando cessa sua cristalização, a uma composição de $\text{Mg}_{29} \text{Fe}_{71}$.

Atkins (1969) constatou que durante o fracionamento, o ortopiroxênio apresentou uma marcante depleção de Cr, Ni, Al, e Na e um enriquecimento de Mn e V. Outros elementos tais como Co, Sr e Ba mostram concentrações praticamente constantes. Eagles *et. al.* (1993) observaram semelhante comportamento nos litotipos das zonas Inferior e Crítica, onde a razão MMF manteve uma correlação negativa com o Al, Mn e Ti. Na passagem das unidades ultramáficas para as máficas o Al^{+3} mostrou uma grande inflexão, controlada pela cristalização de plagioclásio.

Cawthorn *et. al.* (1991) observaram em um dos níveis piroxeníticos (*Pyroxenite Marker*) da Zona Principal do Complexo de Bushveld, uma inversão no conteúdo de En, Cr, Ti, Na e Al na composição do ortopiroxênio, que atribuíram à adição de um magma menos diferenciado e com um volume comparável ao magma residente.

Na Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968; Hoover, 1989) o ortopiroxênio ocorre como grãos cúmulus apresentando variações composicionais semelhantes, para as séries Marginal de Borda e Acamadada. Na Série Marginal de Borda o ortopiroxênio mostra variação de En_{74} : Fs_{24} : Wo_2 até En_{34} : Fs_{58} : Wo_8 , enquanto na Série Acamadada o intervalo composicional é de En_{64} a En_{49} .

A Série Bandada Inferior da Intrusão de Jimberlana (Campbell & Borley, 1974) é formada na base por uma Zona Ultramáfica (repetidas camadas de dunito-bronzitito) com bronzita, seguida no topo por uma Zona Máfica, onde predominam grãos cúmulus de pigeonita (invertida) e plagioclásio (+clinopiroxênio)

Na Zona Ultramáfica o ortopiroxênio apresenta composição extremamente rica em magnésio, com valores de até En_{87-80} , passando para a Zona Máfica onde ocorrem variações de En_{70} a En_{60} .

No Complexo de Niquelândia, Ferreira Filho (1995) observou no ortopiroxênio de gabronorito um progressivo enriquecimento de FeO a partir da Unidade Ultramáfica até a Unidade Máfica Central de Oeste, respectivamente correlatas à ZU e ZMS do Complexo de Cana Brava, onde alcança até En_{49} Fs_{51} . Acompanhando a diminuição da razão MMF, observou um aumento de MnO e um decréscimo de Al_2O_3 . As diversas variações crípticas ao longo destas unidades foram consideradas como resultantes da presença de unidades cíclicas.

Ferreira Filho (1995) observou ainda uma grande descontinuidade composicional do ortopiroxênio no contato com a Unidade Serra dos Borges, onde predominam gabros e anortosito, ressaltando uma interrupção no processo de fracionamento das unidades inferiores.

De forma similar o ortopiroxênio presente em websteritos da Unidade Ultramáfica até as unidades Máfica Central de Leste e Máfica Central de Oeste, apresenta uma diminuição da razão MMF, acompanhada do aumento de MnO e da diminuição de Al_2O_3 . Nestes litotipos o ortopiroxenito apresenta maiores valores de Cr, Na, Al em relação aos encontrados em gabronoritos.

Concluindo, a ZMI do Complexo de Cana Brava apresenta reduzido número de intervalos estratigráficos analisados, não permitindo representar a completa variação críptica do ortopiroxênio, ao longo desta unidade. Na ZMS o ortopiroxênio mostra pequenos *trends* de variação críptica associados às várias subzonas estratigráficas, formadas de um membro piroxenítico na base e gabronorítico no topo, análogos às variações crípticas descritas em unidades cíclicas dos complexos de Bushveld e Niquelândia. Na ZU o ortopiroxênio mostra composições similares às encontradas para unidades cíclicas ultramáficas de intrusões acamadadas.

7.2.2.2 - ANÁLISE DE ORTOPIROXÊNIO DAS INTRUSÕES NORÍTICAS

Nas Intrusões Noríticas foram analisados os grãos de ortopiroxênio representantes da Zona Norítica Central (ZNC) e Zona Norítica de Borda (ZNB), objetivando:

a) A caracterização química desta fase mineral, b) a observação de possíveis variações composicionais entre as duas principais unidades e c) comparação entre os litotipos da ZNC, presentes em diferentes localidades na área de estudo.

Os resultados de análises representativas e respectivas fórmulas estruturais encontram-se na tabela A.2 (anexo).

7.2.2.2.1 -Variação composicional do ortopiroxênio na Zona Norítica Central (ZNC)

Na ZNC foram investigados os grãos de ortopiroxênio de três amostras, presentes nas porções norte (L4000N-2775A1W e L4000N-2775A2W) e sul (TLR-349) da área de estudo, totalizando 18 análises. Estes litotipos possuem aspectos texturais e mineralógicos semelhantes, representados por biotita-hornblenda-norito isotrópico de granulação grossa. O ortopiroxênio ocorre parcialmente substituído por hornblenda de cor castanha.

As amostras da porção norte apresentam composições de $En_{66,7}: Fs_{32,5}: Wo_{0,8}$ até $En_{64,0}: Fs_{35,0}: Wo_{1,0}$, contrastando com aquelas obtidas na porção sul, que se mostram mais ricas na molécula de Fs e com *end members* de $En_{58,5}: Fs_{39,7}: Wo_{1,8}$ a $En_{57,4}: Fs_{41,4}: Wo_{1,2}$. Estas variações parecem indicar que estes ortopiroxênios cristalizaram sob condições distintas.

7.2.2.2.2 - Variação composicional do ortopiroxênio da Zona Norítica de Borda (ZNB)

Na Zona Norítica de Borda predomina granada-biotita-gnaiss derivados de quartzo-norito, no qual ainda pode ser observada textura ígnea. Este transiciona para biotita-metanorito, presente em uma posição intermediária entre as zonas noríticas Central e de Borda. No quartzo-norito analisado (L1000N-2575W) o ortopiroxênio ocorre como cristais pós-cúmulus, envolvendo plagioclásio e quartzo. No biotita-metanorito (L2000N-2700W) ocorre como porfiroclastos intensamente deformados.

Os cristais de ortopiroxênio de quartzo-norito apresenta as mais baixas razões Mg/Mg+Fe na área de estudo e caracterizam-se por possuírem composições de $En_{49,8}: Fs_{49,4}: Wo_{0,8}$ a $En_{48,8}: Fs_{50,2}: Wo_{1,0}$. Nos termos transicionais as composições dos grãos mostram-se homogêneas e um pouco mais ricas na molécula de En, representadas por $En_{57,3}: Fs_{41,5}: Wo_{0,8}$ a $En_{57,0}: Fs_{42,0}: Wo_{1,0}$.

7.2.2.2.3 - Variação composicional do ortopiroxênio na Zona Norítica Central e Zona Norítica de Borda

As variações composicionais dos cristais de ortopiroxênio da ZNC e ZNB, são principalmente representadas por um aumento na molécula de Fs em direção à ZNB, associado provavelmente a um processo de diferenciação magmática entre estas unidades. Na ZNB pode ter ocorrido a influência da contaminação de xenólitos e de uma maior taxa de transferência de calor com o Complexo de Cana Brava, modificando as condições iniciais de cristalização nesta unidade.

7.2.2.2.4 - Substituições cristal químicas

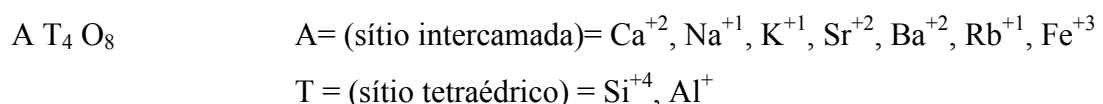
As principais substituições cristal químicas no ortopiroxênio, são representadas pelo aumento de Mn^{+2} e Fe^{+2} nos sítios octaédricos, para as amostras da ZNB, ressaltando o *trend* de fracionamento em direção a esta unidade (fig.7.16).

7.3 - PLAGIOCLÁSIO

7.3.1 - ANÁLISE DO PLAGIOCLÁSIO DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Foram investigados 23 amostras de diferentes posições estratigráficas (com cerca de dois grãos analisados por amostra), totalizando 147 análises de plagioclásio. A amostragem apresentou-se descontínua ao longo da seqüência estratigráfica, onde foram analisados predominantemente os porfiroclastos (em gabronoritos) e mais raramente cristais pós-cúmulus (em piroxenitos).

O cálculo da fórmula estrutural foi realizado na base de 8 oxigênios, considerado a expressão geral:



A nomenclatura utilizada considerou o *end member* da molécula de anortita (An), calculada pela razão $Ca^{+2}/(Ca^{+2} + Na^{+1} + K^{+1})$. Os resultados de análises representativas e respectivas fórmulas estruturais, encontram-se na tabela A.3 (anexo).

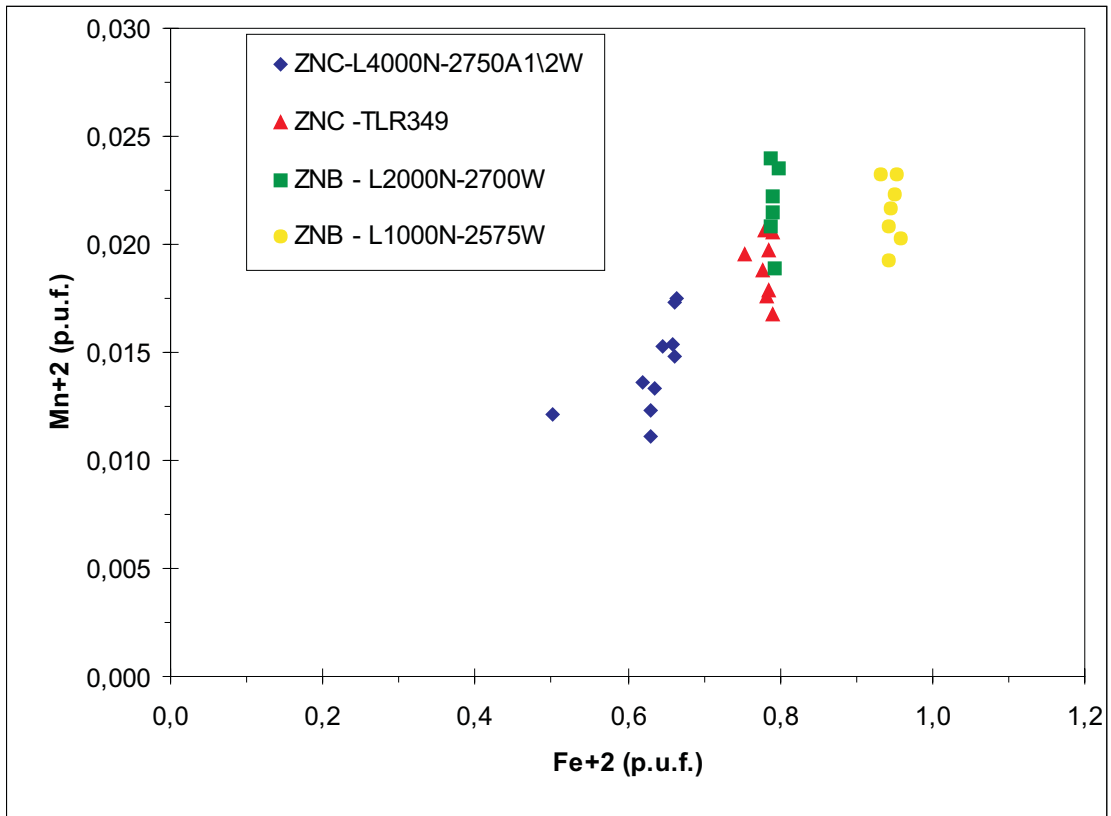


Figura 7.16 - Variação de Fe+2 vs Mn+2 em ORTOPIROXÊNIO da Zona Norítica Central (ZNC) e da Zona Norítica de Borda (ZNB), das Intrusões Noríticas.

Os cristais ocasionalmente apresentam variações nas análises de borda e núcleo representadas por um enriquecimento de Ca^{+2} em direção às bordas. Porém em grande parte das amostras investigadas não foi identificada zonação composicional sistemática, o que permitiu o tratamento em conjunto dos dados de borda e núcleo dos cristais.

As variações composicionais observadas são controladas principalmente pela natureza do litotipo, bem como por variações crípticas encontradas em uma mesma subzona estratigráfica. Assim a molécula de anortita para todas amostras do complexo variou de $\text{An}_{55,7-94,7}$, mostrando-se mais elevadas nos piroxenitos ($\text{An}_{76,9-94,7}$) em relação aos gabronoritos ($\text{An}_{55,1-92,4}$).

Apesar do reduzido número de intervalos estratigráficos analisados pôde-se observar que em alguns níveis do complexo ocorreram variações sistemáticas da molécula de anortita (An) acompanhadas inversamente pelo K^{+1} (fig.7.17).

7.3.1.1 - Variação composicional do plagioclásio na Zona Máfica Inferior (ZMI)

Nos litotipos desta unidade predominam texturas miloníticas a ultramiloníticas que não permitiram a preservação de cristais primários de plagioclásio em diversas posições estratigráficas, restringindo uma investigação sistemática de suas variações composicionais ao longo desta zona. As amostras analisadas pertencem preferencialmente às subzonas ZMI-SB e ZMI-2 e mostram um espectro de variação composicional de An_{73} a An_{90} .

Gabronorito

Na ZMI-SB as amostras analisadas correspondem, da base para o topo, a gabronorito e olivina-melagabronorito coronítico e mostram uma inversão com aumento da molécula de anortita de $\text{An}_{80,7-83,6}$ para $\text{An}_{85,2-89,3}$, respectivamente. Este fato parece estar condicionado pela natureza distinta dos litotipos, onde ocasionalmente ocorre olivina na associação mineral.

Na ZMI-2 foram analisados os grãos de plagioclásio do membro ZMI-M2, que apresentaram composições de $\text{An}_{81,3-89,6}$. Neste membro foi observado uma inversão composicional entre as amostras da base, indicada por menores valores da molécula de An. A partir de sua porção intermediária destaca-se a contínua diminuição da molécula de anortita ($\text{An}_{87,8-89,7}$) em direção ao topo da unidade ($\text{An}_{86,4-87,4}$), sugerindo uma regular variação críptica do plagioclásio em direção às porções estratigráficas de topo da ZMI, similar ao verificado nos piroxênios.

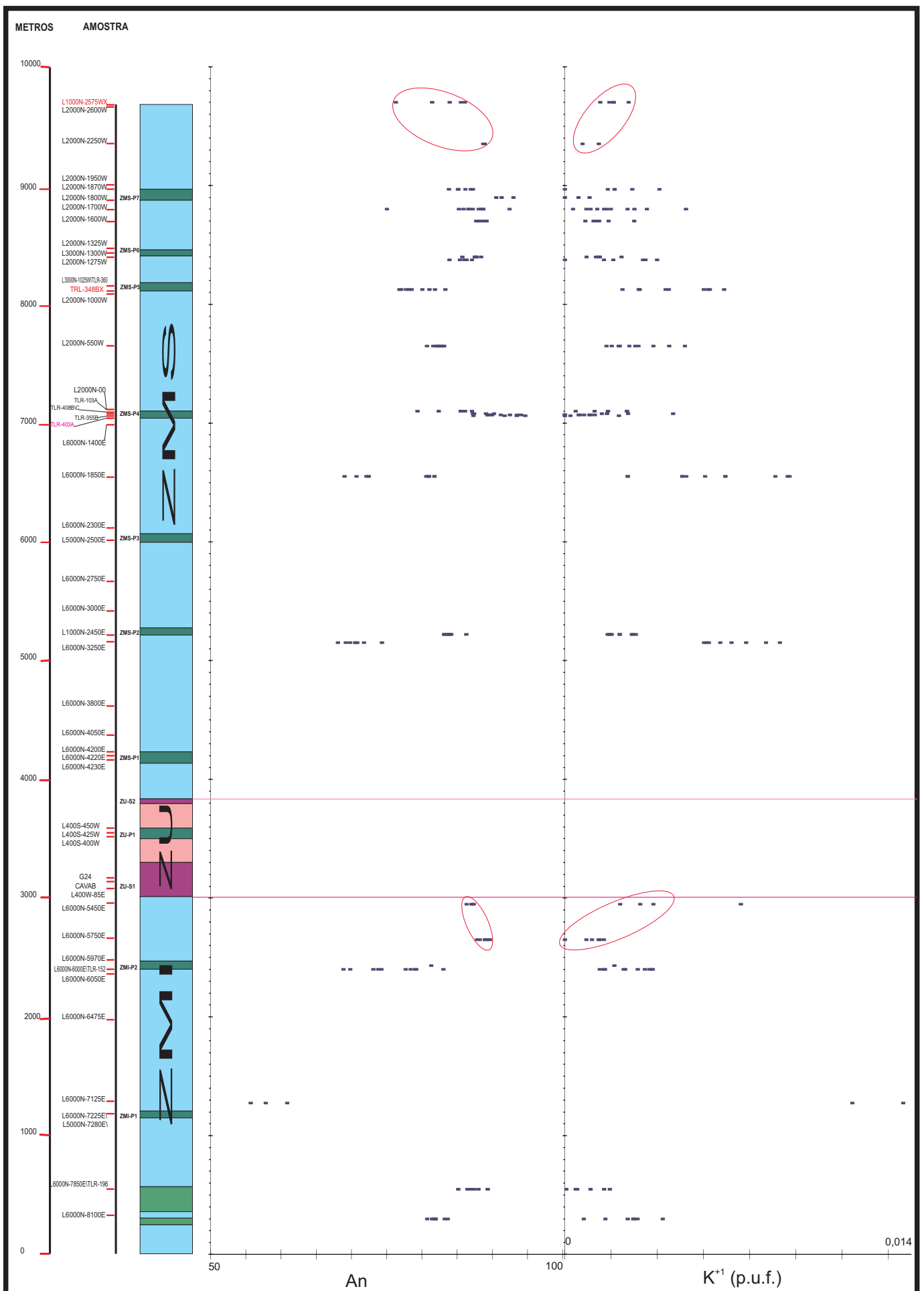



Figura 7.17 - Variação composicional do PLAGIOCLÁSIO, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava. Elementos calculados na base de 8 oxigênios.

 Trend de variação críptica do plagioclásio.

A amostra pertencente a ZMI-M1, caracteriza-se pelo predomínio de uma textura ultramilonítica e paragênese granulítica, onde os cristais de plagioclásio analisados foram representados por raros e diminutos porfiroclastos que apresentam composição de $An_{57,8 - 60,8}$, correspondendo aos mais baixos valores da molécula de anortita encontrados no complexo. Este fato indica um provável reequilíbrio metamórfico atuante sobre os porfiroclastos.

Piroxenito

As análises dos grãos de plagioclásio dos membros piroxeníticos se restringiram ao Membro ZMI-P2, os quais mostram composições de $An_{68,8 - 79,2}$, inferiores às observadas no Membro ZMS-M4 onde predomina gabronorito.

7.3.1.2 - Variação composicional do plagioclásio na Zona Máfica Superior (ZMS)

Nas subzonas ZMS-4, ZMS-6 e ZMS-7 as texturas miloníticas e paragêneses de fácies granulito são menos frequentes, razão pela qual foi possível a realização de uma amostragem mais representativa dos cristais ígneos, ao longo destas unidades estratigráficas.

Gabronorito

Na unidade ZMS-4 o plagioclásio do Membro Máfico ZMS-M4 apresenta uma contínua diminuição na molécula de An, variando predominantemente de $An_{82,4 - 87,1}$ a $An_{80,7 - 83,2}$, em direção ao topo desta unidade.

Na Subzona ZMS-6 o plagioclásio do Membro ZMS-M6 mostra uma progressiva diminuição de $An_{87,6 - 89}$ para $An_{85,3 - 88,7}$ em direção ao topo deste membro. Uma descontinuidade composicional do plagioclásio do membro piroxenítico ZMS-P6 e de parte do membro máfico ZMS-M6 sugere a presença de um novo *trend* de variação críptica a partir da posição intermediária da ZMS-M6, correspondendo provavelmente a uma nova unidade estratigráfica.

No Membro Máfico ZMS-M7 as amostras analisadas situam-se em sua porção estratigráfica intermediária e possuem grãos de plagioclásio com composição $An_{88,7 - 88,9}$. A composição do plagioclásio destas amostras quando comparada com a dos xenólitos de gabronorito ($An_{76,3 - 86,1}$), presentes nas Intrusões Noríticas e dispostas no contato de topo da ZMS-M7, descrevem um *trend* de diminuição da molécula de anortita. Este fato sugere que estes xenólitos podem representar os termos mais diferenciados desta unidade, na forma de fragmentos das porções estratigráficas mais superiores do Complexo de Cana Brava.

Piroxenito

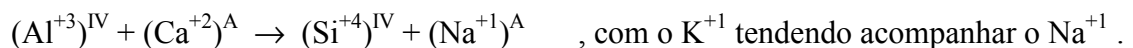
O plagioclásio presente em piroxenito ocorre como cristais pós-cúmulus, que no Membro Piroxenítico ZMS-P4 apresentam composições variando de An_{87,4} - 94,1. No Membro Piroxenítico ZMS-P6 foram encontradas composições de An_{85,7} - 88,4, que se mostram inferiores às observadas em gabronorito do Membro Máfico ZMS-M6

No Membro Piroxenítico ZMS-P7 foram analisadas amostras de diferentes localidades, as quais apresentam grãos de plagioclásio com composição variando de An_{90,5} - 93,0 a An_{83,8} - 87,2..

Os demais intervalos estratigráficos analisados somente ilustram um maior enriquecimento da molécula de anortita no plagioclásio pós-cúmulus dos piroxenitos, em contraste com os grãos cúmulus de gabronorito. Deve-se ressaltar que no Membro ZMS-P5 o plagioclásio apresenta valores de An_{77,1} - 83,3, comparativamente inferiores aos dos outros níveis piroxeníticos, possuindo também um conteúdo mineralógico distinto, marcado pela presença de cristais de hornblenda e biotita desenvolvidos em uma provável fase deutérica.

7.3.1.3 - Substituições cristal químicas

As variações composicionais nos cristais de plagioclásio de gabronorito (fig.7.18) e piroxenito (fig.7.19) do Complexo de Cana Brava apresentam-se similares, representadas por substituições de Al⁺³ por Si⁺⁴ no sítio tetraédrico, sincrônicas à saída de Ca⁺² e entrada de Na⁺¹ e K⁺¹ na posição “A”, sendo representadas pela expressão:



Os demais elementos (Ba⁺², Sr⁺², Fe⁺³) apresentam baixas concentrações, com grande dispersão dos dados, o que não permitiu uma avaliação segura quanto uma provável correlação destes com as principais substituições cristal químicas.

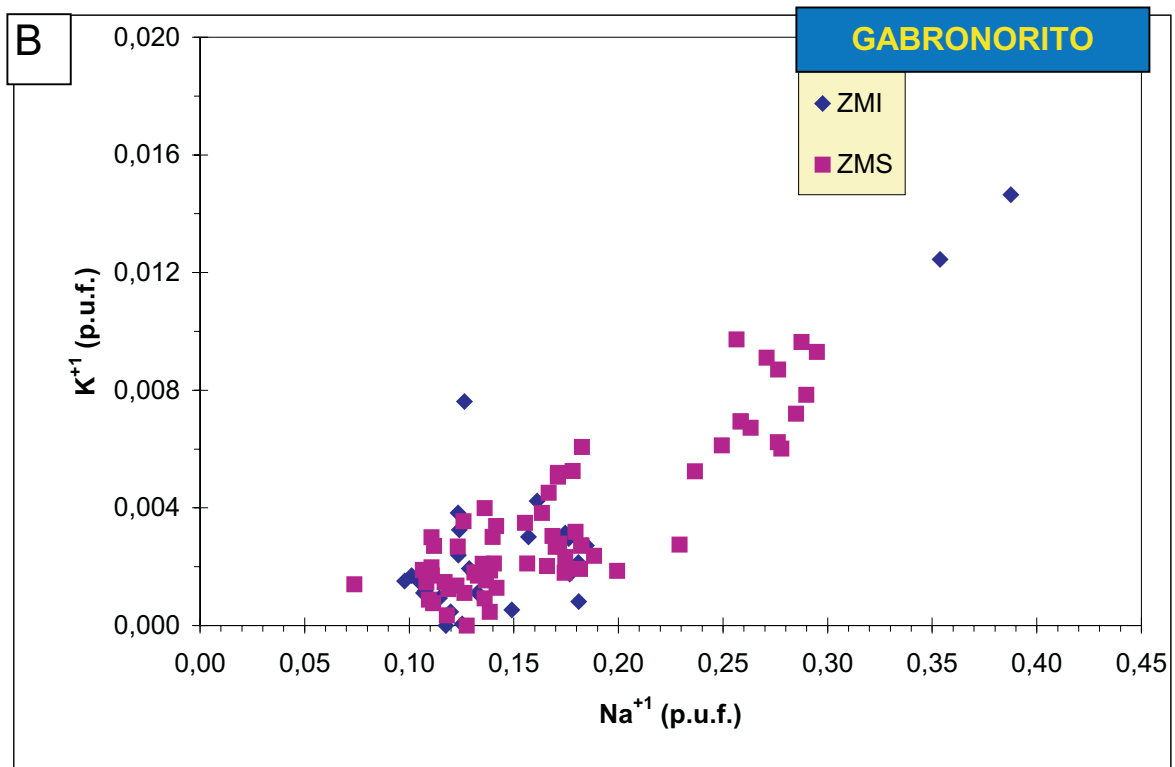


Figura 7.18 - Substituições dos elementos maiores no PLAGIOCLÁSIO de gabronorito do Complexo de Cana Brava. **A)** diagrama $An \times Al^{+3}$ (p.u.f.) indicando substituições simultâneas nas posições tetraédrica e intercarnadas. **B)** diagrama $K^{+1} \times Na^{+1}$ (p.u.f.) ressaltando comportamentos similares destes elementos nas posições intercarnadas.

An=Ca+2/Ca+Na+K. Elementos calculados na base de 8 oxigênios.

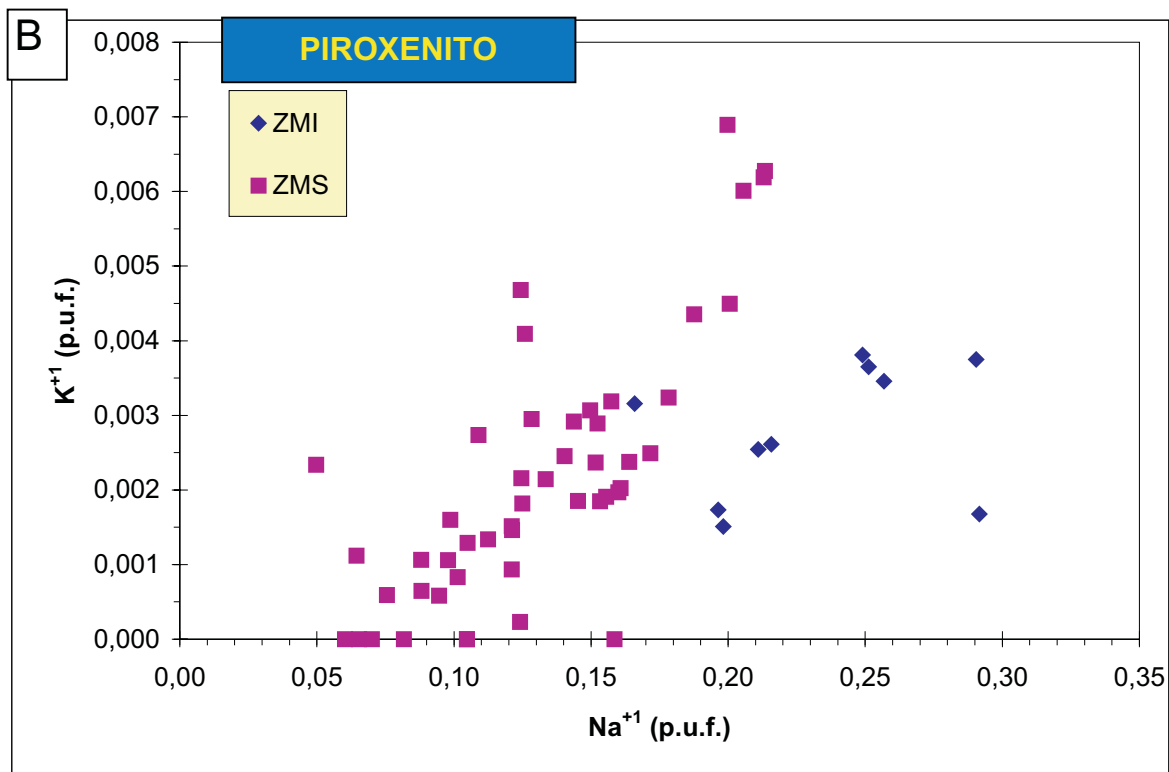


Figura 7.19 - Substituições dos elementos maiores no PLAGIOCLÁSIO de piroxenito do Complexo de Cana Brava. **A**) diagrama $An \times Al^{+3}$ (p.u.f.) indicando substituições simultâneas nas posições tetraédrica e intercarnadas. **B**) diagrama $K^{+1} \times Na^{+1}$ (p.u.f.) ressaltando comportamentos similares, destes elementos, nas posições intercarnadas.

$An = Ca + 2 / Ca + Na + K$. Elementos calculados na base de 8 oxigênios.

7.3.1.4 - Variação composicional do plagioclásio em complexos acamadados

A variação composicional do plagioclásio em seqüências estratigráficas dos Complexos de Stillwater e Bushveld e na Intrusão de Skaergaard, foi utilizada para a análise comparativa com os resultados no Complexo de Cana Brava.

O Complexo de Stillwater (Jackson, 1970; McCallum *et. al.* 1980, Raedeke & McCallum, 1984) é formado por uma Zona Ultramáfica na base, seguida pela Zona Bandada no topo. Esta foi subdividida em Zona Bandada Inferior, Zona Bandada Intermediária e Zona Bandada Superior. A ocorrência do plagioclásio está associada à Zona Bandada, onde predominam gabronorito, norito, anortosito e troctolito.

McCallum *et. al.* (1980) observaram que ao longo de toda seqüência estratigráfica o plagioclásio apresentou uma variação críptica de An_{86-63} . Nas zonas Bandada Inferior e Superior o plagioclásio mostra uma progressiva diminuição da molécula de anortita (An) em direção ao topo destas unidades, apesar do mesmo não ter sido observado para a Zona Bandada Intermediária. Interpretaram esta variação críptica como resultante de processos simultâneos de: a) cristalização fracionada, b) injeção múltipla de magma, c) mistura de magmas e d) correntes de convecção e densidade.

Para as zonas Bandada Inferior e Superior sugeriram o predomínio da cristalização fracionada, onde o principal processo de deposição do plagioclásio e minerais máficos poderia estar associado a correntes de densidades, as quais periodicamente se deslocariam para o assoalho da câmara magmática. Na Zona Bandada Intermediária, onde a composição média do plagioclásio manteve-se no intervalo de An_{80-75} , sugeriram um contínuo e prolongado contato dos cristais de plagioclásio com o magma, ao contrário das outras unidades que teriam sido parte de sistemas intensamente dinâmicos.

No Complexo de Bushveld o plagioclásio ocorre como mineral cúmulus a partir da Zona Crítica Superior. A partir desta unidade apresenta uma sistemática diminuição da molécula de anortita de An_{80} a An_{30} até o topo do complexo (Naldrett, 1989). Na Zona Crítica Superior (Naldrett *et. al.*, 1986; Cameron, 1982) foram observadas variações composicionais de An_{85} a An_{60} , com repetidas diminuições na molécula anortita associadas à passagem entre unidades cíclicas.

Naldrett *et. al.* (1984) e Kruger & Marsh (1985) (in.: Naldrett, 1989) mostraram que as variações sistemáticas de Sr^{+2} no plagioclásio, associavam-se à presença de unidades cíclicas. Estas variações coincidiram com as maiores mudanças isotópicas de Sr no complexo, tendo sido atribuídas por Kruger & Marsh (1985) como resultante do influxo de magmas isotopicamente distintos e importantes para a definição da unidade mineralizada em platinóides (*Merensky Reef*). Entretanto Naldrett *et. al.* (1987, in: Naldrett, 1989) questionaram esta associação.

Na Intrusão de Skaergaard Wager & Brown (1968) definiram para Série Acamadada uma contínua diminuição da molécula de An, que variou de An₆₅ a An₃₀, em direção ao topo desta unidade. Hoover (1989) observou comportamento similar na composição do plagioclásio da Série Marginal de Borda, o qual mostrou variação críptica de An₇₂ a An₃₅. Na base desta unidade, as amostras localizadas até 3-10 metros do contato com as unidades encaixantes, apresentaram um aumento da molécula de anortita de An₆₂₋₆₄ para An₇₂. Para esta inversão sugeriu a ocorrência de um rápido resfriamento (*quench*) das amostras do contato, em contraste com amostras mais afastadas, que cristalizaram sob um gradiente termal.

A composição dos grãos de plagioclásio no Complexo de Cana Brava mostram uma variação menor da molécula de anortita, possuindo também termos mais cálcicos (até An_{94,7}) em relação ao plagioclásio destes complexos. A composição do plagioclásio em algumas subzonas (ZMI-2, ZMS-4, ZMS-6, ZMS-7) varia sistematicamente, tornando-se mais ricas em Na⁺ e K⁺ em direção ao topo de cada subunidade, indicando pequenos e repetidos *trends* de cristalização fracionada do plagioclásio.

7.3.2 - ANÁLISE DO PLAGIOCLÁSIO NAS INTRUSÕES NORÍTICAS

Nas Intrusões Noríticas foram investigados os grãos de plagioclásio das zonas norítica Central e de Borda. Foram considerados conjuntamente as análises de borda e núcleo, uma vez que os resultados mostram-se freqüentemente homogêneos. A investigação destes, objetivou uma melhor caracterização petrográfica dos litotipos, bem como a observação de variações composicionais, relacionadas às duas principais zonas, à semelhança do que foi realizado com o ortopiroxênio.

Os resultados das análises (tabela A.3 - anexo), indicam composições superiores a An₅₀ (fig.7.20) o que conferiu para os litotipos investigados uma natureza predominantemente norítica.

7.3.2.1 - Variação composicional do plagioclásio na Zona Norítica Central (ZNC)

Nesta unidade foram investigadas as amostras localizadas nos corpos intrusivos das porções norte (L4000N-2775A1\A2W) e sul (TLR-49) da área de estudo, caracterizadas como biotita-hornblenda-norito. As amostras localizadas na porção norte mostram-se mais ricas na molécula de An, com composições variando de An_{90,4} a An_{85,7}. Na porção sul as variações da molécula de anortita encontram-se preferencialmente no intervalo de An_{85,6} a An_{81,3}.

A composição do plagioclásio da porção norte, caracterizada por um maior enriquecimento em Ca^{+2} , indica que durante a sua cristalização o líquido magmático encontrava-se possivelmente menos diferenciado em relação ao da porção sul.

7.3.2.2 - Variação composicional do plagioclásio na Zona Norítica de Borda (ZNB)

Na Zona Norítica de Borda o plagioclásio analisado pertence a quartzo-norito isotrópico (L1000N-2575BW) e a biotita-metanorito (L2000N-2700W), este localizado em uma posição intermediária entre a ZNB e ZNC e com plagioclásio e ortopiroxênio ocorrendo como porfiroclastos.

No quartzo-norito o plagioclásio apresenta composição de $\text{An}_{72,2}$ a $\text{An}_{60,1}$. No biotita-metanorito o plagioclásio mostra-se mais rico na molécula de anortita, variando de $\text{An}_{87,2}$ a $\text{An}_{79,1}$.

7.3.2.3 - Variação composicional do plagioclásio nas zonas noríticas Central e de Borda.

A partir da ZNC até ZNB o plagioclásio mostra uma sistemática variação composicional, representada pela diminuição da molécula de An em direção a ZNB. Semelhante comportamento foi observado para o ortopiroxênio, sugerindo que em algumas intrusões noríticas ocorreu diferenciação do líquido magmático de suas porções centrais para as bordas.

7.3.2.4 - Substituições cristaloquímicas.

Os grãos de plagioclásio apresentam um *trend* linear de variação dos principais elementos (Ca, Na, Al, K) associados às zonas noríticas Central e de Borda, definindo campos composicionais distintos para estas unidades (fig. 7.20).

As principais substituições na estrutura do plagioclásio se referem à saída de Al^{+3} do sítio tetraédrico, acompanhada do decréscimo de Ca^{+2} nas posições intercadas (fig. 7.20 A).

Simultaneamente à estas variações, o K^{+1} e Na^{+1} mostram enriquecimento, acompanhado da diminuição do Ca^{+2} na posição intercada (fig. 7.20 B).

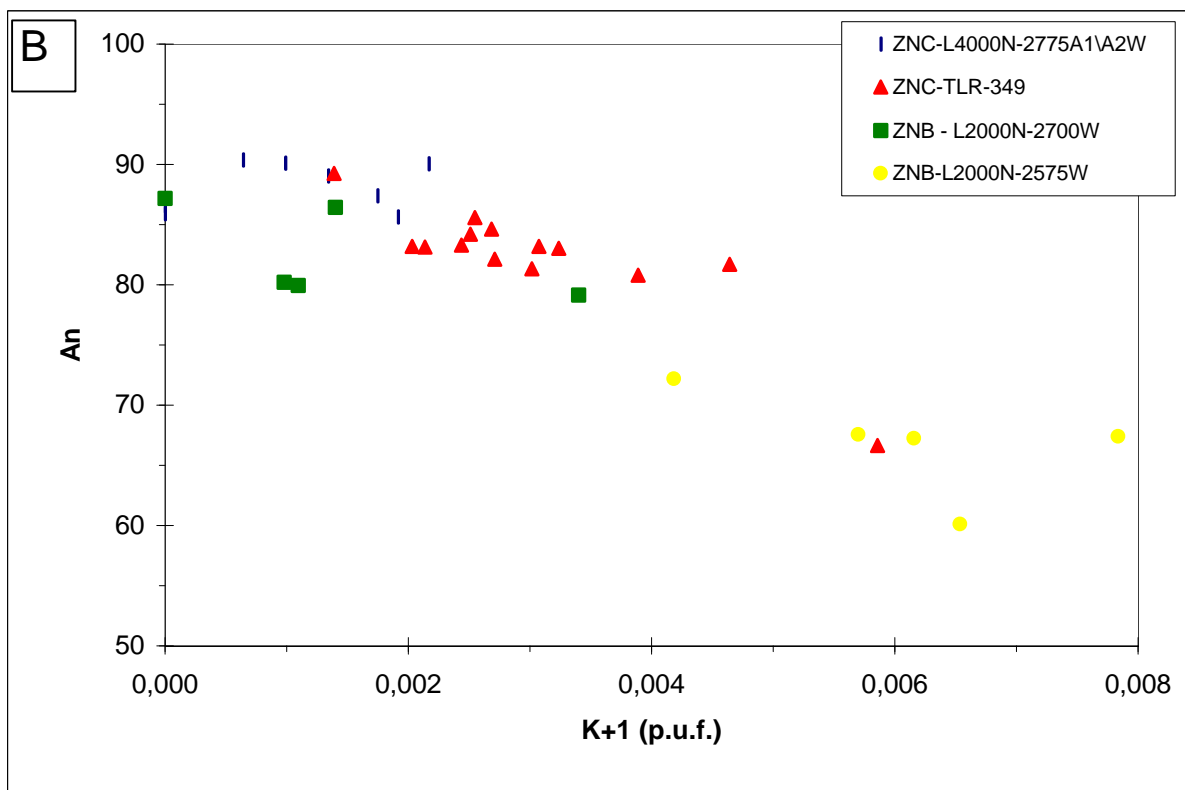
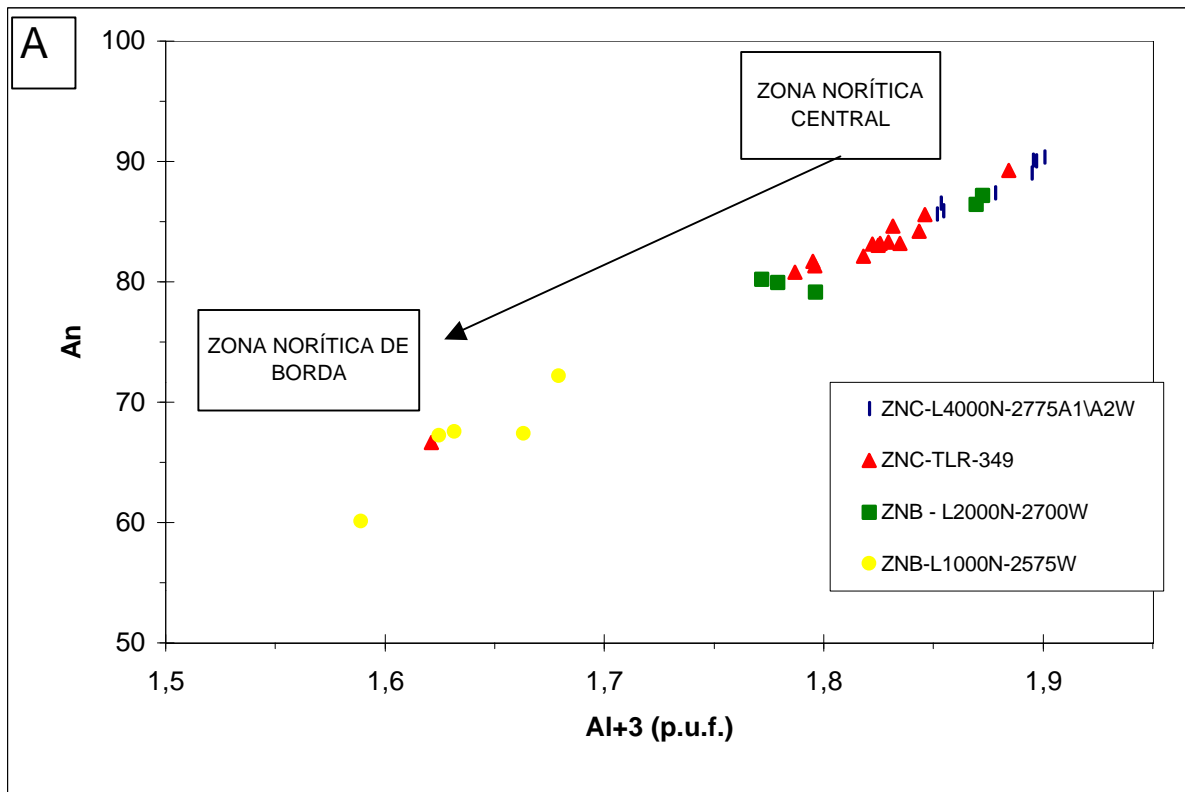


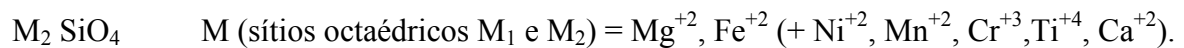
Figura 7.20 - Principais substituições cristal químicas no PLAGIOCLÁSIO da Zona Norítica Central (ZNC) e Zona Norítica de Borda (ZNB), das Intrusões Noríticas. **A)** diagrama An x Al^{+3} (p.u.f.) indicando as principais substituições nas posições tetraédrica e intercarnada. **B)** diagrama An x K^{+} (p.u.f.) ressaltando substituições na posição intercarnada. $An = Ca / (Ca + Na + K)$. Elementos calculados na base de 8 oxigênios.

7.4 - OLIVINA

7.4.1 - ANÁLISE DA OLIVINA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Foram analisados os grãos de olivina presentes em quatro níveis estratigráficas do Complexo de Cana Brava: ZMI-SB (TLR-196-olivina-melagabronorito); ZU (CAVAB-dunito); ZMS-P3 (L5000N-2500E-olivina melagabronorito) e ZMS-P4 (TLR-355B-olivina-websterito).

Os resultados de análises químicas representativas e suas respectivas fórmulas estruturais constam na tabela A.4 (anexo). O cálculo da fórmula estrutural foi realizada na base de 4 oxigênios tendo como expressão geral:



A fim de se observar possíveis variações cristaloquímicas primárias, foram escolhidas análises do núcleo dos cristais, que frequentemente podem se mostrar menos sensíveis aos reajustes composicionais tardios.

Os valores dos elementos maiores (MgO e FeO), apresentam-se dentro dos limites composicionais para as olivinas de rochas básicas plutônicas (Simkin & Smith, 1970), porém os elementos menores (MnO e NiO) e traços (Cr₂O₃, TiO₂ e CaO) mostram valores provavelmente próximos ao limite de detecção. Os resultados das análises de borda e núcleo não apresentam variações sistemáticas, como sugerido por Simkin & Smith (1970), que observaram um generalizado aumento de CaO e FeO em direção às bordas de cristais zonados.

As principais variações composicionais da molécula de forsterita (Fo) e do conteúdo de níquel (Ni⁺²) da olivina ao longo da seqüência estratigráfica, encontram-se na figura 7.21.

7.4.1.1 - Variação composicional da olivina na ZMI, ZU e ZMS do Complexo de Cana Brava

A olivina frequentemente apresenta-se mais enriquecidas em MgO em relação ao FeO, o que pode ser observado pela razão $(Mg^{+2} \times 100)/(Mg^{+2} + Fe^{+2})$, expresso na forma de molécula de forsterita (Fo), que apresenta valores entre Fo_{73,7} a Fo_{89,3}. Os valores mais elevados da molécula de forsterita são encontrados na ZU (Fo_{88,8 - 89,3}), seguidos das amostras da ZMI (Fo_{84,2 - 85,0}), ZMS-P4 (Fo_{80,8 - 81,8}) e ZMS-P3 (Fo_{73,7 - 74,3}).

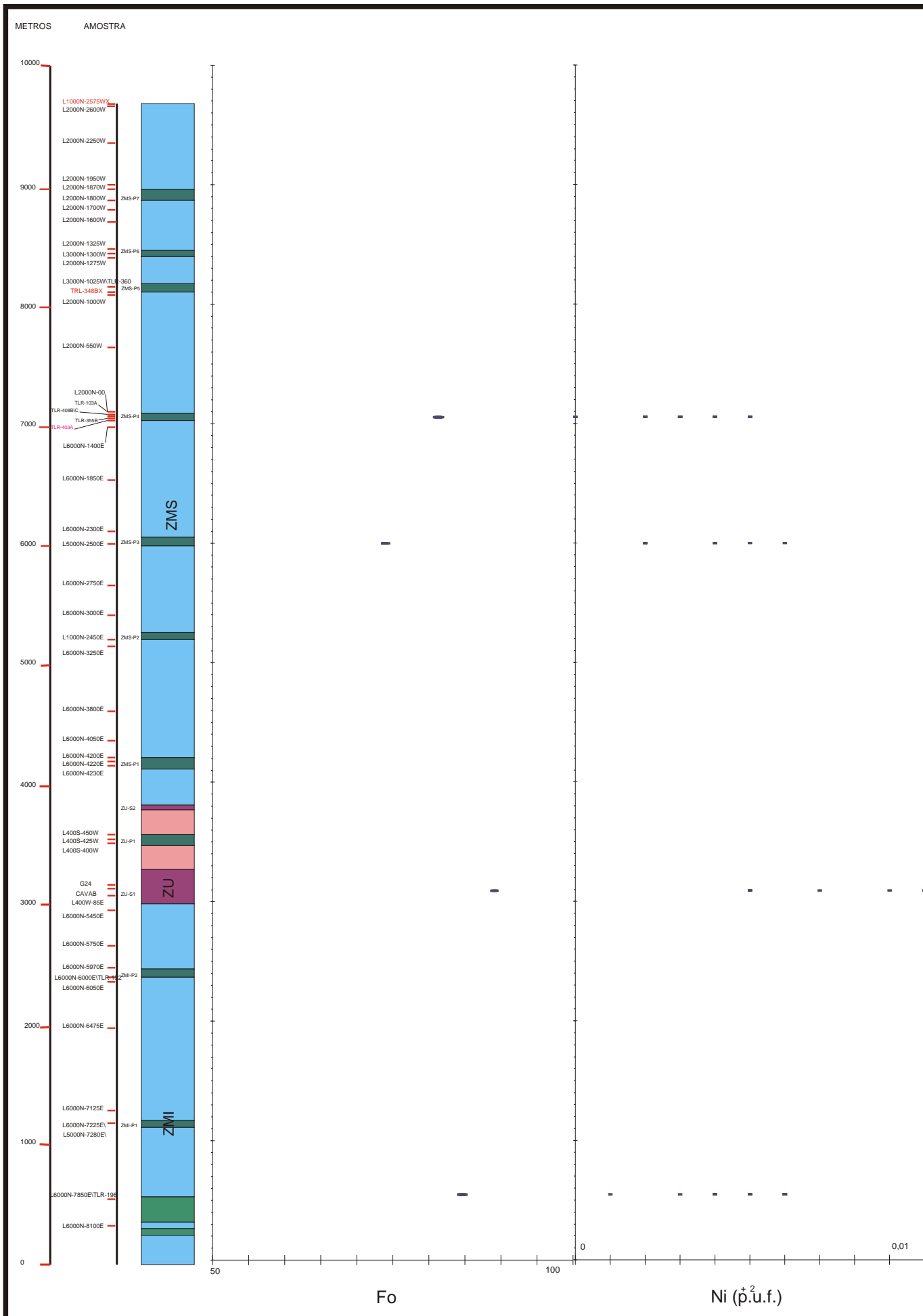


Figura 7.21 - Variação composicional da OLIVINA, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava. Elementos calculados na base de 4 oxigênios.

Na ZMI a olivina apresenta valores da molécula de forsterita pouco inferiores aos obtidos na ZU. A variação composicional observada na olivina presente na ZU e na ZMS, sugere que os líquidos magmáticos que deram origem a alguns membros piroxeníticos da ZMS apresentavam composições distintas, no momento da cristalização desta fase mineral. No membro ZMS-P4 ocorre um retorno a uma composição mais rica em MgO em relação ao membro da ZMS-P3, provavelmente associada à entrada de um pulso de magma mais primitivo.

7.4.1.2 - Substituições cristaloquímicas

A principal substituição cristaloquímica dos elementos menores em relação à molécula de forsterita é representada pela variação do Ni^{+2} , que aparentemente apresentou correlação positiva com esta (fig. 7.22 A). Neste caso o Ni^{+2} e o Mg^{+2} devem ocupar preferencialmente a posição octaédrica M_2 , podendo ser substituídos por Fe^{+2} (Simkin & Smith, 1970; Fleet *et. al.*, 1977).

O Mn^{+2} , Cr^{+3} , Co^{+2} e Ti^{+4} , Al^{+3} apresentam concentrações, provavelmente abaixo ou próximas ao limite de detecção, o que não permitiu observar substituições cristaloquímicas sistemáticas.

Os valores de NiO e MgO (% peso) quando plotados no diagrama de Fleet *et. al.* (1977) (Fig. 7.22 B), localizam-se predominantemente no campo das olivinas de intrusões acamadadas (+basaltos + diabásios), com um pequeno recobrimento com amostras de peridotitos mantélicos.

7.5 - ÓXIDOS

7.5.1 - ANÁLISES DOS ÓXIDOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Os óxidos analisados correspondem a dois grupos de espinélio presentes em piroxenito ou peridotito: a) espinélio castanho escuro e b) espinélio verde. Os grãos de espinélio de cor castanha escura podem ocorrer como inclusões em olivina e/ou em ortopiroxênio, ou ainda dispostos entre estes cristais cúmulus. Em peridotito serpentizado (L400S-85EB) apresenta as bordas transformadas para magnetita e hematita. O espinélio verde, localmente de cor castanha clara, é encontrado como: i) parte de coroa de simplectitos, no contato de piroxênios com plagioclásio, ii) como exsoluções orientadas em clinopiroxênio.

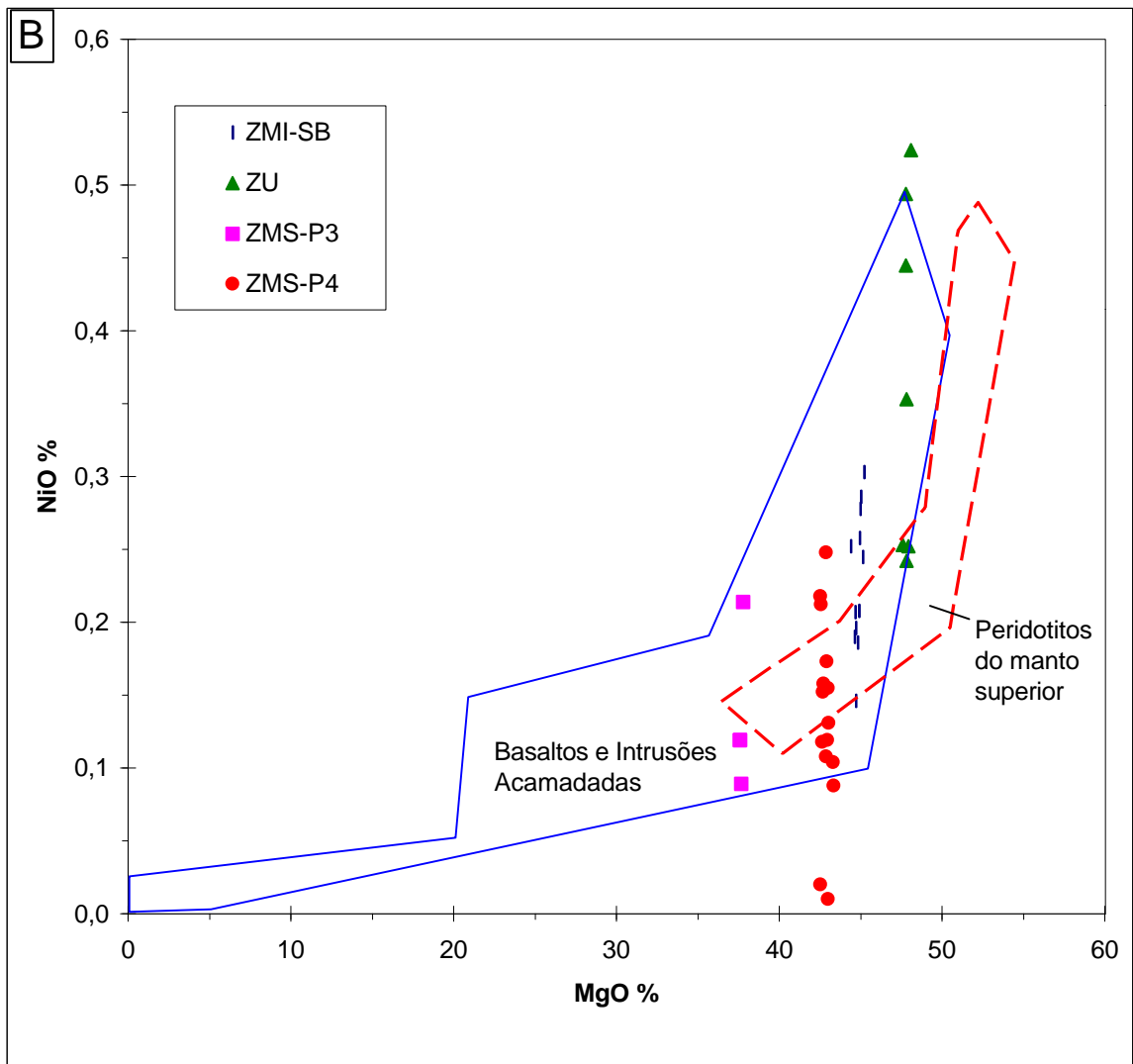
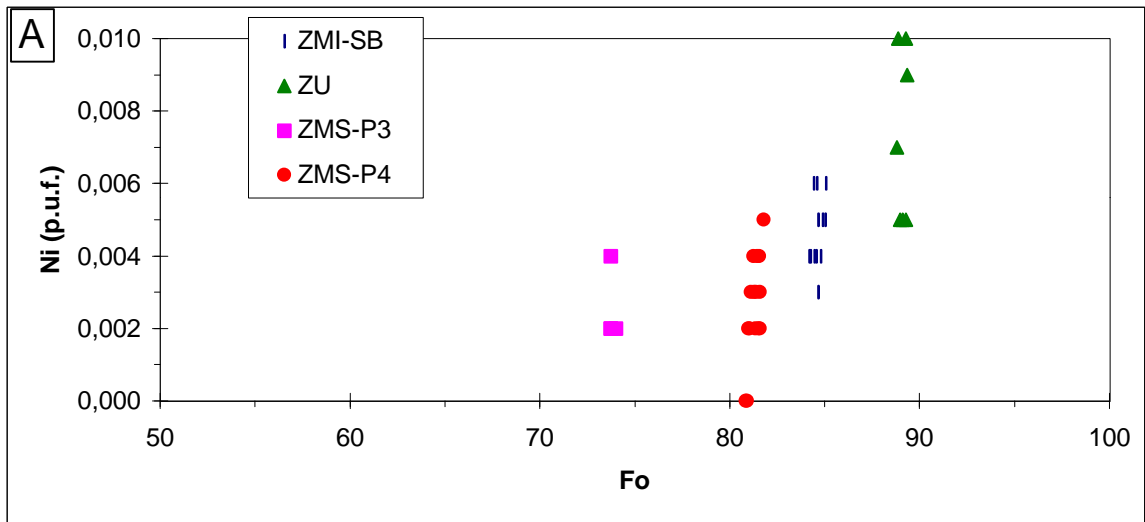
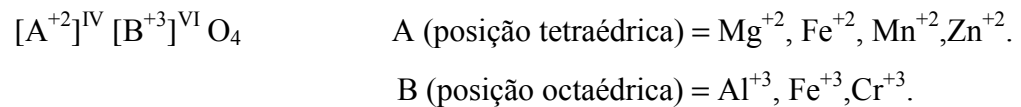


Figura 7.22 - **A**) Diagrama Fo x Ni²⁺ (p.u.f.) em OLIVINA do Complexo de Cana Brava, indicando similar comportamento cristaloquímico do Ni²⁺ e Mg²⁺. **B**) Variação de MgO (% peso) x NiO (% peso) de OLIVINA do Complexo de Cana Brava, comparadas com os campos composicionais de olivinas de basaltos\ intrusões acamadadas e de peridotitos do manto superior (Fleet *et. al.* 1977, In: Deer *et. al.* 1982).
 $Fo = \frac{Mg^{2+}}{Mg^{2+} + Fe^{2+}}$. Cálculo da fórmula estrutural na base de 4 oxigênios.

Para o cálculo da % atômica dos espinélios, foi considerado um normalização a 2 íons e a fórmula ideal:



O Fe_2O_3 foi calculado estequiometricamente. A nomenclatura utilizada seguiu as proposições de Haggerty (1976).

Os resultados de análises representativas e as respectivas fórmulas atômicas encontram-se na tabela A.5 (anexo). Deve-se ressaltar que as composições obtidas para estes minerais podem não representar integralmente os valores composicionais decorrente da cristalização dos óxidos, uma vez que sob condições plutônicas estes podem ter sofrido equilíbrios químicos subsólidos (Sack & Ghiorso, 1991).

7.5.1.1 - Espinélio Castanho Escuro

Este espinélio representa termo com composição intermediária entre cromita ($FeCr_2O_4$) e hercinita ($FeAl_2O_4$) (Fig. 7.23 A/B). Possui razão $Cr/Cr + Al^{+3}$ entre 0,37 a 0,55, onde os valores mais altos (~ 0,54) se associam às amostras do membro piroxenítico ZMS-P4 (TLR-355B). As substituições por Fe^{+3} no sítio octaédrico, na maioria das amostras, são desprezíveis como mostra a razão $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Al^{+3} + Cr^{+3} = 0,02 - 0,11$.

Este espinélio, quando comparado no diagrama $Cr \times 100/(Cr+Al^{+3})$ vs $Mg^{+2} \times 100/(Mg^{+2} + Fe^{+2})$ (Irvine, 1967), enquadra-se fora dos campos de classificação para as cromitas de complexos acamadados e de peridotitos mantélicos (Fig. 7.23 C), provavelmente devido a modificações composicionais subsólidos. Entretanto não apresenta características texturais de espinélios de peridotitos mantélicos.

O espinélio de peridotito serpentizado apresenta uma borda de magnetita seguida de uma auréola de hematita, formando uma feição típica de ferritcromita (Haggerty, 1976), resultante do processo de serpentinização. Este fato foi corroborado por suas mais elevadas razões de $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Al^{+3} + Cr^{+3} = 0,10 - 0,11$. Nesta textura a magnetita pode ser rica em Fe^{+3} e Cr^{+3} e com uma variada composição química.

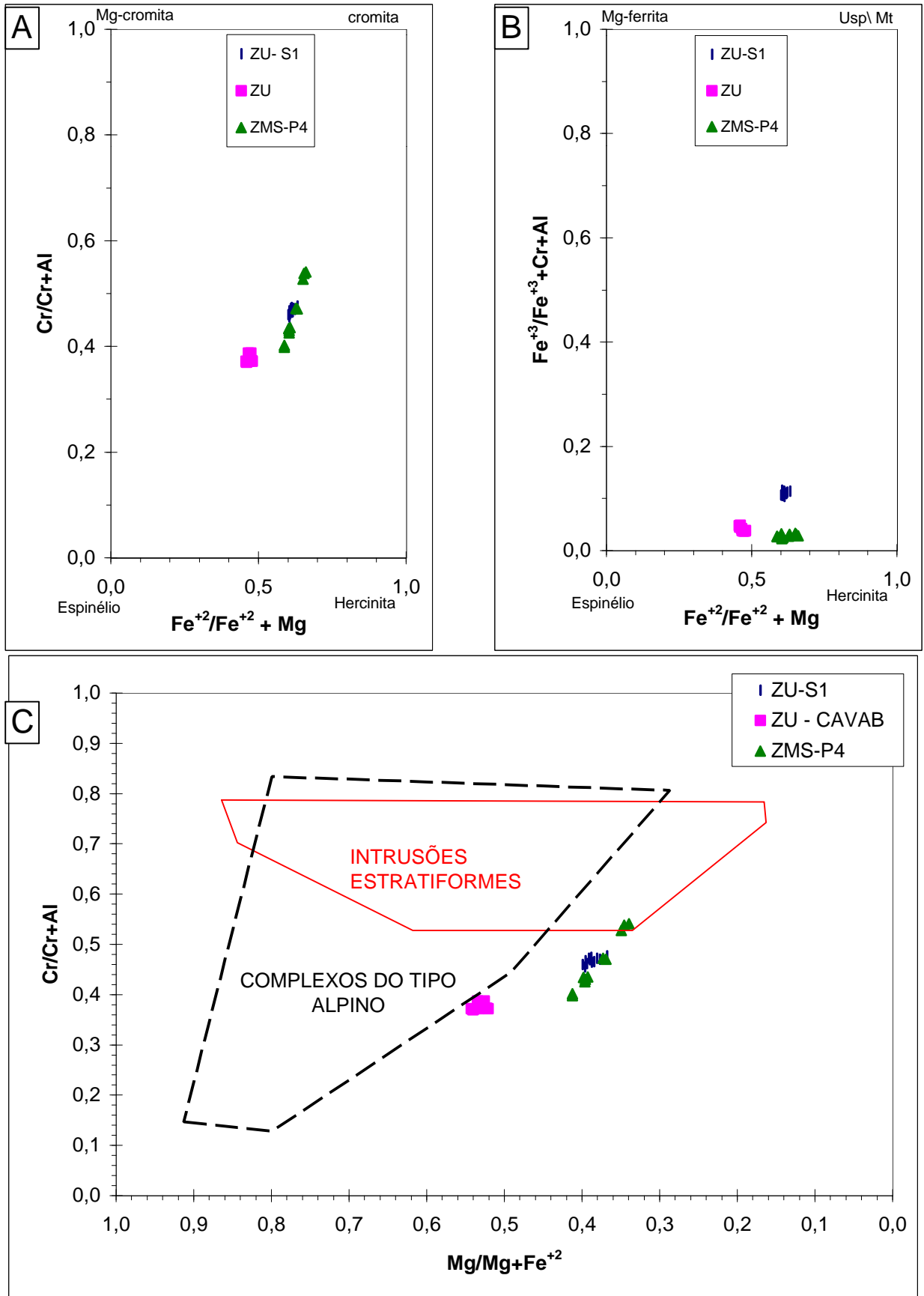


Figura 7.23 - **A e B**) Classificação de CR-ESPINÉLIO (nomenclatura seg. Haggerty, 1976) em rochas ultramáficas do Complexo de Cana Brava. **C**) Campos composicionais de espinélios de intrusões acamadas e complexos do Tipo Alpino (modificado de Irvine, 1967; Stell *et. al.*, 1977 In.: Evans, 1980).

7.5.1.2 - Espinélio Verde

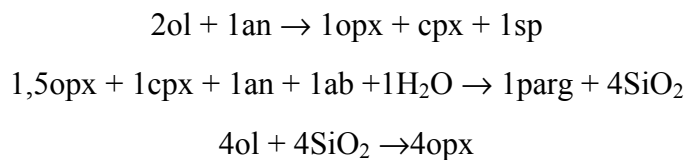
O espinélio verde apresenta composição intermediária entre os *end members* $MgAl_2O_4$ (espinélio) e $FeAl_2O_4$ (hercinita) (Fig. 7.24 A/B). Mostra uma significativa variação no conteúdo dos cátions trivalentes (Cr^{+3} e Al^{+3}) e divalentes (Fe^{+2} , Mg^{+2}). Os outros elementos divalentes (Co, Mn, Ni e Zn) apresentam valores baixos, ocupando menos de 0,1% das posições tetraédricas.

Foi observado também uma correspondência da variação de cor verde para castanho claro, com o aumento de Cr^{+3} (Fig. 7.24 C).

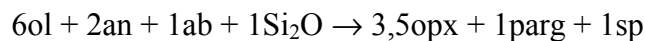
A presença deste espinélio, compondo parte da coroa de reação, parece estar de acordo com as observações de Candia Fornoni (1983) que a apresentou como produto de reação sub-sólidos entre fases ígneas. Neste caso seria formada pela instabilidade do plagioclásio junto à olivina, representada genericamente pela reação:



Candia Fornoni *et. al.* (1989) consideraram a ocorrência desta reação sob a presença de pequena quantidade de H_2O no sistema, podendo ser derivada da soma das seguintes reações parciais:



dando origem à seguinte reação:



Quando o espinélio ocorre como exsolução em clinopiroxênio, parece ser produto de rearranjos químicos sub-sólidos, orientando-se nos planos (001) e (100). Este fato parece indicar que à temperaturas mais elevadas o clinopiroxênio pôde acomodar maiores quantidades de Al^{+3} em sua estrutura.

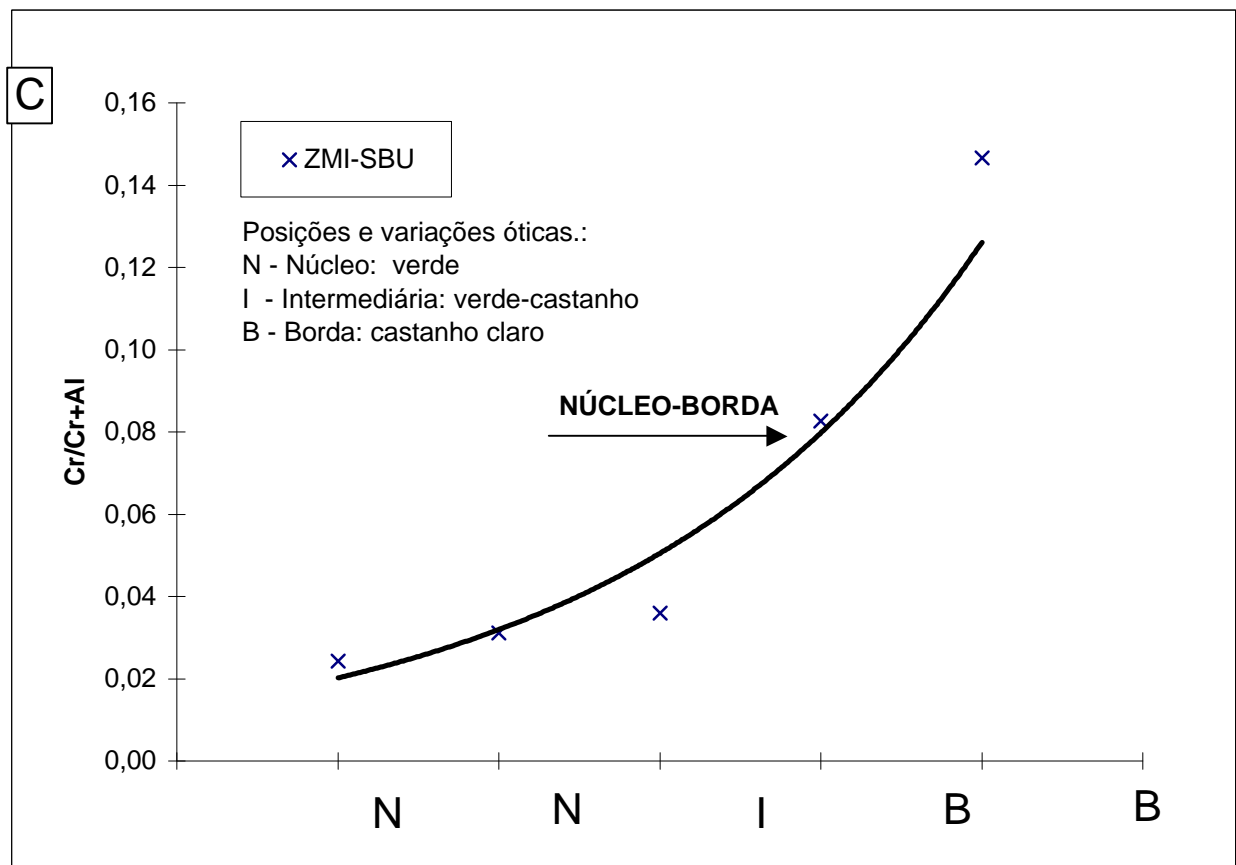
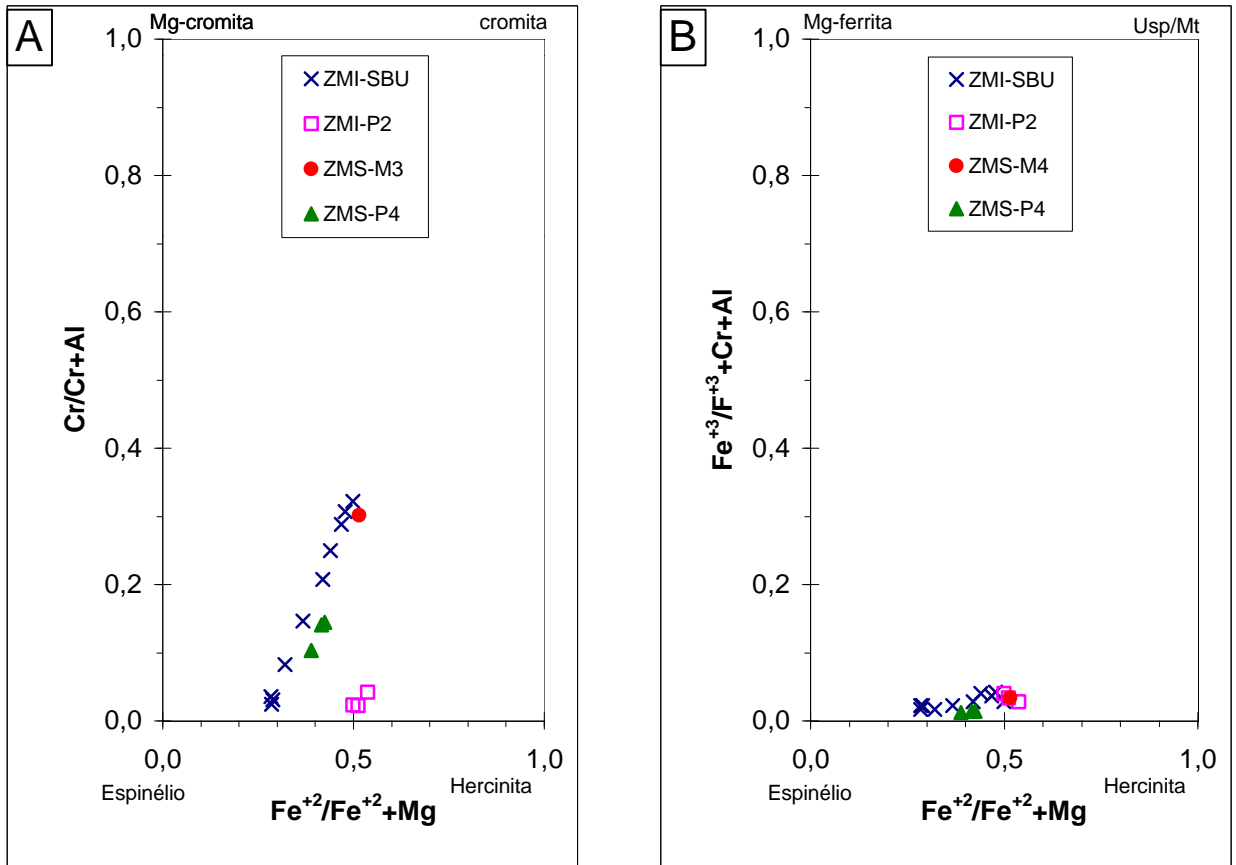


Figura 7.24 - **A e B**) Classificação de ESPINÉLIO VERDE presentes em coroas de simplectitos ou como exsoluções em clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava (nomenclatura seg. Haggerty, 1976). **C**) Variação composicional de espinélio verde com zonação ótica.

7.6 - SULFETOS

7.6.1 - ANÁLISES DOS SULFETOS DOS COMPLEXO DE CANA BRAVA

As análises dos sulfetos foram realizados com padrões naturais de calcopirita (30,43% Fe), pirita (44,55% Fe) (análise de pirrotita, troilita e pirita) e (Fe,Co)S (63,03%Fe) (análise de gersdorffita), intensidade de corrente 25 nA e tensão de aceleração 15 Kv e tempo de contagem de 10 segundos.

No cálculo da fórmula atômica unitária foram utilizadas as seguintes normalizações (nº de íons): 4 (calcopirita), 17 (pentlandita), 15 (pirrotita), 2 (troilita) e 3 (gersdorffita). Os resultados analíticos representativos e as suas fórmulas atômicas unitárias são apresentadas na tabela A.6 (anexo).

Os sulfetos analisados pertencem ao Complexo de Cana Brava e ocorrem disseminados (< 3%) principalmente em alguns membros piroxeníticos da ZMS (ZMS-P1, ZMS-P4, ZMS-P7). São representados freqüentemente por pirrotita, pentlandita e calcopirita. Na pirrotita, às vezes foi possível observar intercrescimentos com a troilita ou inclusões de gersdorffita. As análises dos sulfetos objetivaram a caracterização química destes.

7.6.1.1 - PENTLANDITA

Para o cálculo da % atômica foi considerada a fórmula geral da pentlandita dada por:



A pentlandita analisada ocorre na forma de cristais bem desenvolvidas geralmente intercrescidos com a pirrotita.

Os resultados obtidos encontram-se dentro dos intervalos normais de variação do Ni (18,34% at), S (45,7 - 47,4% at) (Misra & Fleet, 1973) e Fe (< 40,5%), (Riley, 1977). Os valores obtidos de S e Ni encontram-se próximos da estequiometria ideal (47,06%) com desprezíveis desvios composicionais em relação à razão M : S (9:8).

Foram analisados os cristais de pentlandita dos níveis piroxeníticos ZMS-P4 (amostras TLR-355A e TLR-408B) e ZMS-P1 (amostra L6000N - 4280E). As amostras da ZMS-P4 mostram um maior enriquecimento em Co, acompanhado do decréscimo de Ni. O comportamento do Co e Ni parece estar de acordo com as observações de Riley (1977), que admitiu substituições do Ni e Fe

por Co. Provavelmente as pentlanditas mais ricas em Co, podem apresentar uma maior estabilidade termal ($T = 630^\circ - 7,5\%$ at Co; $T = 746^\circ \text{C} - 40,8\%$ at Co).

A pentlandita quando ocorre como cristais isolados e bem desenvolvidos, indica que foi derivada da cristalização a altas temperaturas ($> 610^\circ\text{C}$), a partir de um sistema Fe - Ni (Co) - S, que forma uma "solução sólida de monossulfeto" (MSS) (Naldrett, 1989).

Quando ocorre na forma de exsoluções em pirrotita (textura *flame*) indica terem sido formadas devido às baixas taxas de difusão do Ni na pirrotita, em condições inferiores a $100 - 200^\circ\text{C}$, promovendo a sua cristalização em pequenas fraturas ou imperfeições estruturais (Graig & Vaughan, 1981).

7.6.1.2 - PIRROTITA

O cálculo da fórmula atômica unitária da pirrotita foi considerado a partir da fórmula ideal: $\text{Fe}_7 \text{S}_8$.

Foram analisados os grãos de pirrotita de três níveis piroxeníticos (ZMS-P1, ZMS-P4 e ZMS-P7), onde foram observadas variações pouco significativas na porcentagem atômica (% at) dos elementos.

Na amostra do membro ZMS-P7, foi observada uma pequena diminuição no valor da % at de Fe^{+2} . Os elementos menores (Ni, Co, Cu) não ultrapassam a 0,2% at, sendo que o Co e Cu estão praticamente ausentes.

7.6.1.3 - TROILITA

A troilita ocorre intercrescida com a pirrotita, destacando-se nos grãos submetidos à alteração intempérica, como no caso da amostra L6000N-4230E (ZMS-P1).

A troilita possui uma fórmula geral FeS , onde o intercrescimento com a pirrotita pode ser devido a rearranjos químicos em troilita de alta temperatura. Neste caso a saída de Fe^{+2} (com um máximo de 20%) pode dar origem a pirrotita hexagonal (hpo), como é mostrado pela relação:



Alternativamente Misra & Fleet (1973), inferiram que a formação de troilita + pirrotita hexagonal, poderia se dar em condições de baixa temperatura, com a desestabilização da pirrotita de composição intermediária.

7.6.1.4 - CALCOPIRITA

As amostras analisadas (TLR-355A e TLR-408A) situam-se no membro piroxenítico ZMS-P4. O cálculo da fórmula atômica unitária da calcopirita foi baseada na relação ideal: Cu: Fe: S₂. Nas amostras analisadas as concentrações dos elementos maiores apresentam-se homogêneas, sendo observado um aumento do Ni, acompanhado pelo decréscimo do Cu.

Admite-se que a formação da calcopirita possa ser derivada de um líquido sulfetado rico em Cu, denominado de solução sólida intermediária (ISS) - (Cu, Fe) S_{2-x}, estável a temperaturas entre 400°-700°C. As fases minerais formadas a partir deste ISS, são ricas em Cu e são principalmente representadas por calcopirita, bornita e cubanita (Naldrett, 1989).

7.6.1.5 - GERSDORFFITA

A gersdorffita ocorre (amostras TLR-408B) como cristal euédrico, incluso na pirrotita. Representa uma fase rica em As, com estrutura comparável à da pirita (Peacock & Henry, 1948; In. Deer *et. al.*, 1962), sendo admitida uma relação (Co, Ni, Fe): As: S. Destaca-se pelos altos teores de Co, que atingiu 19% at na amostra analisada. A fórmula obtida pode ser representada por:



onde o Co, Ni e Fe devem ocupar provavelmente os sítios octaédricos, de forma semelhante à pirita.

7.7 - ANFIBÓLIO

Os cristais analisados de anfibólio correspondem a quatro amostras das Intrusões Noríticas. A nomenclatura utilizada para os anfibólios seguiu a classificação de Leake *et. al.* (1978) (Fig. 7.25), enquanto para as discussões sobre as substituições cristaloquímicas, considerou-se a fórmula padrão dos anfibólios (Hawthorne, 1982):

$A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} (OH, F, Cl)_2$	A (sítio entre camadas de tetraedros): Na^{+1}, K^{+1}
	B (sítio octaédrico M_4): $Na^{+}, Li^{+}, Ca^{+2}, Mn^{+2}, Fe^{+2}, Mg^{+2}$
	C (sítios octaédricos M_1, M_2, M_3): $Mg^{+2}, Fe^{+2}, Mn, Al^{+3}, Fe^{+1}, Ti^{+4}$
	T (sítio tetraédrico): $Si, Al^{+3}, (\pm Fe^{+3})$

O cálculo da fórmula estrutural seguiu as sugestões de Robinson *et. al.* (1982), sendo realizado na base de 23 oxigênios, onde o FeO foi considerado como ferro total. Foram utilizadas as normalizações a 13eCNK para os anfibólios cálcicos e ferro-magnesianos. A normalização na base de 15eNK para os anfibólios Fe-Mg apresentou a soma dos cátions na posição M_4 próximo a zero, sendo portanto desconsiderada.

Os resultados analíticos constam na tabela A.7 (anexo) e são mostrados nos diagramas de classificação da figura 7.25.

7.7.1 - ANÁLISE DO ANFIBÓLIO DAS INTRUSÕES NORÍTICAS

7.7.1.1 - Classificação

O litotipo onde foram analisados os cristais de anfibólio pertencem às Intrusões Noríticas (TLR-349 e L4000N-2775A1W) e corresponde a norito (com anfibólio castanho e biotita), da Zona Norítica Central, de dois corpos espacialmente separados. O anfibólio e a biotita nestas amostras preenchem espaços entre os grãos cúmulus de plagioclásio e piroxênios ou ocorrem como cristais poiquilíticos (com inclusões de plagioclásio e piroxênios), definindo aparentemente uma relação textural magmática tardia. As análises dos anfibólios objetivam acrescentar dados para a correlação entre os corpos intrusivos.

Os anfibólios classificam-se como magnésio-hornblenda, apresentando distintos valores de Si^{+4} na posição tetraédrica (Fig. 7.25 B).

Estas amostras apresentam variações dos elementos menores e da razão MMF ($Mg/Mg+Fe^{+2}$), definindo aparentemente dois grupos com distinto campo composicional. A amostra TLR-349 apresenta maiores valores de Al^{iv} , Al^{vi} , Ti^{+4} , Cr^{+3} , Na^{+1} , K^{+1} . A amostra L4000N-2775A1W mostra uma maior concentração de Ca^{+2} e razão MMF. Apesar do reduzido número de análises realizadas, as variações composicionais observadas parecem indicar condições distintas de cristalização desta, nos dois corpos intrusivos.

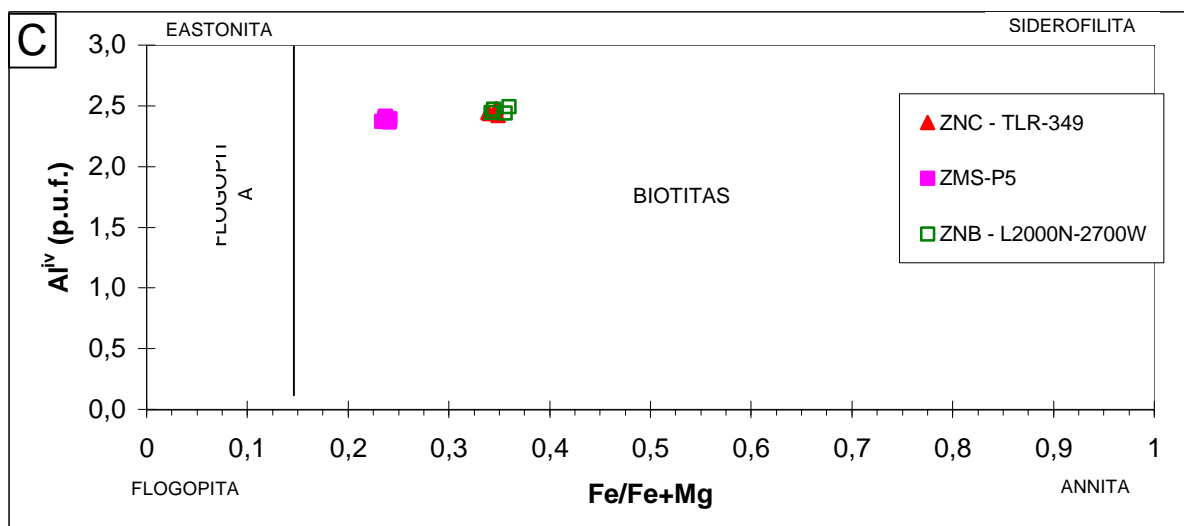
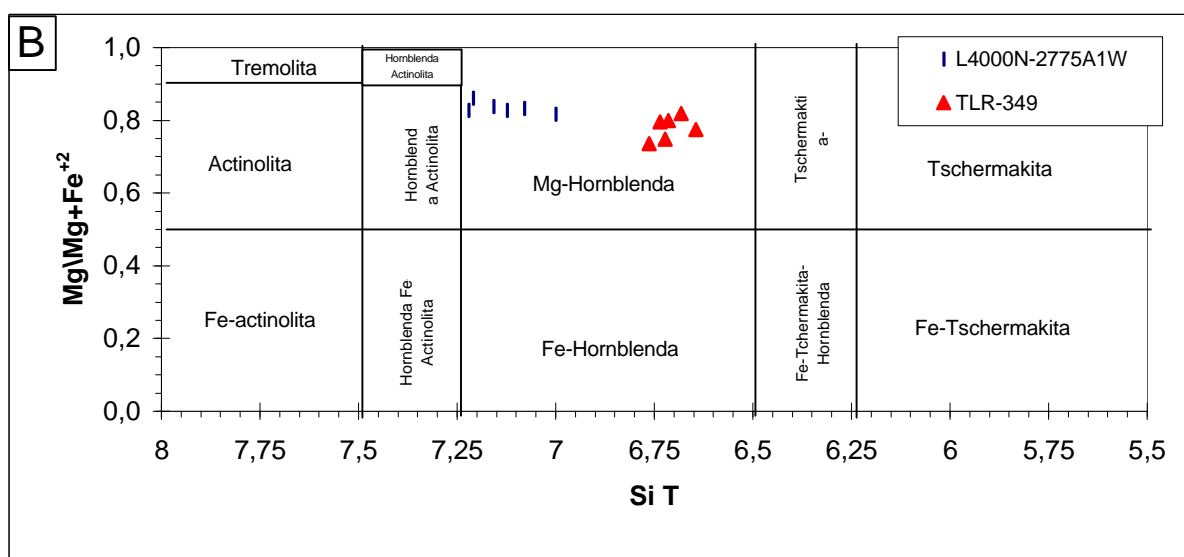
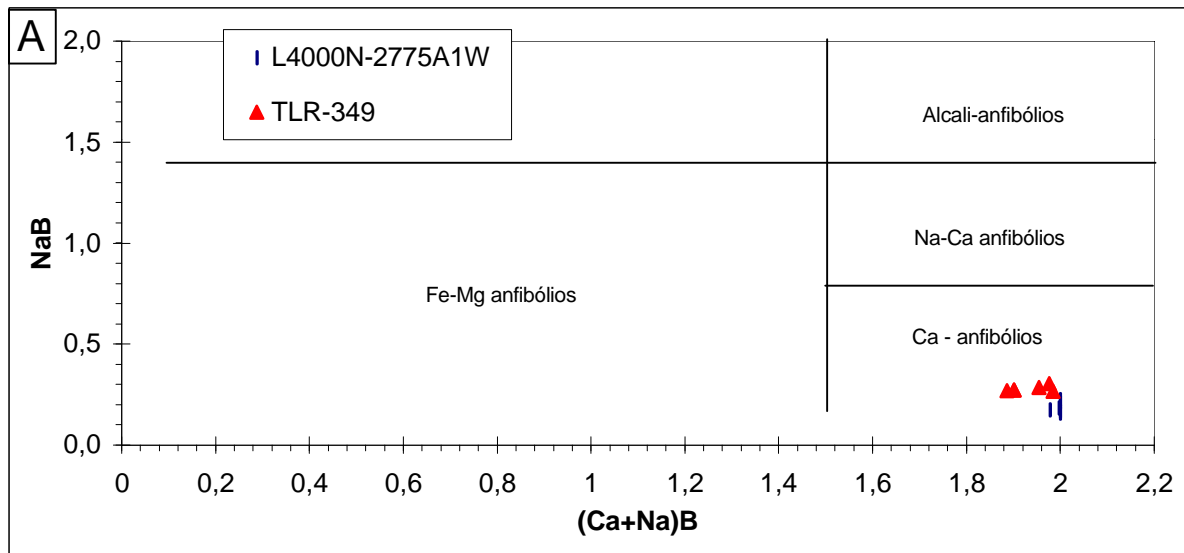


Figura 7.25 - **A)** Classificação de ANFIBÓLIO presente na Zona Norítica Central das Intrusões Noríticas. **B)** Classificação de Ca-ANFIBÓLIO presente nas Intrusões Noríticas (seg. Leake *et. al.*, 1978). *Elementos calculados na base de 23 oxigênios (anfíbólio)*. **C)** Classificação de biotita do Complexo de Cana Brava e da Zona Norítica Central (ZNC) e Zona Norítica de Borda (ZNB) das Intrusões Noríticas (nomenclatura modificada de Deer *et. al.* 1978). *Elementos calculados na base de 22 oxigênios (biotita)*.

7.7.1.2 - Substituições cristal químicas

As substituições cristal químicas buscaram o equilíbrio de carga e foram representadas principalmente pela substituição Tchernack:



Esta se caracterizou pela substituição do Si^{+4} por Al^{+3} na posição tetraédrica, acompanhada da substituição do Mg^{+2} por Al^{+3} , Cr^{+3} , Ti^{+4} , Fe^{+3} , Mn^{+2} e Fe^{+2} nos sítios octaédricos C (M_1 , M_2, M_3); Na^{+1} na posição B (M_4) e $\text{Na}^{+1} + \text{K}^{+1}$ na posição A.

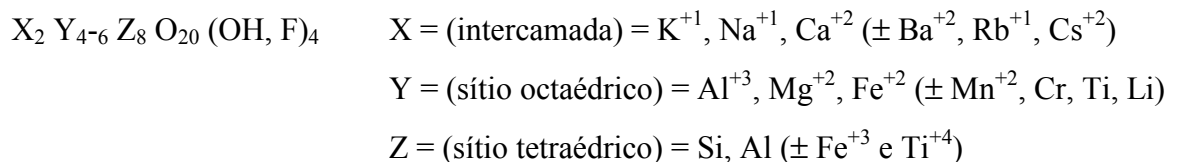
A razão $\text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2})$ (MMF) ressaltou as substituições octaédricas, que na amostra TLR-349, produziram um aumento de Al^{+3} , Cr^{+3} , Ti^{+4} , Fe^{+3} , Fe^{+2} e Mn^{+2} em relação a amostra L4000N-2775A1W.

O Ca_B^{+2} foi pouco afetado pela substituição Tchernack e não apresenta correlação com as variações de Na_B e $(\text{Na}, \text{K})_A$.

7.8 - MICAS

As micas analisadas estão presentes em uma amostra do Complexo de Cana Brava e em duas amostras das Intrusões Noríticas. Devido ao reduzido número de amostras, as análises objetivaram principalmente a classificação química das micas.

O estabelecimento de uma única fórmula estrutural para as micas é de difícil realização devido ao grande número de substituições cristal químicas que produzem inúmeras séries de solução solidas. Entretanto, de forma genérica pode-se considerar que estas se enquadram na fórmula ideal (Deer *et. al.* 1978):



O cálculo da fórmula estrutural foi realizada na base de 22 oxigênios, como FeO₂ redistribuído estequiometricamente em Fe⁺² e Fe⁺³. As principais substituições cristal químicas admitidas podem ser representadas por:



As micas podem ser classificadas em micas verdadeiras quando a posição X (intercamada) é ocupada por íons monovalentes (K⁺¹, Na⁺¹) e micas frágeis quando nesta posição estão presentes íons divalentes (Ca⁺², Ba⁺²). Considerando que a menor unidade estrutural das micas, contém três sítios octaédricos, o preenchimento de somente dois destes, dá origem às micas dioctaédricas, enquanto o total preenchimento destas posições permite classificá-las em micas trioctaédricas.

Para a classificação das micas foi considerada a composição ideal dos *end members* (Bailey, 1984) assim como uma adaptação do diagrama de classificação da série flogopita-biotita (Deer *et al.* 1978).

Os resultados de análises com respectivas fórmulas estruturais encontram-se na tabela A.8 (anexo). Considerando o predomínio do íon monovalente (K⁺¹) na porção X e o total preenchimento da posição Y, as micas analisadas são classificadas como biotitas (Fig. 7.24 C).

7.8.1 - ANÁLISE DE MICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

No Complexo de Cana Brava foi analisados os cristais de biotita do membro piroxenítico ZMS-P5 (amostra TLR-360). Esta fase mineral ocorre preenchendo espaços intersticiais, aparentemente desenvolvida em um estágio tardio do magmatismo. Mostra composição homogênea, com altos valores de Si⁺⁴, Ti⁺⁴, Cr⁺³, Fe⁺³, Mg⁺², Ba⁺², Na⁺¹ e Ca⁺². A biotita ocorre de forma semelhante nos membros ZMS-P4, ZMS-P6 e ZMS-P7, podendo analogamente também apresentar as mesmas características composicionais.

7.8.2 - ANÁLISE DE MICA DAS INTRUSÕES NORÍTICAS

Nas Intrusões Noríticas foi analisada uma amostra da Zona Norítica Central (ZNC - TLR-349) e uma da Zona Norítica de Borda (ZNB- L2000N-2700W). Na ZNC a mica dispõe-se preenchendo espaços intersticiais e substituindo o ortopiroxênio, enquanto na ZNB esta ocorre orientada segundo a foliação Sn.

As análises químicas indicam que a biotita possui composição homogênea (fig. 7.25 C). Suas características químicas mostram pequenas diferenças nos sítios octaédricos e nas posições intercadas, representadas por um maior enriquecimento de Al^{VI} , Cr^{+3} e Na^{+1} na amostra da ZNB, enquanto a amostra da ZNC apresenta valores mais elevados de Ti^{+4} , Mg^{+2} e K^{+1} . Estas diferenças podem estar associadas à recristalização metamórfica da biotita na amostra da ZNB.

7.9 - SUMÁRIO DAS CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONAIS DAS FASES MINERAIS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA E INTRUSÕES NORÍTICAS

7.9.1 - COMPLEXO DE CANA BRAVA

No Complexo de Cana Brava, o padrão de variação química dos piroxênios, plagioclásio, olivina e cromo-espinélio frequentemente marcam os diferentes estágios de fracionamento ao longo da seqüência estratigráfica.

Na Zona Máfica Inferior, a partir da base (onde é encontrado olivina-melagabronorito) até o topo, as fases cúmulus apresentam significativa variação críptica. No topo desta unidade as composições dos piroxênios caracterizam-se por um enriquecimento na molécula de ferrosilita (Fs), enquanto o plagioclásio mostra um significativo aumento na molécula de albita (Ab). Acompanhando as características composicionais destes, destaca-se a feição petrográfica de aumento de apatita na moda, em direção ao topo desta unidade, ressaltando portanto a significativa diferenciação magmática nesta unidade.

Na Zona Ultramáfica, a olivina e piroxênios, presentes no peridotito da base, mostram respectivamente os mais altos valores na molécula de Fo e En. No membro piroxenítico, sobreposto ao peridotito, a composição dos piroxênios torna-se mais ricas na molécula de Fs, evidenciado o fracionamento magmático entre estes níveis estratigráficos.

Na Zona Máfica Superior, os piroxênios marcam repetidos *trends* de variação críptica, localizados coincidentemente com as subzonas estratigráficas. O plagioclásio mostra uma grande dispersão composicional. Em cada subzona, a partir dos membros piroxeníticos até o topo do membro máfico (geralmente com gabronorito), os piroxênios frequentemente mostram um enriquecimento na molécula de Fs.

Em alguns membros piroxeníticos, a olivina possui composição rica na molécula de forsterita (Fo), que juntamente com a presença de cromo-espinélio, acrescentam características petrográficas e de composição mineral indicativas que o líquido magmático retornou à composição mais primitiva, na base das subzonas estratigráficas.

De forma genérica, em posições estratigráficas mais elevadas das três principais unidades do complexo, os piroxênios mostram um aumento de MnO e na molécula de Fs além do decréscimo de Cr₂O₃, ressaltando também as variações dos elementos menores durante a cristalização fracionada.

Os sulfetos presentes nos espaços intersticiais, possuem composição similares às fases de alta temperatura, constituindo-se portanto em uma associação de origem magmática, cristalizada a partir de um líquido sulfetado imiscível.

O último estágio na evolução magmática no complexo parece estar representado pela presença de biotita (rica em MgO) e anfibólio, em alguns membros piroxeníticos da ZMS, os quais se distribuem envolvendo os piroxênios e o plagioclásio, representando provavelmente fases de cristalização tardia.

As composições das fases cúmulus e associações minerais do Complexo de Cana Brava são semelhantes a de outros complexos acamadados de filiação toleítica.

7.9.2 - INTRUSÕES NORÍTICAS

Nestes corpos a composição do plagioclásio mostra-se superior à An₅₀, acrescentando às feições petrográficas, características composicionais de termos noríticos.

Na Zona Norítica Central o ortopiroxênio e plagioclásio possuem respectivamente composição mais rica na molécula de enstatita (En) e anortita (An), quando comparadas com àquelas da Zona Norítica de Borda. Este fato, associado às diferenças petrográficas (presença de quartzo, ortopiroxênio pós-cúmulus na ZNB), sugerem localmente um processo de diferenciação magmática, a partir da porção central em direção à borda destes corpos.

Nas amostras coletadas em duas distintas posições da Zona Norítica Central, a composição do ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio mostra-se variável.

LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

8.1 - METODOLOGIA

Os elementos maiores, menores e traços foram analisados no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, onde foram determinadas as concentrações Si, Al, Mg, Mn, Ca, Ti, P, Cu, Zn, Co, Nb, Y, Zr, V, Cr, Be, Ba, (espectrometria de emissão com plasma-ICP), Na e K (absorção atômica), Fe⁺² (volumetria), perda ao fogo (P.F) (gravimetria). A análise de Cr nos piroxenitos, corresponde ao cromo total.

Os elementos terras raras (ETR) foram analisados no Laboratório da Geosol (Geologia e Sondagem Ltda, Belo Horizonte) e dosados por espectrometria de emissão com plasma (ICP).

Foram selecionadas 50 amostras para análise de elementos maiores, menores e traços no Complexo de Cana Brava, agrupadas geralmente em um conjunto de quatro espécimes para cada subzona estratigráfica, a fim de nelas representar as posições de base, intermediária e de topo. Os resultados das análises dos elementos maiores, menores e traços, além dos minerais normativos (norma C.I.P.W.), estão na tabela 8.1.

Foram analisados vinte e três amostras para os ETR, sendo seis da ZMI, uma da ZU, treze da ZMS e três das Intrusões Noríticas. Estas foram normalizadas segundo os valores do condrito de Masuda *et.al.*(1973) divididos por 1,2, a fim de se minimizar efeitos da diferenciação observados nestes meteoritos (Henderson, 1984). As análises obtidas e os resultados normalizados encontram-se na tabela 8.2. Os padrões de distribuição destes, nos litótipos com semelhantes conteúdos mineralógicos foram comparados entre si, a fim de se avaliar possíveis variações durante processo de cristalização fracionada.

ZONA	ZMI												ZU			
MEMBRO	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-P1	ZMI-M1	ZMI-M1	ZMI-M1	ZMI-M1	ZMI-P2	ZMI-P2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZU-P1	ZU-P1	ZU-P1
AMOSTRA	L6000N-8100E	L6000N-7850E	L5000N-7280E	L6000N-7225E	L6000N-7125E	L6000N-6475E	L6000N-6050E	L6000N-6000E	TLR-152	L6000N-5970E	L6000N-5750E	L6000N-5450E	L400S-400W	L400S-425W	L400S-450W	
LITOTIPO	gabronorito	ol-melagbnorito	ortopiroxenito	ortopiroxenito	gabronorito	gabronorito	gabronorito	melagbnorito	websterito-fd	gabronorito	gabronorito	gabronorito	websterito	websterito	websterito	
SiO2 %	46,03	44,43	51,20	48,80	54,10	52,20	51,38	49,18	46,69	48,33	48,29	46,32	52,20	52,38	52,30	
TiO2 %	0,21	0,22	0,55	0,44	1,62	1,31	1,03	0,61	1,22	0,56	0,95	2,37	0,21	0,19	0,23	
Al2O3 %	14,68	15,16	6,63	6,15	16,27	14,35	14,50	17,11	6,87	15,95	13,61	15,30	3,61	3,41	3,83	
FeO %	4,75	5,27	10,87	8,66	9,48	9,71	9,23	6,91	12,13	7,60	10,72	12,77	5,59	4,90	5,10	
Fe2O3 %	2,14	2,12	1,86	3,64	1,83	1,11	0,22	0,72	1,62	1,10	0,57	0,95	0,79	0,47	0,26	
MnO %	0,09	0,10	0,19	0,19	0,16	0,14	0,14	0,09	0,21	0,12	0,16	0,21	0,11	0,09	0,09	
MgO %	12,40	16,46	19,49	22,30	5,67	7,26	9,24	12,17	13,40	13,46	10,17	8,29	22,17	21,10	19,61	
CaO %	12,27	11,75	4,95	4,56	7,72	10,45	11,67	10,38	14,07	10,11	13,19	11,60	13,86	15,89	17,30	
Na2O %	4,39	3,58	4,15	4,18	2,55	3,16	2,39	2,57	2,48	2,13	1,75	1,67	0,42	0,47	0,49	
K2O %	0,30	0,23	0,21	0,23	0,26	0,26	0,16	0,21	1,22	0,14	0,12	0,38	0,01	0,01	0,01	
P2O5 %	0,90	0,10	0,07	0,10	0,13	0,15	0,14	0,09	0,27	0,09	0,21	0,59	0,07	0,07	0,07	
PF %	1,81	0,76	0,00	1,02	0,39	0,10	0,25	0,25	0,21	0,46	0,42	0,00	0,30	0,66	0,54	
Total	99,97	100,18	100,17	100,27	100,18	100,20	100,35	100,29	100,39	100,05	100,16	100,45	99,34	99,64	99,83	
FeO _T /MgO	0,54	0,44	0,64	0,54	1,96	1,48	1,02	0,62	1,01	0,64	1,10	1,64	0,28	0,25	0,27	
FeO _T /FeO _T +MgO	0,35	0,30	0,39	0,35	0,66	0,60	0,51	0,38	0,50	0,39	0,52	0,62	0,22	0,20	0,21	
IS	52,18	59,97	53,55	57,70	28,92	33,94	43,55	54,07	43,67	55,35	43,70	34,59	76,71	78,43	77,07	
Co (ppm)	90	109	143	134	119	96	115	6	159	109	94	121	104	79	86	
Nb (ppm)	3	4	2	2	18	9	5	2	15	3	4	16	0	0	2	
Sr (ppm)	68	49	48	30	167	101	107	99	88	103	291	457	0	5	0	
Y (ppm)	8	5	14	7	22	29	37	12	25	10	14	18	3	5	5	
V (ppm)	154	122	246	240	250	230	223	124	324	121	356	319	209	207	229	
Ni (ppm)	253	397	748	760	57	63	107	306	67	430	59	54	311	482	540	
Zr (ppm)	70	25	17	15	20	23	16	90	19	38	43	38	39	9	44	
Cu (ppm)	85	89	111	117	49	37	56	81	52	84	31	31	78	113	144	
Be (ppm)	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	-1	-1	-1	
Cr (ppm)	1400	900	1744	1947	160	130	300	474	676	419	306	197	2687	2739	2735	
Ba (ppm)	45	31	382	30	294	117	119	65	1180	367	205	1500	6	380	6	
Zn (ppm)	30	38	84	75	85	68	58	37	82	47	68	95	22	14	16	
Q	0,00	0,00	1,03	0,00	8,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	1,81	1,37	1,24	1,37	1,54	1,54	0,95	1,24	7,20	0,83	0,71	2,24	0,06	0,06	0,06	
Ab	12,10	2,57	0,00	0,00	21,60	26,68	20,18	21,71	0,56	18,08	14,83	14,05	3,58	4,01	4,17	
An	19,80	24,73	0,00	0,00	32,21	24,15	28,30	34,47	3,99	33,64	28,97	32,94	8,00	7,23	8,27	
Ne	13,93	15,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ac	0,00	0,00	5,36	10,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ns	0,00	0,00	6,74	5,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	29,25	26,39	19,38	17,71	4,48	22,01	23,45	13,24	52,09	13,01	28,96	17,26	48,24	56,88	61,54	
Hy	0,00	0,00	58,66	43,94	25,51	18,28	18,19	5,49	0,00	10,16	7,63	13,20	27,73	19,83	14,38	
Ol	17,55	26,11	0,00	13,90	0,00	2,93	6,36	21,45	19,88	21,42	15,81	13,18	10,66	10,78	10,60	
Mt	3,16	3,09	0,00	0,00	2,66	1,61	0,32	1,04	2,34	1,60	0,83	1,37	1,16	0,69	0,38	
Hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Il	0,41	0,42	1,04	0,84	3,08	2,49	1,96	1,16	2,31	1,07	1,81	4,48	0,40	0,36	0,44	
Ap	2,00	0,22	0,15	0,22	0,28	0,33	0,31	0,20	0,59	0,20	0,46	1,28	0,15	0,15	0,15	
DiWo	15,38	13,92	10,06	9,27	2,27	11,18	12,00	6,89	26,77	6,77	14,79	8,74	25,48	30,06	32,47	
DiEn	11,38	10,50	6,67	6,60	1,14	5,93	6,89	4,64	16,07	4,57	8,31	4,43	19,45	23,11	24,60	
DiFs	2,48	1,97	2,65	1,84	1,08	4,90	4,56	1,71	9,25	1,67	5,86	4,09	3,32	3,70	4,48	
HyEn	0,00	0,00	41,97	34,38	13,07	10,01	10,94	4,01	0,00	7,43	4,47	6,87	23,69	17,09	12,17	
HyFs	0,00	0,00	16,69	9,56	12,44	8,27	7,25	1,48	0,00	2,72	3,15	6,33	4,04	2,74	2,21	
OlFo	14,14	21,62	0,00	10,64	0,00	1,53	3,67	15,24	12,16	15,25	8,89	6,53	8,97	9,16	8,83	
OlFa	3,41	4,49	0,00	3,27	0,00	1,40	2,68	6,21	7,72	6,17	6,92	6,65	1,69	1,62	1,77	
I.D.	27,84	19,04	2,27	1,37	31,77	28,22	21,12	22,95	18,80	18,91	15,54	16,29	3,64	4,07	4,23	

Tabela 8.1 - Concentrações dos elementos maiores, menores e traços do Complexo de Cana Brava, com respectivos minerais normativos (C.I.P.W.)

ZONA MEMBRO AMOSTRA LITOTIPO	ZMS																	
	ZMS-P1 L6000N-4230E websterito	ZMS-P1 L6000N-4220E websterito	ZMS-P1 L6000N-4200 E websterito-fd	ZMS-M1 L6000N-4050 E gabronorito	ZMS-M1 L6000N-3800 E gabronorito	ZMS-M1 L6000N-3250 E gabronorito	ZMS-P2 L1000N-2450E websterito-fd	ZMS-M2 L6000N-3000E gabronorito	ZMS-M2 L6000N-2750E gabronorito	ZMS-P3 L1000N-1650E websterito-fd	ZMS-P3 L5000N-2500E ol-melaqbnorito	ZMS-M3 L6000N-2300E gabronorito	ZMS-M3 L6000N-1850E gabronorito	ZMS-M3 L6000N-1400E gabronorito	ZMS-P4 L6000N-1350E websterito-fd	ZMS-P4 TLR-355B ol-websterito	ZMS-P4 TLR-408B websterito	
SiO ₂ %	51,02	47,09	49,65	45,39	47,10	52,40	51,22	50,31	52,80	52,20	48,06	48,71	48,68	48,53	49,92	45,73	47,23	
TiO ₂ %	0,63	0,26	0,42	2,89	2,13	0,50	0,40	1,07	1,81	0,30	0,48	0,33	0,91	0,36	0,12	0,19	0,19	
Al ₂ O ₃ %	4,90	16,05	8,57	16,79	16,15	14,65	5,77	15,01	14,65	7,22	14,49	17,30	14,66	11,65	8,54	2,93	4,27	
FeO %	8,79	5,89	7,18	12,62	12,38	8,11	6,91	8,05	10,64	10,55	7,58	0,87	9,98	12,93	9,97	9,77	8,46	
Fe ₂ O ₃ %	0,46	1,57	0,79	1,99	2,14	0,96	1,50	2,19	1,57	1,65	1,24	8,26	1,14	1,77	1,29	1,14	2,52	
MnO %	0,16	0,08	0,12	0,23	0,22	0,13	0,12	0,13	0,17	0,19	0,11	0,11	0,16	0,29	0,16	0,20	0,15	
MgO %	17,14	12,15	14,45	7,41	6,28	9,56	18,30	9,61	5,63	20,07	16,23	10,40	9,44	14,88	21,79	33,47	22,65	
CaO %	16,09	16,27	17,25	11,79	12,07	12,13	15,02	12,01	10,15	7,30	9,53	12,59	12,09	7,43	6,30	4,07	7,47	
Na ₂ O %	0,59	0,66	0,56	0,99	1,44	1,75	0,54	1,72	2,13	0,73	1,20	1,39	1,67	1,00	0,80	0,42	0,46	
K ₂ O %	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,10	0,23	0,17	0,19	0,15	0,15	
P ₂ O ₅ %	0,07	0,07	0,07	0,11	0,22	0,08	0,10	0,17	0,22	0,09	0,11	0,09	0,10	0,10	0,06	0,06	0,06	
PF %	0,36	0,25	0,43	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,28	0,07	0,00	0,00	1,14	5,55	5,55	
Total	100,22	100,35	99,50	100,22	100,14	100,29	100,35	100,27	100,15	100,30	99,31	100,22	99,06	99,11	99,37	99,20	99,16	
FeO _T /MgO	0,54	0,60	0,55	1,94	2,28	0,94	0,45	1,04	2,14	0,60	0,54	0,80	1,17	0,98	0,51	0,32	0,47	
FeO _T /FeO _T +MgO	0,35	0,38	0,35	0,66	0,69	0,48	0,31	0,51	0,68	0,37	0,35	0,44	0,54	0,49	0,34	0,24	0,32	
is	63,61	60,38	63,07	32,47	28,50	47,11	67,53	45,01	27,88	61,12	62,12	51,50	42,25	48,67	64,26	74,65	66,64	
Co (ppm)	222	68	74	142	141	115	112	105	141	131	121	83	105	126	141	199	265	
Nb (ppm)	1	0	0	8	9	3	3	8	12	2	0	0	6	2	1	6	2	
Sr (ppm)	4	126	61	218	205	104	30	104	106	69	48	125	117	121	73	18	30	
Y (ppm)	7	3	4	3	14	17	11	23	37	22	9	7	26	6	11	3	4	
V (ppm)	333	136	268	496	316	218	245	226	272	274	118	191	258	406	256	182	282	
Ni (ppm)	623	95	125	61	33	107	248	139	41	299	322	76	100	97	330	690	3450	
Zr (ppm)	53	39	16	10	10	88	44	36	34	19	36	18	36	10	13	89	19	
Cu (ppm)	71	30	57	38	31	50	107	46	27	41	37	39	38	30	62	55	1010	
Be (ppm)	1	-1	-1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Cr (ppm)	1683	388	1133	63	49	457	1150	338	57	1620	342	395	192	490	1810	2660	2300	
Ba (ppm)	9	20	8	21	215	73	27	77	171	80	31	40	95	401	646	27	257	
Zn (ppm)	38	16	26	90	81	55	35	50	82	78	35	31	73	93	70	44	76	
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	1,90	0,00	0,89	6,55	0,00	0,00	2,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	2,24	0,00	0,00	0,59	1,37	1,01	1,13	0,90	0,95	
Ab	4,99	5,57	4,78	8,35	12,15	14,75	4,57	14,50	17,97	6,15	10,24	11,73	14,25	8,53	6,80	3,62	4,15	
An	10,69	40,71	21,01	41,20	37,48	31,96	13,32	33,11	29,21	16,36	34,45	40,56	32,09	27,01	19,25	5,77	9,75	
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ns	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	55,18	31,59	52,02	13,65	17,49	22,41	48,27	20,47	16,43	15,43	10,12	16,56	22,78	7,82	9,48	11,47	23,42	
Hy	15,73	5,64	10,56	26,17	24,78	26,42	22,66	25,46	21,41	55,09	26,18	18,29	17,47	41,53	43,71	23,68	41,36	
Ol	11,33	13,50	9,45	1,97	0,00	0,00	8,02	0,00	0,00	3,83	16,04	0,00	8,41	10,61	16,94	52,50	15,94	
Mt	0,67	2,27	1,16	2,88	3,10	1,39	2,18	3,17	2,27	2,39	1,82	2,20	1,67	2,59	1,88	1,69	3,90	
Hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Il	1,20	0,49	0,81	5,48	4,04	0,95	0,76	2,03	3,43	0,57	0,92	0,63	1,75	0,69	0,67	0,23	0,39	
Ap	0,15	0,15	0,15	0,24	0,48	0,17	0,22	0,37	0,48	0,20	0,24	0,20	0,22	0,22	0,13	0,13	0,14	
DiWo	28,74	16,51	27,13	6,91	8,79	11,52	25,34	10,58	8,27	8,03	5,29	8,89	11,64	4,01	4,95	6,04	12,30	
DiEn	19,59	11,57	18,67	3,50	4,07	6,95	18,48	6,71	3,88	5,45	3,71	7,67	6,61	2,38	3,46	4,51	8,99	
DiFs	6,85	3,51	6,22	3,24	4,63	3,93	4,45	3,19	4,28	1,94	1,12	0,00	4,52	1,42	1,07	0,92	2,13	
HyEn	11,65	4,33	7,92	13,59	11,60	16,88	18,27	17,26	10,17	40,64	20,09	18,29	10,37	26,01	33,34	19,66	33,45	
HyFs	4,08	1,31	2,64	12,58	13,18	9,54	4,40	8,21	11,23	14,45	6,08	0,00	7,10	15,52	10,37	4,03	7,91	
OlFo	8,17	10,11	6,91	0,98	0,00	0,00	6,34	0,00	0,00	2,75	12,02	0,00	4,79	6,40	12,61	42,82	12,64	
OlFa	3,16	3,39	2,54	1,00	0,00	0,00	1,68	0,00	0,00	1,08	4,02	0,00	3,62	4,21	4,33	9,68	3,30	
I.D.	5,05	5,63	4,84	8,41	12,64	16,71	4,57	15,39	26,77	6,15	10,24	14,83	15,62	9,54	7,94	4,52	5,10	

Tabela 8.1 - Concentrações dos elementos maiores, menores e traços do Complexo de Cana Brava, com respectivos minerais normativos (C.I.P.W.) (cont.)

ZONA	ZMS															
	MEMBRO	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-M4	ZMS-M4	ZMS-M4	ZMS-P5	ZMS-M5	ZMS-P6	ZMS-M3	ZMS-M3	ZMS-M3	ZMS-P7	ZMS-P7	ZMS-M7	ZMS-M7
AMOSTRA	TLR-408C	TLR-103A	L2000N-00	L2000N-550W	L2000N-1000W	L3000N-1025W	L2000N-1275W	L3000N-1300W	L2000N-1325W	L2000N-1600W	L2000N-1700W	L2000N-1800W	L2000N-1870W	L2000N-1900W	L2000N-2250 W	L2000N-2600 W
LITOTIPO	websterito	websterito-fd	gabronorito	gabronorito	gabronorito	hb-webst-fd	gabronorito	websterito-fd	gabronorito	cpx-norito	cpx-norito	websterito-fd	websterito-fd	cpx-norito	cpx-norito	cpx-norito
SiO ₂ %	51,69	49,55	45,91	47,92	46,21	49,92	48,75	49,57	46,62	47,87	47,36	49,94	50,60	49,29	47,76	47,16
TiO ₂ %	0,12	0,47	0,47	1,44	0,41	0,19	0,58	0,32	0,82	0,17	0,19	0,30	0,33	0,68	0,75	1,37
Al ₂ O ₃ %	4,28	5,86	16,88	19,37	18,95	7,65	17,53	7,89	15,82	17,36	19,64	9,31	7,74	10,37	18,94	17,52
FeO %	1,89	8,04	1,33	0,78	10,94	10,65	0,61	8,30	12,25	6,93	6,10	8,17	8,29	8,69	9,95	11,61
Fe ₂ O ₃ %	8,65	0,34	11,22	10,40	0,32	0,84	10,44	0,40	0,88	0,03	0,24	0,23	0,99	0,95	1,31	1,84
MnO %	0,18	0,23	0,22	0,19	0,28	0,24	0,21	0,18	0,26	0,20	0,12	0,17	0,19	0,18	0,25	0,32
MgO %	27,17	17,80	11,33	7,47	8,91	20,41	8,10	18,40	11,31	15,46	12,22	18,31	19,07	17,07	9,63	8,33
CaO %	5,28	15,85	10,81	9,85	10,98	8,67	10,64	12,66	10,34	9,86	11,84	11,90	11,27	11,35	10,58	10,59
Na ₂ O %	0,44	0,57	0,90	1,18	0,84	0,53	0,92	0,62	0,80	0,84	0,86	0,73	0,69	0,76	0,83	0,98
K ₂ O %	0,15	0,23	0,19	0,21	0,49	0,17	0,21	0,24	0,21	0,21	0,24	0,21	0,24	0,21	0,19	0,21
P ₂ O ₅ %	0,06	0,09	0,10	0,25	0,11	0,07	0,13	0,09	0,10	0,23	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,15
PF %	0,15	0,73	0,00	0,58	0,77	0,00	0,89	0,40	0,00	0,27	0,73	0,60	0,59	0,52	0,00	0,00
Total	100,06	99,76	99,36	99,64	99,21	99,34	99,01	99,07	99,41	99,43	99,61	99,94	100,07	100,15	100,28	100,08
FeO/MgO	0,36	0,47	1,01	1,36	1,26	0,56	1,24	0,47	1,15	0,45	0,52	0,46	0,48	0,56	1,16	1,59
FeO/FeO+MgO	0,26	0,32	0,50	0,58	0,56	0,36	0,55	0,32	0,54	0,31	0,34	0,31	0,32	0,36	0,54	0,61
IS	72,58	66,06	47,51	39,32	41,50	62,77	42,11	65,90	44,59	65,88	62,23	66,28	65,35	61,88	44,22	36,56
Co (ppm)	141	179	140	110	125	125	135	220	121	110	90	121	129	130	165	142
Nb (ppm)	4	10	4	11	5	3	8	6	6	10	3	4	5	4	0	2
Sr (ppm)	20	74	119	171	141	53	140	49	157	148	116	62	53	77	91	90
Y (ppm)	3	13	8	14	8	20	18	11	11	10	5	10	12	14	4	7
V (ppm)	231	544	252	289	247	266	217	350	252	191	312	338	362	310	187	223
Ni (ppm)	650	280	59	80	62	238	67	243	97	78	85	193	215	139	75	72
Zr (ppm)	21	27	111	15	121	37	33	51	32	8	60	61	123	154	7	85
Cu (ppm)	285	112	36	51	58	71	35	60	47	53	34	48	46	39	42	49
Be (ppm)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cr (ppm)	3012	2920	150	178	227	1815	219	1858	559	187	537	1783	2123	1376	318	188
Ba (ppm)	22	497	46	77	42	61	50	27	2285	67	33	33	46	43	38	49
Zn (ppm)	59	60	97	66	86	86	92	155	85	77	65	85	110	109	106	152
Q	0,23	0,00	2,59	8,79	0,00	0,00	10,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,89	1,37	1,13	1,25	2,94	1,01	1,27	1,44	1,25	1,25	1,44	1,25	1,43	1,25	1,12	1,24
Ab	3,72	4,86	7,66	10,07	7,21	4,51	7,92	5,31	6,80	7,16	7,35	6,21	5,86	6,45	7,00	8,28
An	9,26	12,86	41,68	47,33	47,17	18,09	43,86	18,26	39,14	43,29	49,52	21,62	17,38	24,32	47,21	42,70
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ns	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	12,92	52,80	9,12	0,43	6,21	19,91	7,15	35,90	9,74	3,77	7,62	29,92	30,68	25,42	3,79	7,36
Hy	62,01	7,60	24,28	18,65	22,40	38,91	17,33	20,79	27,36	27,36	20,26	23,29	29,45	26,02	34,37	33,63
Ol	0,00	18,91	0,00	0,00	12,57	15,83	0,00	16,91	12,64	16,30	12,94	16,64	12,97	13,69	3,01	1,20
Mt	6,34	0,50	3,66	3,16	0,47	1,23	0,99	0,59	1,28	0,04	0,35	0,34	1,44	1,38	1,89	2,67
Hm	4,29	0,00	8,76	8,32	0,00	0,00	9,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,23	0,90	0,90	0,00	0,79	0,36	1,12	0,62	1,57	0,33	0,37	0,57	0,63	1,30	1,42	2,60
Ap	0,13	0,20	0,22	0,55	0,24	0,15	0,29	0,20	0,22	0,51	0,15	0,15	0,15	0,18	0,20	0,33
DiWo	6,94	27,56	4,90	0,23	3,15	10,36	3,84	18,74	4,97	1,97	3,97	15,62	16,04	13,25	1,94	3,73
DiEn	5,98	19,16	4,22	0,20	1,63	6,97	3,31	13,00	2,75	1,35	2,69	10,84	11,28	9,10	1,10	1,94
DiFs	0,00	6,08	0,00	0,00	1,43	2,59	0,00	4,15	2,03	0,45	0,96	3,46	3,36	3,06	0,75	1,69
HyEn	62,01	5,77	24,28	18,65	11,90	28,37	17,33	15,76	15,74	20,57	14,93	17,66	22,70	19,47	20,45	17,99
HyFs	0,00	1,83	0,00	0,00	10,49	10,54	0,00	5,03	11,62	6,80	5,33	5,64	6,76	6,55	13,92	15,64
OlFo	0,00	14,00	0,00	0,00	6,37	11,22	0,00	12,50	6,97	11,94	9,29	12,31	9,76	9,98	1,72	0,61
OlFa	0,00	4,90	0,00	0,00	6,20	4,60	0,00	4,41	5,67	4,36	3,66	4,34	3,21	3,71	1,29	0,59
I.D.	4,84	6,24	11,37	20,11	10,16	5,52	19,31	6,75	8,05	8,41	8,79	7,46	7,29	7,69	8,12	9,52

Tabela 8.1 - Concentrações dos elementos maiores, menores e traços do Complexo de Cana Brava, com respectivos minerais normativos (C.I.P.W.) (cont.)

8.2 - LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTO MAIORES E MENORES

A distribuição dos elementos maiores e menores ao longo da seqüência estratigráfica pode ser observada na figura 8.1.

Uma melhor avaliação do comportamento dos elementos maiores e menores durante o fracionamento magmático pode ser efetuada pela comparação com os índices de diferenciação, expressos na forma de razões entre elementos. Desta maneira, foram selecionados para a análise dos dados: o Índice de Solidificação (I.S.) de Kuno ($(\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^* 100$) e a razão FFM ($\text{FeO}_t / \text{FeO}_t + \text{MgO}$).

Uma outra forma de representar estas variações químicas é através de diagramas triangulares, que mostram *trends* específicos para cada suite magmática. Neste estudo foram utilizados o diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}_t + \text{TiO}_2$, MgO), que evidenciam a influência da cristalização e variações químicas dos minerais ferromagnesianos e o diagrama $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, tendo o plagioclásio como os principal definidor do conteúdo de álcalis.

8.2.1 - VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES NA ZONA MÁFICA INFERIOR

Gabronorito

Na ZMI os termos gabronoríticos apresentam concentrações de $\text{SiO} = 44,43 - 54,10\%$, $\text{TiO}_2 = 0,21 - 2,37\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,61 - 16,27\%$; $\text{FeO} = 4,75 - 12,77\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,22 - 2,14\%$; $\text{MnO} = 0,09 - 0,21\%$; $\text{MgO} = 5,67 - 16,46\%$; $\text{CaO} = 7,72 - 13,19\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,67 - 4,39\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,12 - 0,38\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,09 - 0,90\%$.

A razão $\text{FeO}_t / \text{FeO}_t + \text{MgO}$ (FFM) apresenta-se com uma grande variação (0,30 - 0,66) ao longo da ZMI, destacando-se que nas porções basais desta zona são encontradas os seus mais baixos valores. Na porção intermediária desta zona são observadas altas razões que decrescem em direção ao membro piroxenítico ZMI-P2. A partir deste nível piroxenítico a razão FFM mostra um sistemático aumento, acompanhada de uma forte correlação linear positiva com o TiO_2 , MnO e P_2O_5 e de forma menos evidente, com K_2O (fig.8.1). Os demais elementos não mostram quaisquer correlações com a variação do FFM.

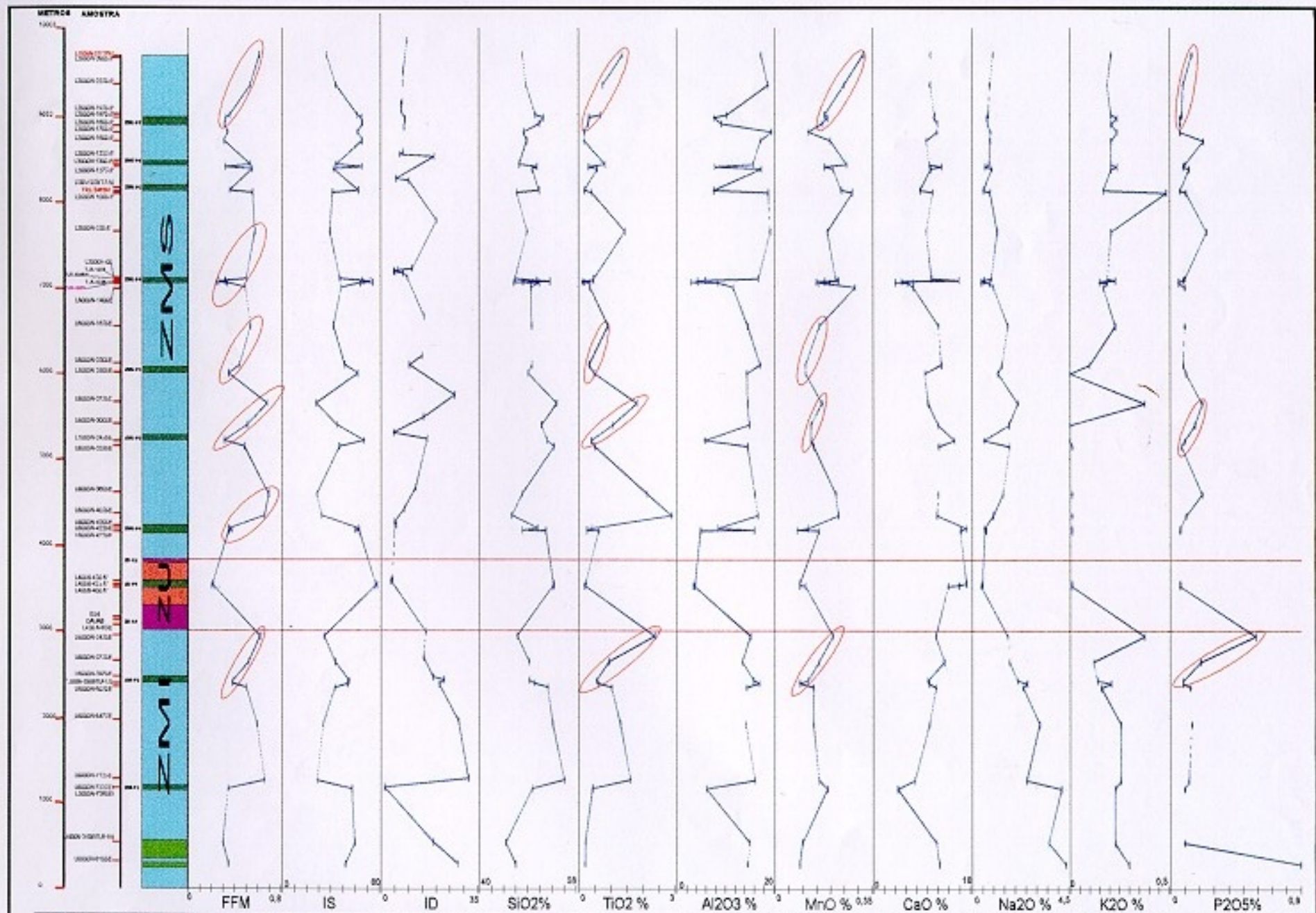


Figura 8.1 - Variação dos elementos maiores e menores ao longo da sequência estratigráfica do Complexo de Cana Brava

Os índices FFM e IS são inversamente proporcionais e apresentam boa correlação com a variação da razão MMF dos piroxênios. A figura 8.2 mostra as correlações entre o I.S. e os elementos maiores na ZMI. Pode ser verificado que o TiO_2 , MnO e P_2O_5 possuem uma correlação negativa com I.S. O Na_2O não apresenta correlação com I.S., destacando-se a sua elevada concentração em relação às demais amostras de gabronorito da ZU e ZMS.

O sistemático aumento de TiO_2 , MnO e P_2O_5 com a razão FFM, confirma a natureza incompatível destes elementos. O aumento do MnO parece estar associado à variação críptica dos piroxênios. O TiO_2 apresenta uma baixa correlação com a variação críptica do clinopiroxênio, podendo estar associado principalmente a maior presença da ilmenita nos termos com elevada razão FFM. O P_2O_5 tem relação direta com o aumento da proporção modal de apatita em direção ao topo desta zona.

Portanto, estas feições indicam que na ZMI ocorreu um intenso processo de fracionamento magmático, iniciado a partir dos cumulatos à olivina na base do complexo até termos gabronoríticos ricos em apatita próximos ao contato com a ZU.

Piroxenito

Os termos piroxeníticos são representados pelos membros ZMI-P1 (ortopiroxenitos) e ZMI-P2 (hornblenda melagabronorito a websterito). Possuem valores de $\text{SiO}_2 = 46,69 - 51,20\%$, $\text{TiO}_2 = 0,44 - 1,22\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,15 - 17,11\%$; $\text{FeO} = 6,91 - 12,13\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,72 - 3,64\%$; $\text{MnO} = 0,09 - 0,21\%$, $\text{MgO} = 12,17 - 22,30\%$; $\text{CaO} = 4,56 - 14,07$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,48 - 4,18\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,21 - 1,22\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,07 - 0,27\%$.

Nos dois níveis piroxeníticos a razão FFM apresenta-se semelhante, ao contrário dos valores de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O . O Membro Piroxenítico ZMS-P1 mostra os mais baixos valores de TiO_2 , Al_2O_3 e CaO , provavelmente associados à uma menor quantidade modal do clinopiroxênio e plagioclásio, enquanto o MgO e Na_2O apresentam-se mais elevados. Os valores elevados de MgO devem estar associados a uma maior quantidade modal de ortopiroxênio.

O Na_2O não apresenta correlação com a composição de clinopiroxênio e plagioclásio, obtida por microsonda eletrônica. Os valores altos de Na_2O , encontrados nos piroxenitos e gabronoritos (principalmente na base desta unidade), podem estar associados ao predomínio de neoblastos de plagioclásio ricos na molécula de albita (ab), originado por processo metamórfico à exemplo do observado no Complexo de Mangabal I (Candia Fornoni, 1983).

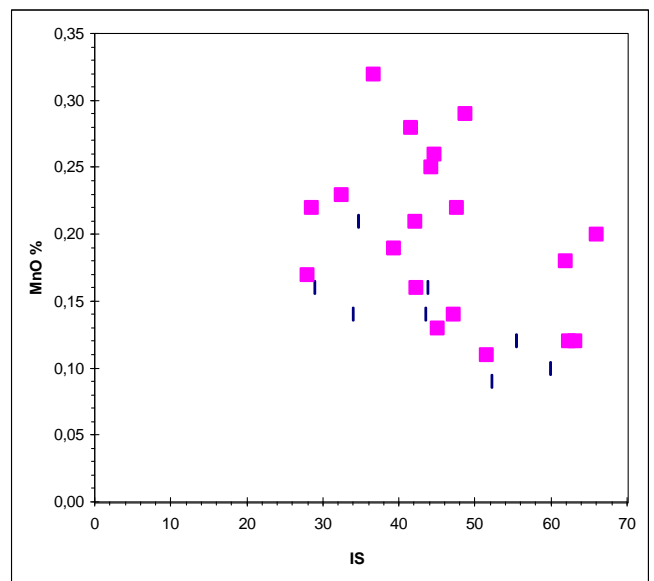
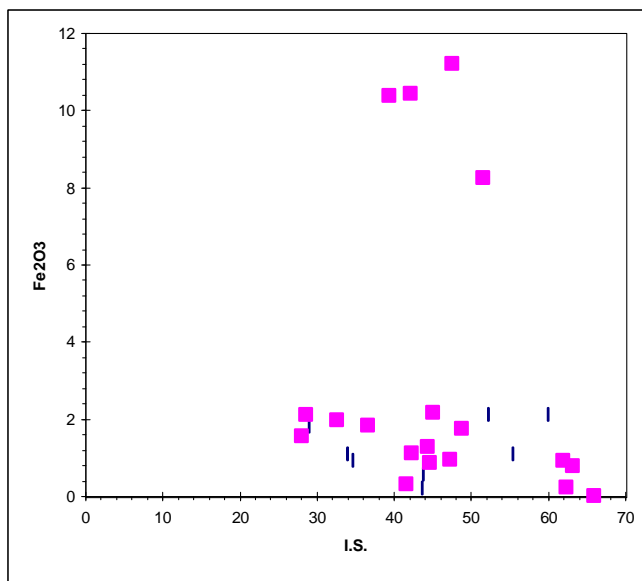
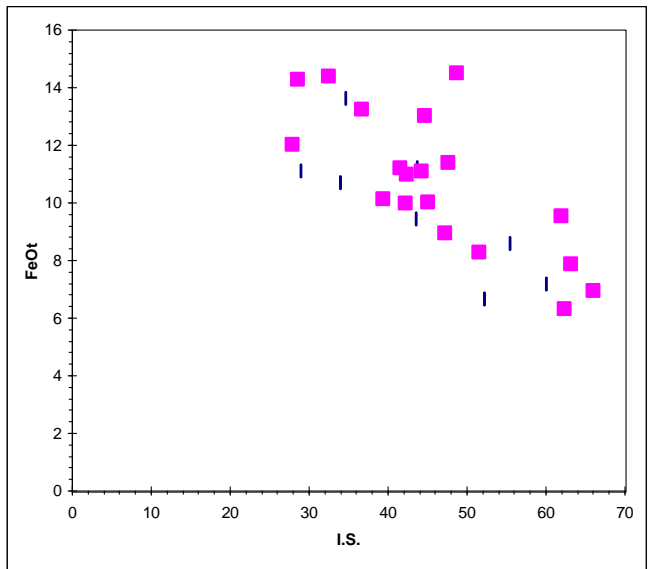
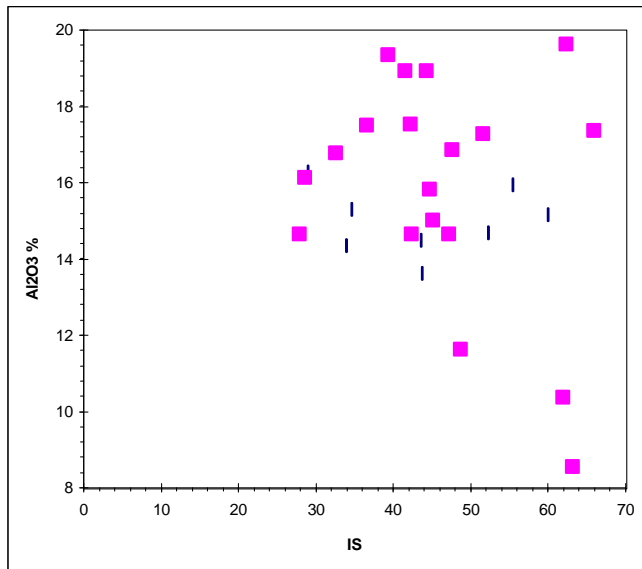
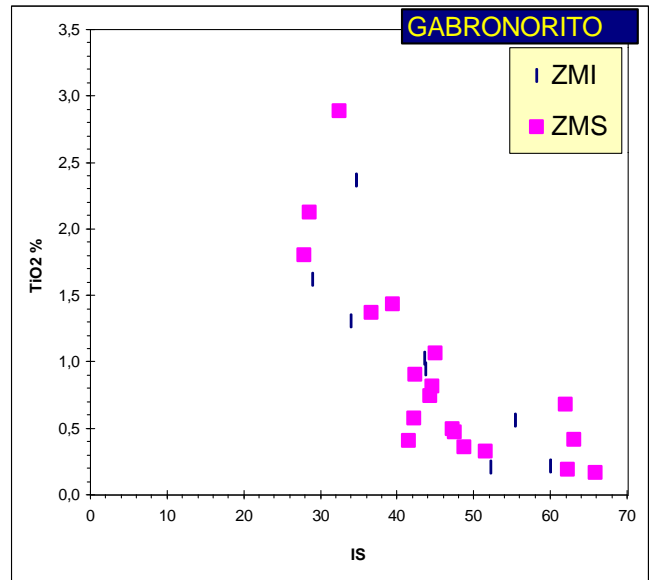
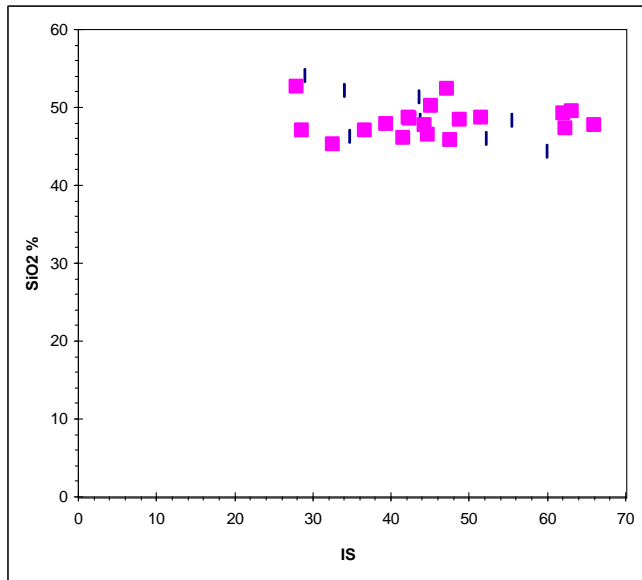


Figura 8.2 - Diagrama de variação dos elementos maiores e menores com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **gabronorito** do Complexo de Cana Brava.

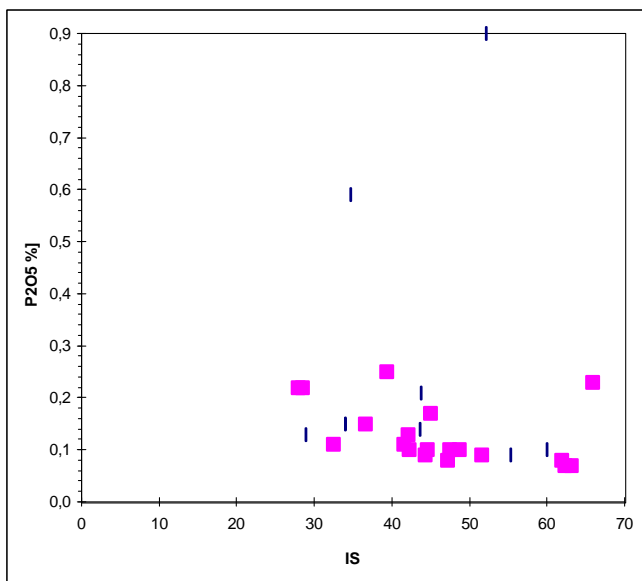
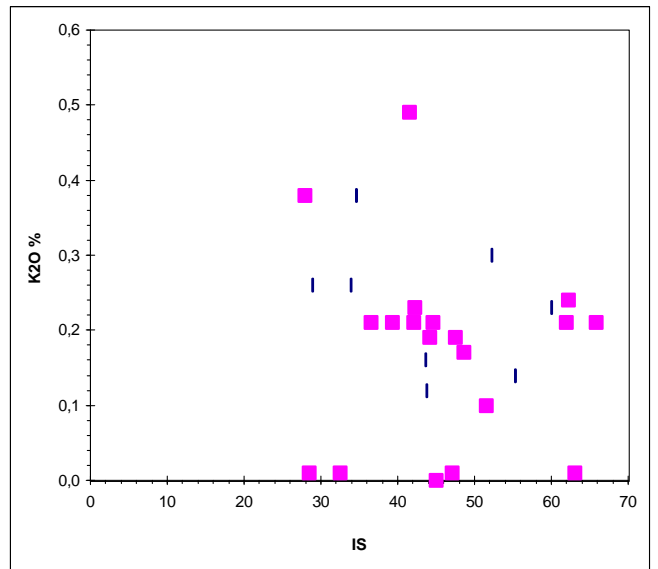
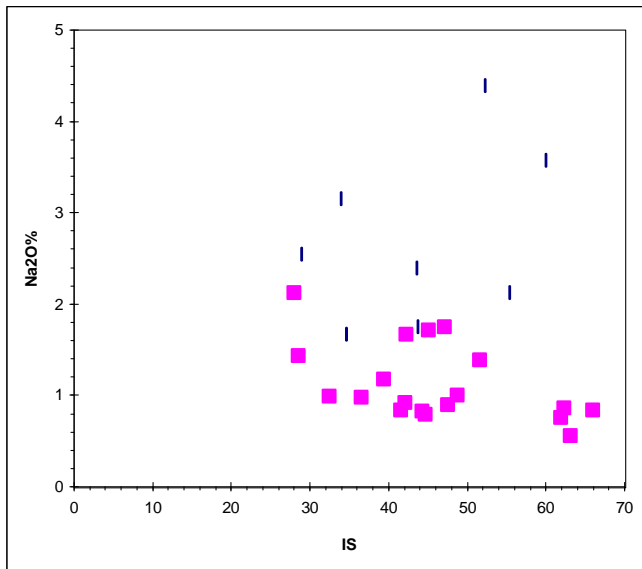
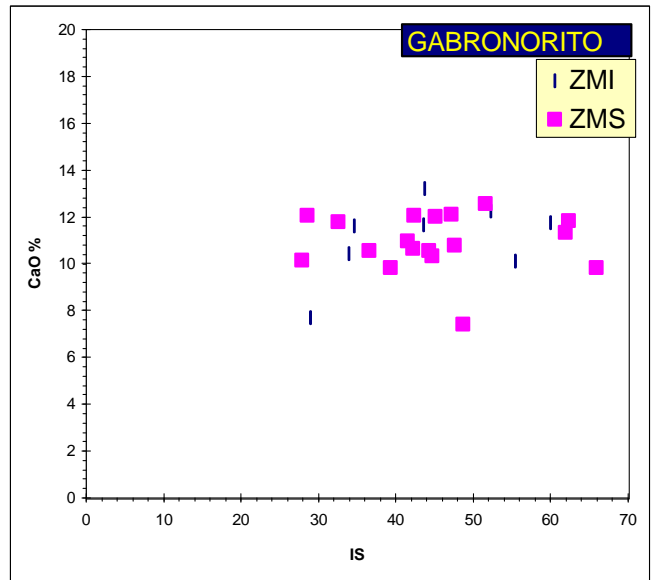
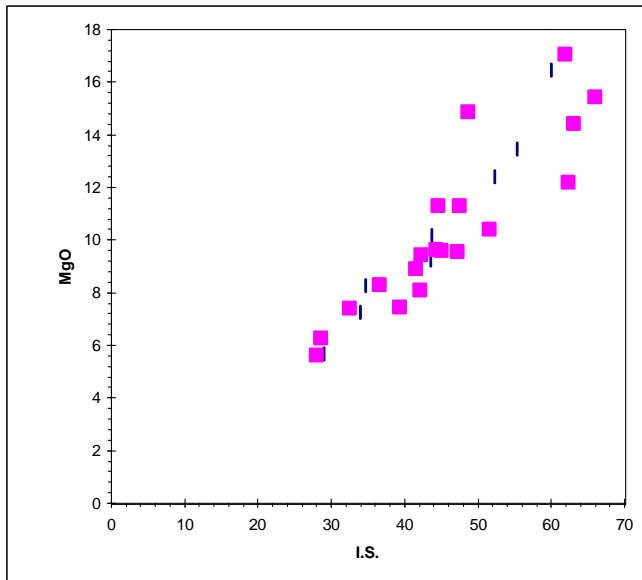


Figura 8.2 - Diagrama de variação dos elementos maiores e menores com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **gabronorito** do Complexo de Cana Brava. (cont.)

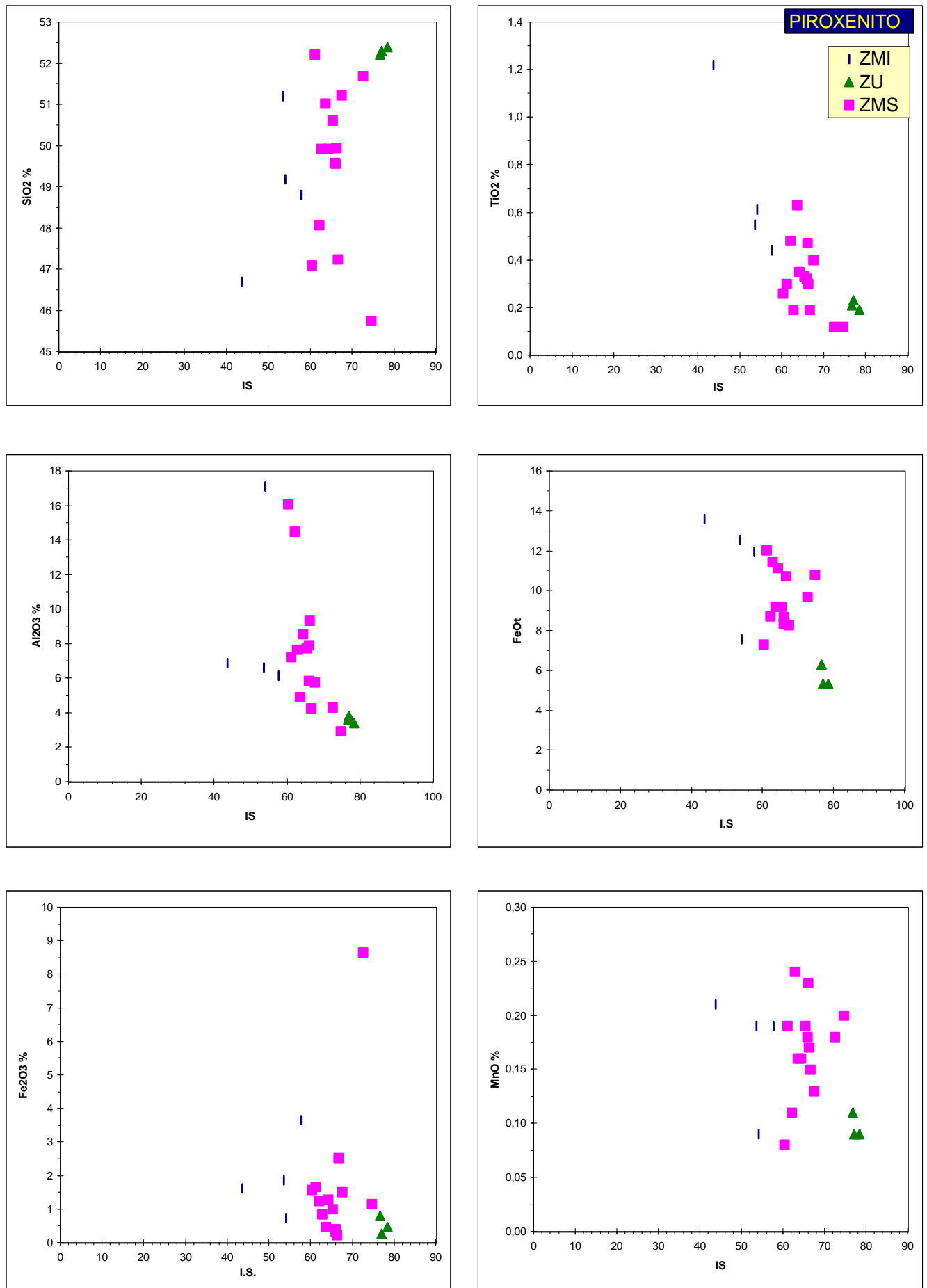


Figura 8.3 - Diagrama de variação dos elementos maiores e menores com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **piroxenito** do Complexo de Cana Brava

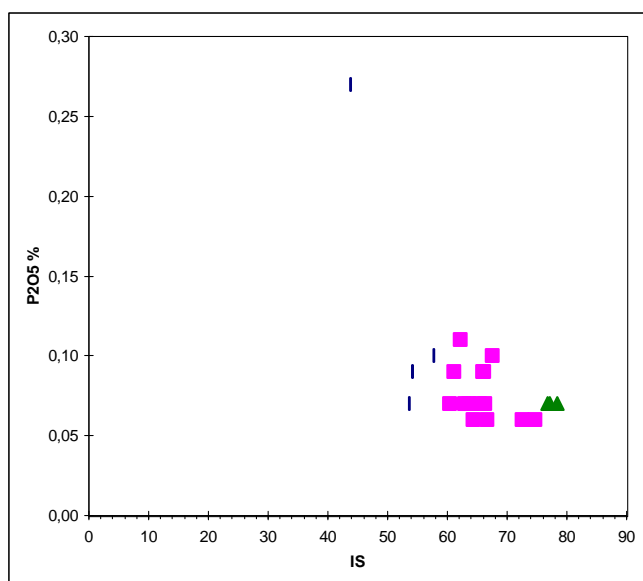
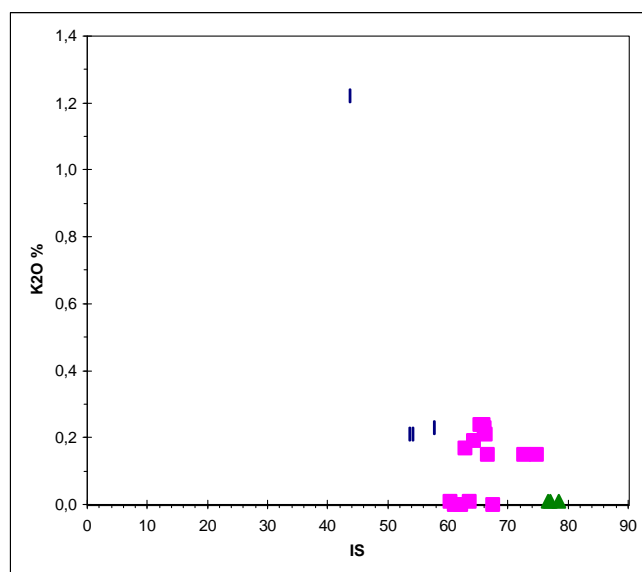
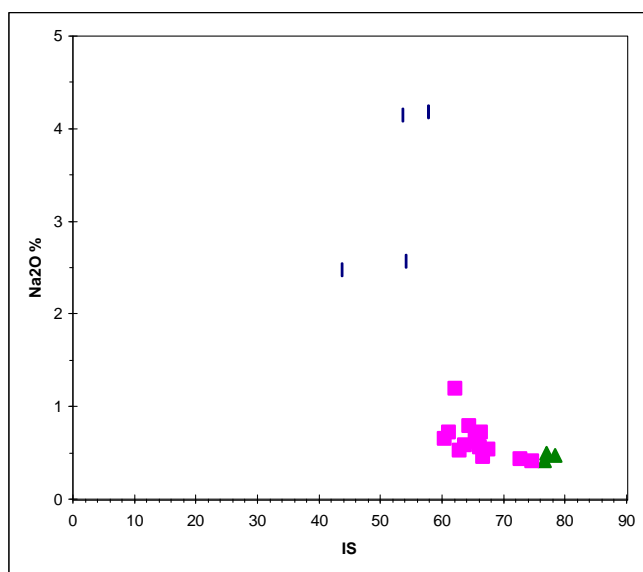
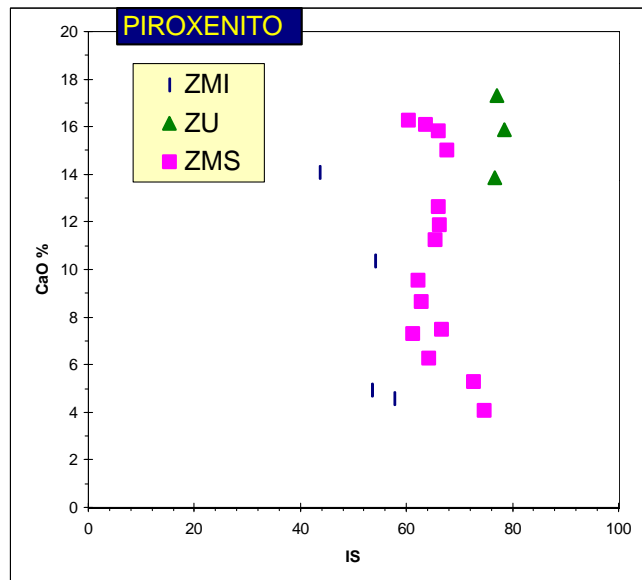
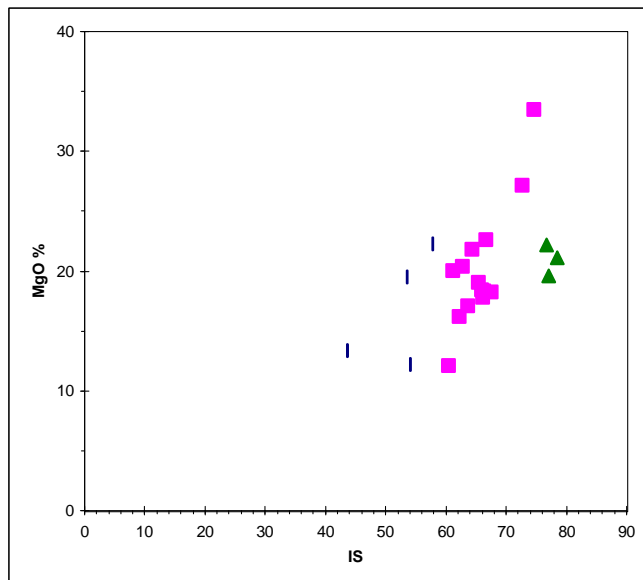


Figura 8.3 - Diagrama de variação dos elementos maiores e menores com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **piroxenito** do Complexo de Cana Brava (cont.)

Estes piroxenitos distinguem-se daqueles das ZU e ZMS por apresentarem os menores índices de solidificação (I.S.), representando termos mais diferenciados (fig. 8.3). O TiO_2 aparentemente apresenta uma correlação positiva com o I.S., enquanto os demais elementos mostram baixa correlação com este índice.

A presença de um *trend* positivo bem definido do TiO_2 , MnO , P_2O_5 e da razão FFM da Subzona ZMI-2 indica a forte atuação dos processos de diferenciação no topo da ZMI.

8.2.2 - VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES NA ZONA ULTRAMÁFICA

Piroxenito

O piroxenito analisado na ZU corresponde a websterito que mostra valores de $SiO_2 = 52,20 - 52,30 \%$; $TiO_2 = 0,19 - 0,23\%$; $Al_2O_3 = 3,41 = 3,83 \%$; $FeO = 4,90 - 5,59 \%$; $Fe_2O_3 = 0,26 - 0,79 \%$; $MnO = 0,09 = 0,11 \%$; $MgO = 19,61 - 22,17\%$; $CaO = 13,86 - 17,30 \%$; $Na_2O = 0,42 - 0,49 \%$; $K_2O = 0,01 \%$ e $P_2O_5 = 0,07 \%$.

Este litótipo apresenta os menores valores de TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e da razão FFM ao longo da seqüência estratigráfica (fig.8.1), mostrando uma forte correlação positiva entre o I.S. e TiO_2 e Al_2O_3 (fig. 8.3).

8.2.3 - VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES NA ZONA MÁFICA SUPERIOR

Gabronorito

As amostras de gabronorito na ZMS apresentam valores de $SiO_2 = 45,39 - 52,80 \%$, $TiO_2 = 0,17 - 2,89 \%$; $Al_2O_3 = 10,37 - 19,64 \%$; $FeO = 0,61 - 12,93 \%$; $Fe_2O_3 = 11,22 \%$; $MnO = 0,11 - 0,32 \%$; $MgO = 5,63 - 17,07 \%$; $CaO = 7,43 - 12,59 \%$; $Na_2O = 0,57 - 2,13$; $K_2O = 0,00 = 0,49 \%$ e $P_2O_5 = 0,07-0,25\%$.

As variações de SiO_2 , Al_2O_3 e CaO refletem principalmente a diferença na porcentagem de ortopiroxênio e clinopiroxênio nas amostras analisadas. O Índice de Solidificação (I.S.) apresenta correlação negativa com TiO_2 , MnO e P_2O_5 (fig. 8.2).

Foram observados pequenos *trends* no aumento da razão FFM, das subzonas ZMS-1, ZMS-2, ZMS-3, ZMS-4 e ZMS-7, às vezes acompanhados do incremento de TiO_2 , MnO e P_2O_5 (fig.8.1). Este fato sugere diferenciação em pequena escala, interrompida nos piroxenitos, que se repete sucessivamente iniciando novos ciclos. Algumas amostras de gabronorito presentes no topo das subzonas ZMS-1 e ZMS-3, próximas aos termos piroxeníticos, apresentam uma diminuição na razão FFM.

Estes fatos sugerem que os processos de diferenciação foram interrompidos em cada subzona estratigráfica, provavelmente pela entrada de novo pulso de magma. Desta forma podem ter sido desenvolvidos similares *trends* de variação dos elementos, conduzindo à formação de unidades cíclicas na ZMS.

Piroxenito

As análises das amostras de piroxenito (geralmente feldspático) desta zona apresentam intervalos composicionais de: $\text{SiO}_2 = 45,73 - 52,20$ %, $\text{TiO}_2 = 0,12 - 0,63$ %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,93 - 16,05$ %; $\text{FeO} = 1,89 - 10,65$ %; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,23 - 8,65$ %; $\text{MnO} = 0,08 - 0,24$ %; $\text{MgO} = 12,15 - 33,47$ %; $\text{CaO} = 4,07 - 17,25$ %, $\text{Na}_2\text{O} = 0,42 - 1,20\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00 - 0,24$ % e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,06 - 0,11$ %.

Foi observado pequeno aumento da razão FFM, na passagem entre os níveis ZU-P1 (0,20 - 0,22) para ZMS-P1 (0,35 - 0,38); ZMS-P2 para ZMS-P3 e ZMS-P4 para ZMS-P5 (fig. 8.1) Os níveis ZMS-P6 e ZMS-P7 apresentam valores similares da razão FFM.

Os valores do índice de solidificação (I.S.) nos termos piroxeníticos da ZMS, mostram-se intermediários, em relação aos observados na ZMI e na ZU (fig.8.3).

8.2.4 - NORMA C.I.P.W. DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

A utilização da norma C.I.P.W. auxilia na distinção de rochas insaturadas e saturadas em sílica. A partir da presença de minerais normativos saturados (qz, hy, or, ab, m) ou insaturados (ol, ne, lc, mc, c) Yoder & Tilley (1962) classificaram as rochas basálticas em: basaltos toleííticos, basaltos olivina-toleííticos, olivina-basaltos e alcali-olivina-basaltos.

A maioria das amostras analisadas no Complexo de Cana Brava apresenta hiperstênio e olivina (\pm quartzo) normativos, similar ao encontrado em basalto olivina-toleítico. Três amostras da ZMI (metagabronorito, olivina-melagabronorito e ZMI-P2), apresentam nefelina e olivina normativa. Dentre estas, a amostra de metagabronorito deve estar ressaltando os altos valores de Na_2O resultantes de processo metamórfico.

O quartzo normativo, quando presente, reflete a composição modal de metagabronorito muito deformado e que sofreu o aporte de sílica devido a processos metamórficos.

As amostras com hematita normativa são aquelas que apresentam elevado ($>8\%$) Fe_2O_3 , resultante de processos de oxidação tardia. A apatita e a ilmenita normativa apresentam uma forte correlação com a distribuição modal observada em lâmina. As amostras com An normativo inferior a 25% correspondem aos piroxenitos. Acima deste valor, refletem a presença de plagioclásio cúmulus, presente nos gabronoritos.

A norma também foi utilizada para calcular o Índice de Diferenciação (ID) de Thornton & Tuttle (1960) ($Q + Or + Ab + Ne + Ks + Lc$) que, no complexo, mostrou dois conjuntos de valores, representados por elevados ID's na ZMI em contraste com a maioria dos valores da ZU + ZMS (fig. 8.1). Esta variação se deveu sobretudo aos mais altos valores de Ab normativa encontrados nas amostras do ZMI.

8.2.5 - DIAGRAMAS TRIAGULARES DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

No diagrama AFM (fig.8.4 A) o *trend* das amostras do complexo assemelha-se àquele observado em suítes toleíticas, mostrando um significativo espectro de variação da razão FeO/MgO .

Quando são analisados os *trends* no diagrama AFM das três unidades do complexo, observam-se que os litotipos da ZMS e ZMI apresentam semelhantes intervalos de diferenciação, com as amostras da ZU dispondo-se na porção inferior do *trend* da ZMS. As amostras da ZMI distinguem-se por um maior enriquecimento em álcalis. Estes fatos parecem indicar a presença de dois principais eventos magmáticos no complexo, que formaram as zonas ZMI e ZU + ZMS.

No diagrama $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Fig.8.4 B) observou-se um *trend* aparentemente direcionado para enriquecimento em Na_2O , nas rochas da Zona Máfica Inferior, provavelmente relacionado à mobilidade do sódio durante o metamorfismo.

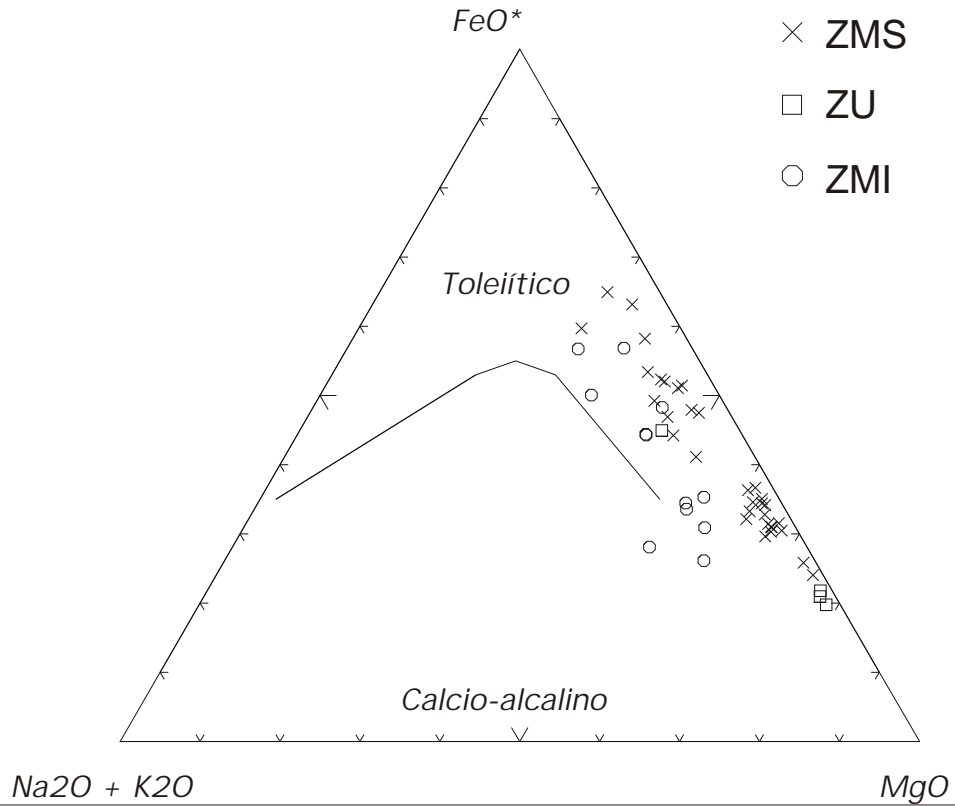
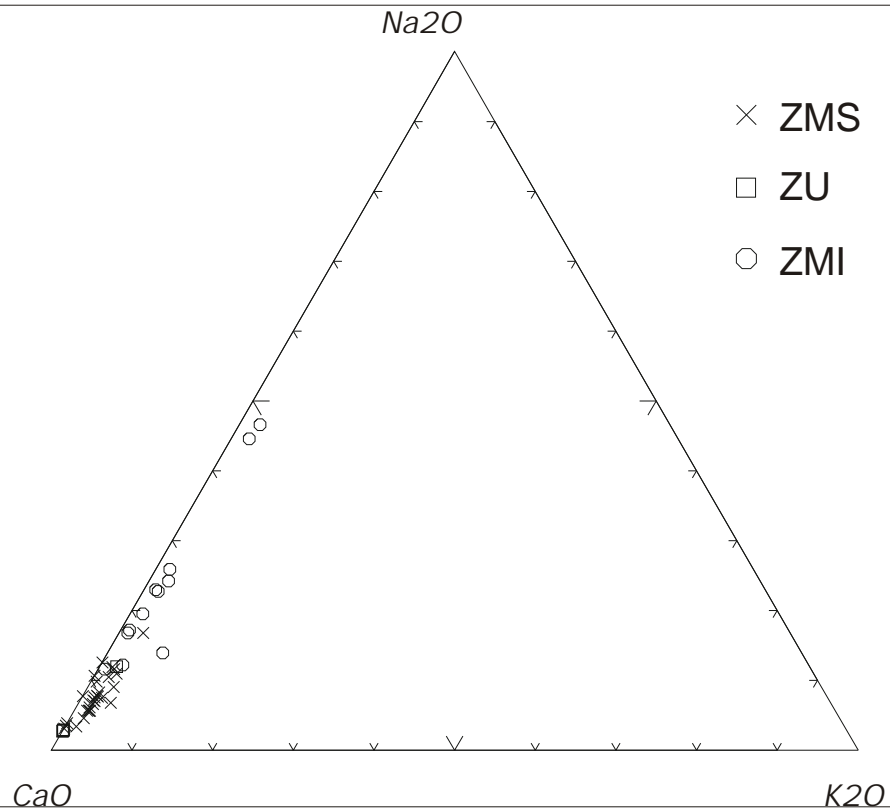
A**B**

Figura 8.4 - A) Diagrama AFM das rochas do Complexo de Cana Brava, mostrando a separação dos campos toleiítico e cálcio-alcino de Irvine & Baragar (1971).
B) Diagrama CaO-Na₂O-K₂O.

Óxidos em % peso.

8.3 -LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS

8.3.1 - LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Os elementos traços apresentam grandes variações em suas concentrações ao longo da seqüência estratigráfica, controlados principalmente pela composição dos litotipos. Formam às vezes *trends* de variação composicional coincidentes com as subzonas estratigráficas (fig.8.5).

As variações dos elementos traços durante a diferenciação magmática foram analisadas nos diagramas dos Índices de Solidificação de Kuno (I.S), para os gabronoritos (fig.8.6) e piroxenitos (fig.8.7).

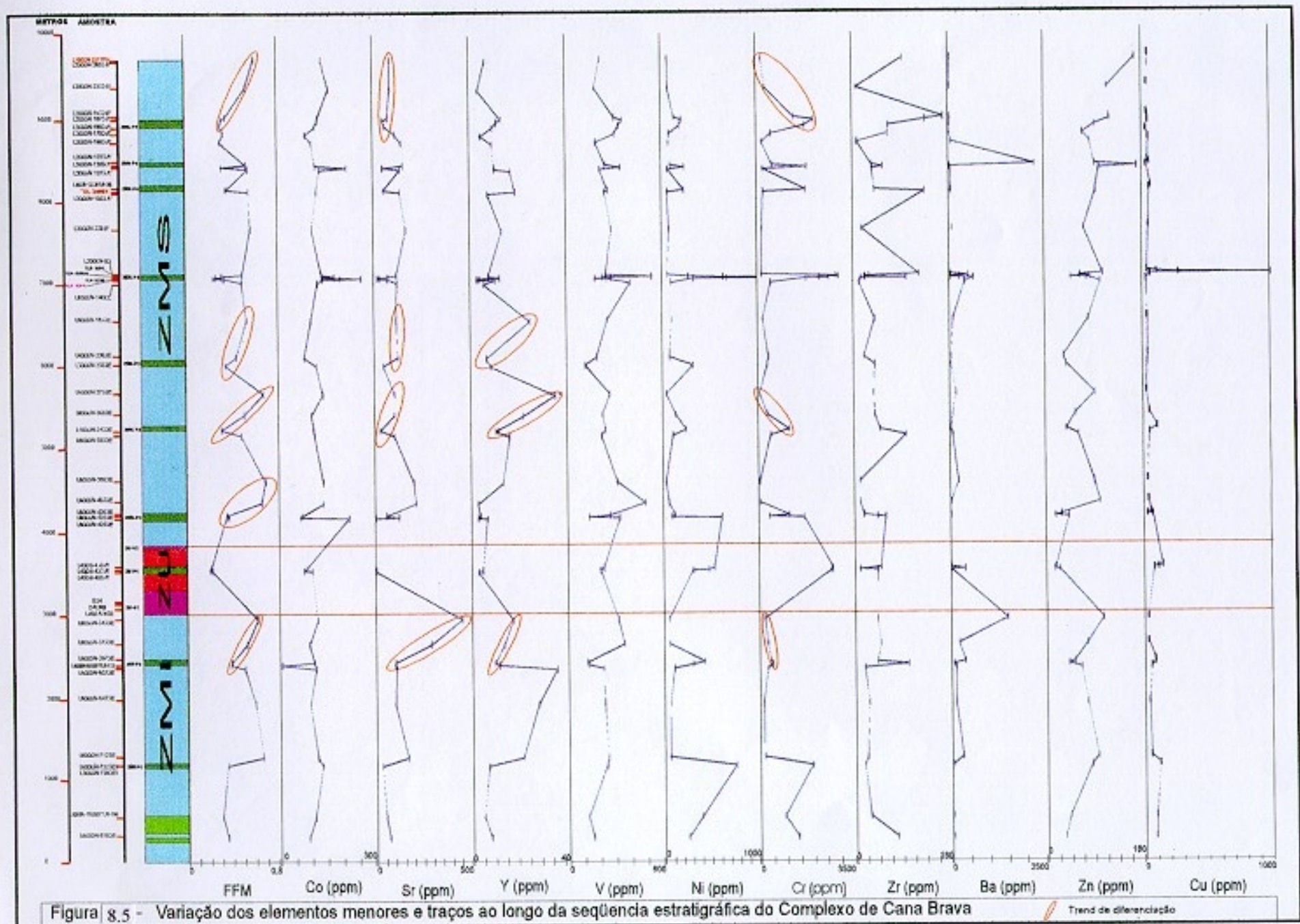
O Cr^{+3} (elemento compatível) e Y e Sr (elementos incompatíveis) mostram as melhores correlações com os índices de fracionamento. O Cu^{+2} (e Co^{+2}) por apresentar geralmente um forte particionamento para os sulfetos, não foi considerado sob a ótica do fracionamento de líquidos magmáticos. Os resultados de Co^{+2} devem ser considerados com ressalvas, devido à utilização de moinho de widia, durante a etapa de preparação das amostras para análise litogeoquímica, podendo ter sofrido contaminação nesta etapa. O Be^{+2} mostra concentrações próximas ao limite de detecção, enquanto as análise para o Nb encontram-se em etapa de desenvolvimento de metodologia analítica e portanto devem ser também consideradas com ressalvas.

Ao longo da seqüência estratigráfica, pode-se observar que ocorre um aumento na razão FFM, Sr e Y, acompanhada da diminuição de Ni e Cr, em direção ao topo de algumas subzonas da ZMI e ZMS. Este padrão define os *trends* de diferenciação em cada subunidade estratigráfica, à semelhança do comportamento dos elementos maiores e menores, o que também sugere a presença de unidades cíclicas.

Gabronorito e piroxenito

O Cr^{+3} apresenta a melhor correlação com o índice I.S., mostrando um aumento significativo a partir de valores mais elevados de I.S. (50-80). Uma rápida depleção do cromo está associada a valores de I.S. inferiores a 50; indicando um comportamento semelhante aos dos elementos compatíveis.

Os elementos que apresentam uma correlação regular são representados pelo Y e Sr. Destes destaca-se o Sr, que mostra uma correlação negativa com I.S.



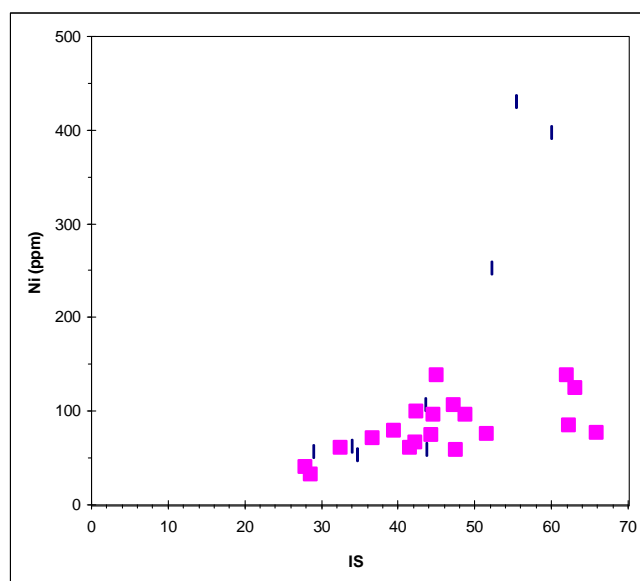
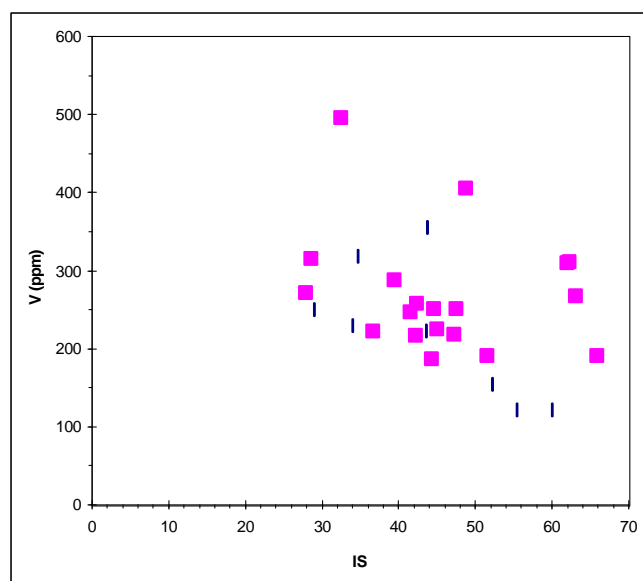
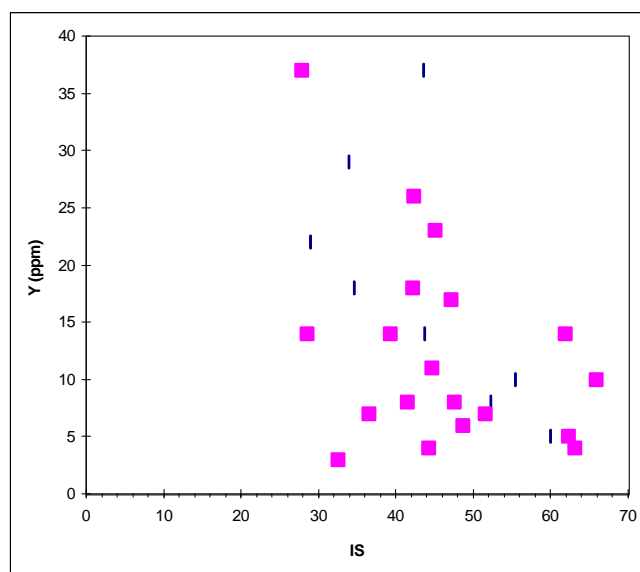
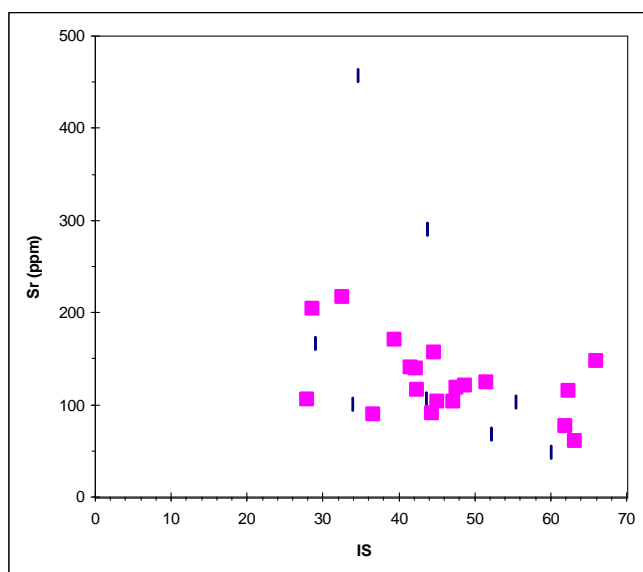
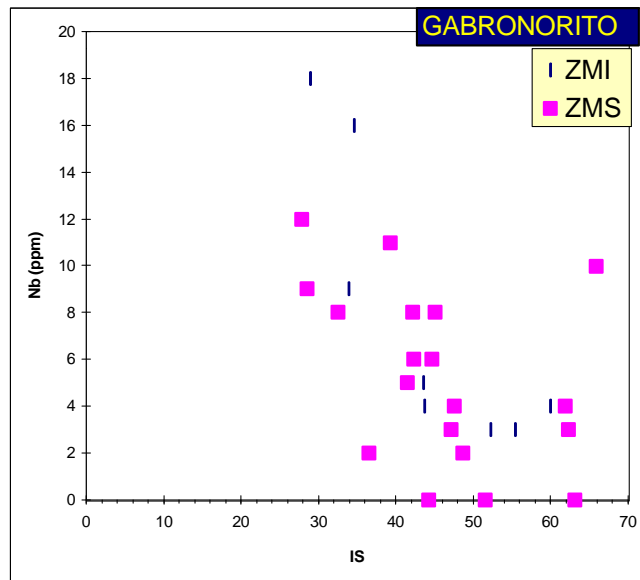
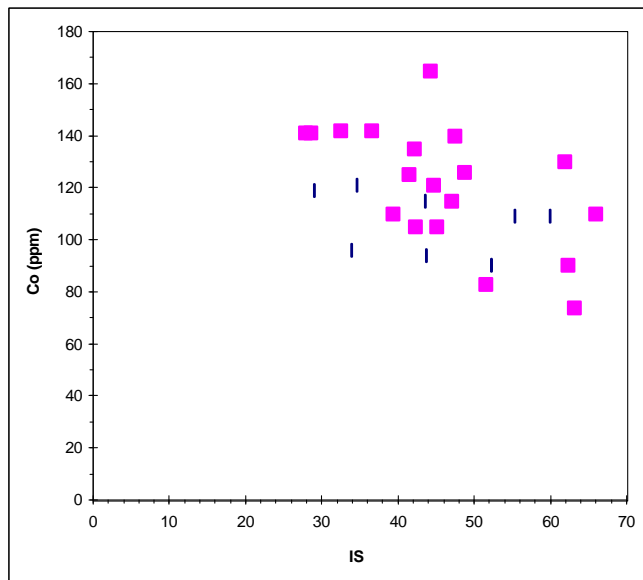


Figura 8.6 - Diagrama de variação dos elementos traços com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **gabronorito** do Complexo de Cana Brava.

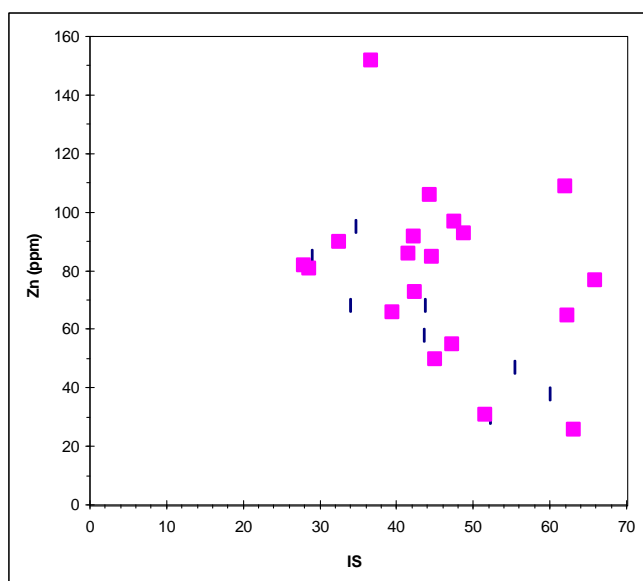
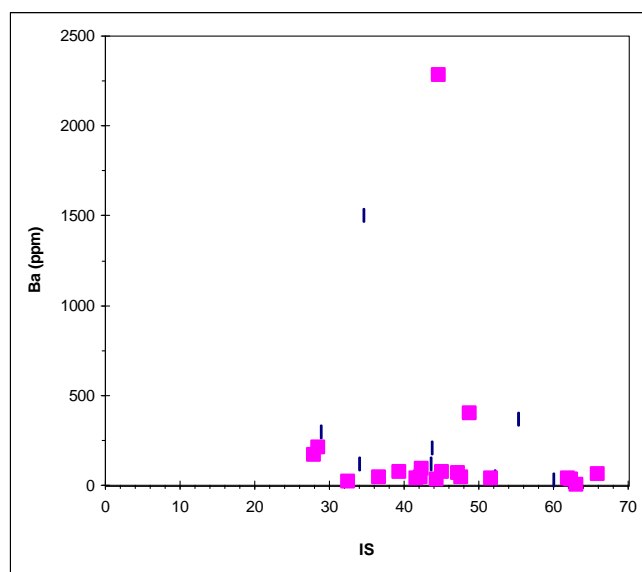
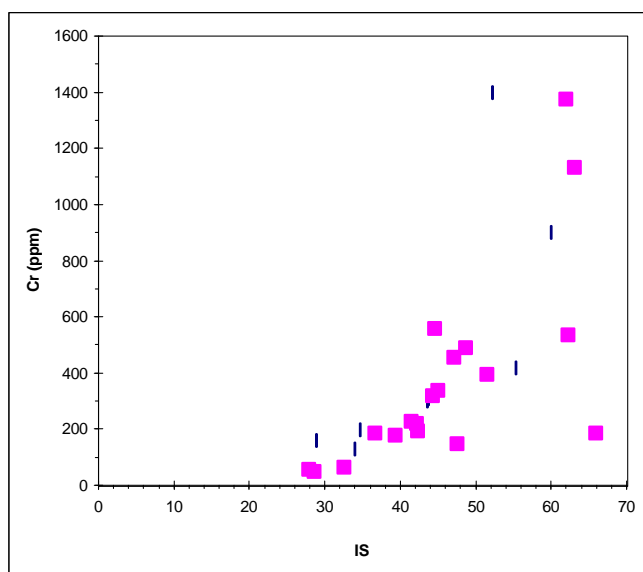
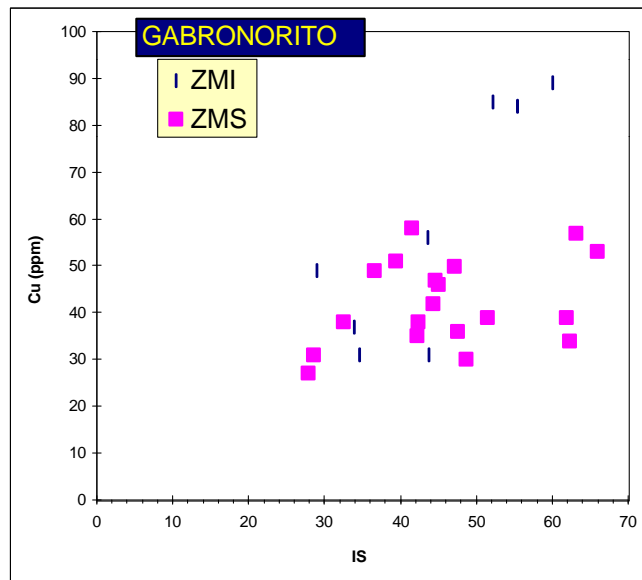
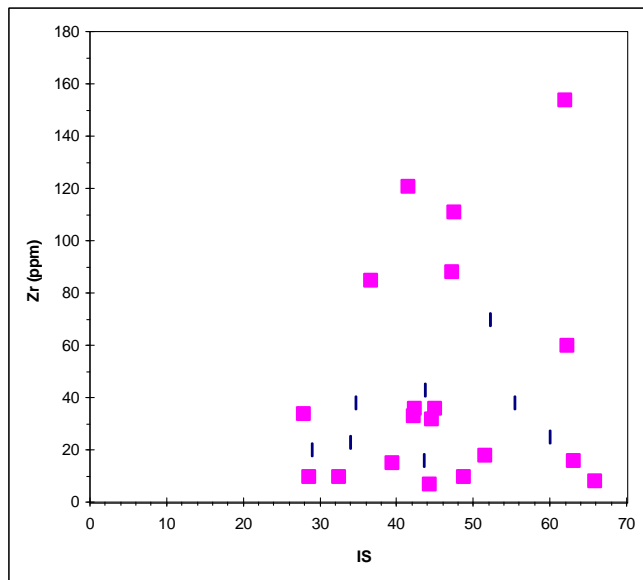


Figura 8.6 - Diagrama de variação dos elementos traços com o Índice de Solidificação de Kuno (I.S.), em **gabronorito** do Complexo de Cana Brava (cont.)

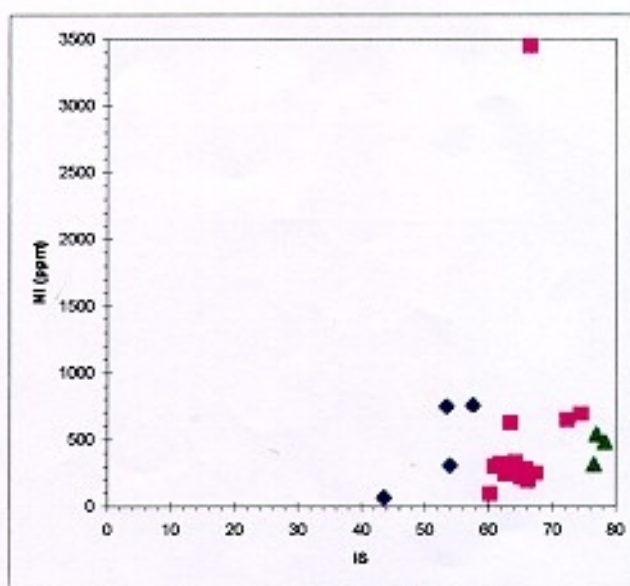
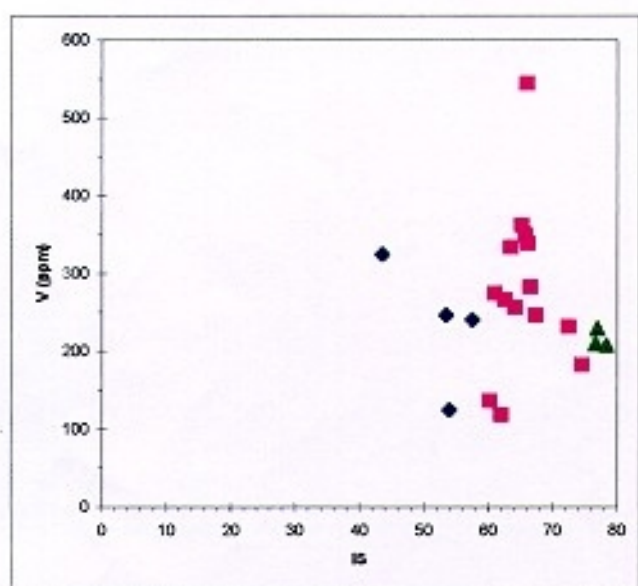
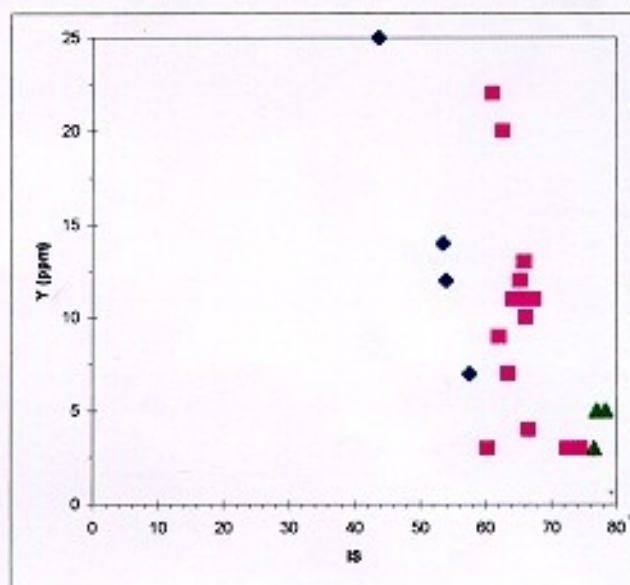
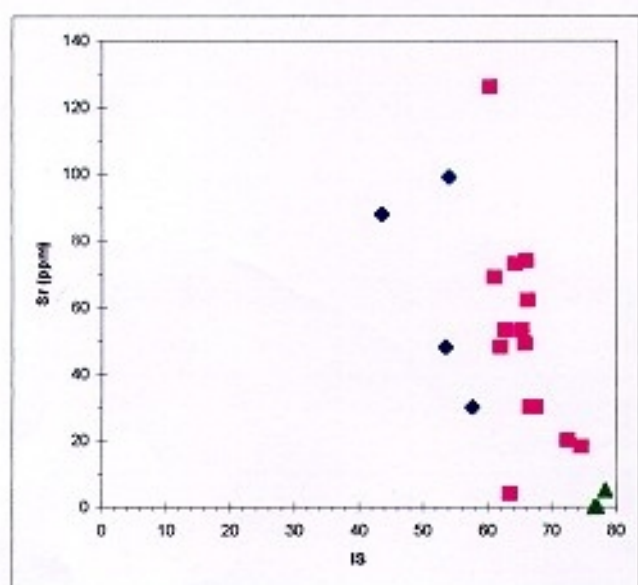
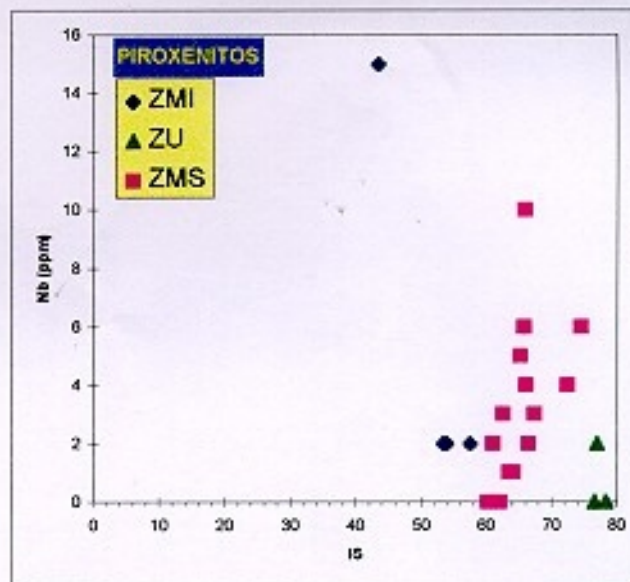
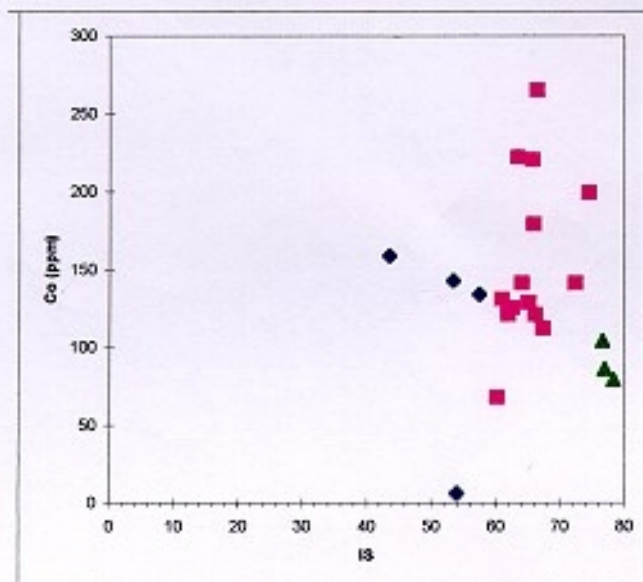


Figura 8.7 - Diagrama de variação do Índice de Solidificação de Kuno (I.S.) e elementos traços em piroxenos do Complexo de Cana Brava.

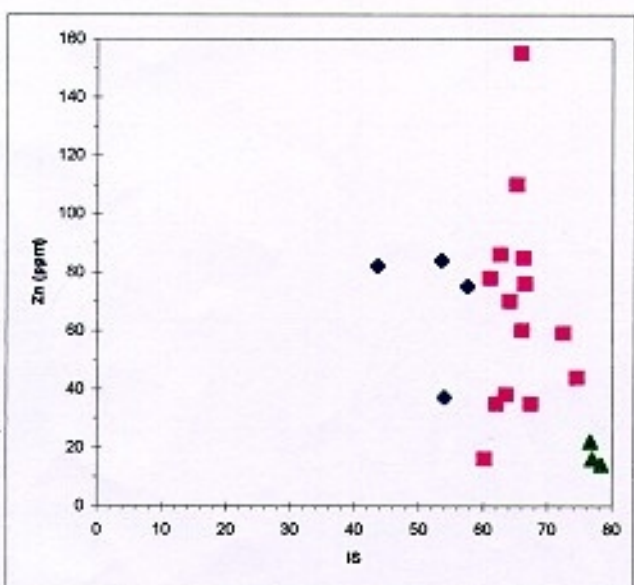
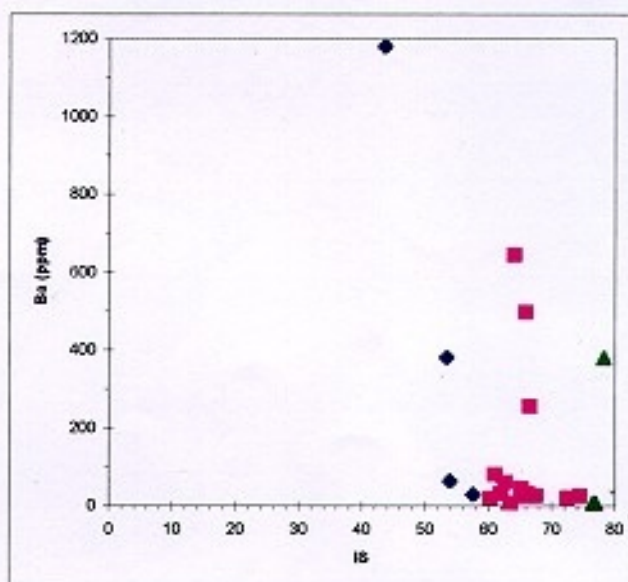
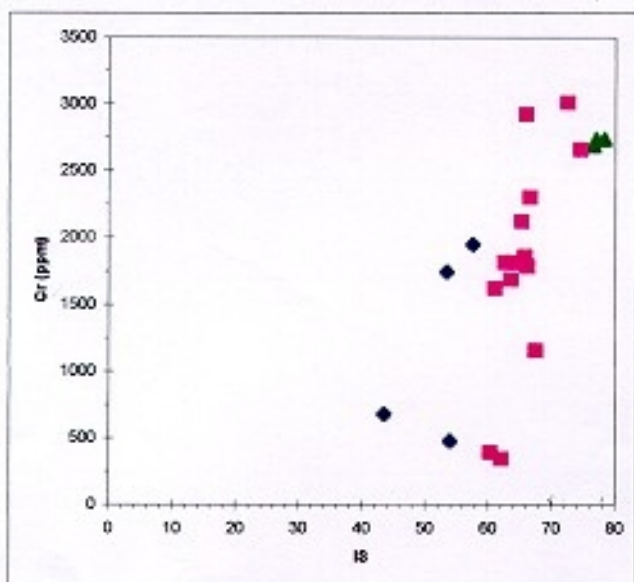
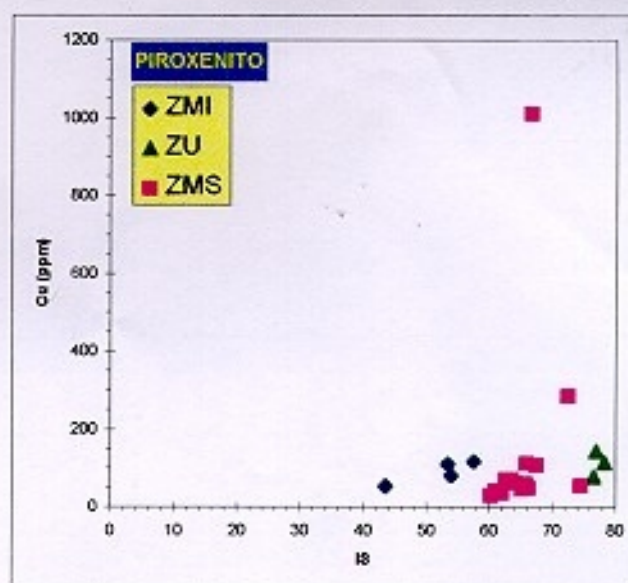
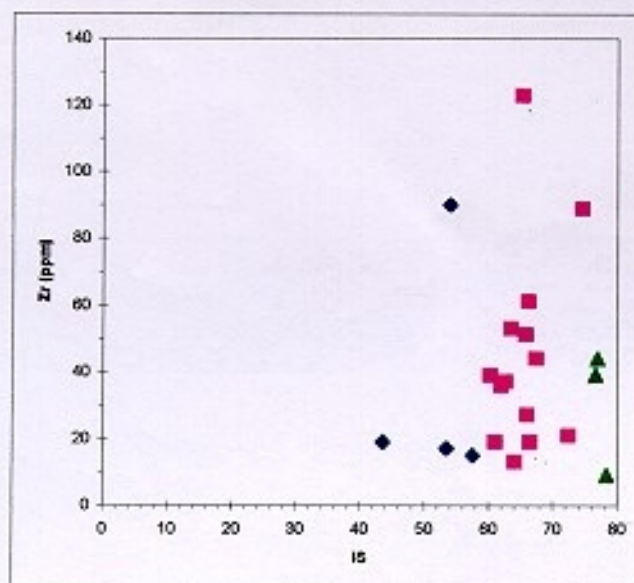


Figura 8.7 - Diagrama de variação do Índice de Solidificação de Kuno (I.S.) e elementos traços em piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

O controle do conteúdo mineralógico sobre a concentração dos elementos é evidenciado quando se compara os resultados obtidos nos piroxenitos e gabronoritos do complexo. Os piroxenitos da ZMI mostram valores de Ni (306 a 760 ppm) e Cr (474 a 1947 ppm) superiores àqueles observados nos gabronoritos (Ni = 54 a 430 ppm e Cr = 130 a 1400 ppm). Em contraste os elementos incompatíveis dos piroxenitos (Sr = 30 a 90 ppm), aparecem inferiores àqueles dos gabronoritos (Sr = 49 a 454 ppm).

Na ZU (fig.8.5) os piroxenitos (websteritos) possuem altos valores de Cr (2687 a 2739 ppm) e Ni (311 a 540 ppm), refletindo o forte particionamento destes para o clinopiroxênio como foi evidenciado nas análises de microsonda eletrônica ($\text{CrO}_3 = 0,50$ a $0,62\%$). Os valores de Sr (< 5 ppm), situam-se dentro do espectro de variação dos piroxenitos da ZMI.

Na ZMS (fig.8.5) os piroxenitos mostram valores de Ni (95 a 3450 ppm) que ocasionalmente refletem uma maior presença da pentlandita disseminada (até 2%) e/ou olivina. Os altos valores de Cr^{+3} (338 a 3012 ppm) confirmam o seu alto particionamento para o clinopiroxênio e para o Cr-espinélio. Nos gabronoritos, o Ni^{+2} (33-139 ppm) e Cr^{+3} (49-559 ppm) mostram baixas concentrações, ao contrário do Sr e Nb.

Os demais elementos (Y, V, Zr, Ba e Zn) não mostram variações sistemáticas, associadas aos diferentes litótipos.

8.4 - LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

8.4.1 - DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA

8.4.1.1 - Zona Máfica Inferior (ZMI)

Nesta zona foram analisadas quatro amostras de gabronorito e dois termos piroxeníticos. Quando normalizados ao condrito todas as amostras apresentam um enriquecimento total em ETR, com um maior enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP.

As amostras de gabronorito mostram padrões similares de distribuição de ETR, porém com diferenças nas anomalias positivas de Eu^{+2} e nos valores normalizados, os quais podem atingir variações nas suas concentrações de até 10 vezes (fig.8.8 A). Estes fatos são evidenciados pelos baixos valores obtidas nas amostras de gabronorito da base (amostras L6000N-8100E e L6000N-7850E), em contraste com aqueles dispostos em posição estratigráfica intermediária e de topo da unidade (amostras L6000N-7125E e L6000N-5450E, respectivamente).

ZONA MEMBRO LITOTIPO AMOSTRA	CONDrito		INTRUSÕES NORÍTICAS			COMPLEXO DE CANA BRAVA						ZU	
	Masuda <i>et. al.</i> , 1973		ZNC	ZNC	ZNB	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-M1	ZMI-P2	ZMI-M2	ZU-P1	ZMS-P1
			hb-bi-norito	hb-bi-norito	qz-norito	gabronorito	ol-melagbnorito	ortopiroxenito	gabronorito	melagbnorito	gabronorito	websterito	websterito
			TLR-349	L4000N-2775A2W	L1000N-2575BW	L6000N-8100E	L6000N-7850E	L6000N-7225E	L6000N-7125E	L6000N-6000E	L6000N-5450E	L400S-450W	L6000N-4230E
La	(ppm)	0,378	15,460	7,759	23,490	2,191	1,986	5,325	18,900	5,237	14,350	2,692	2,521
Ce	(ppm)	0,976	48,240	16,660	55,030	5,250	6,657	12,120	39,650	12,760	43,880	7,112	6,475
Nd	(ppm)	0,716	30,000	7,040	27,220	2,475	1,986	5,722	18,480	7,056	27,550	4,400	4,700
Sm	(ppm)	0,23	6,369	1,497	5,949	0,540	0,630	1,535	2,627	1,381	4,078	1,056	1,305
Eu	(ppm)	0,0866	0,963	0,515	1,003	0,213	0,212	0,329	1,345	0,507	1,811	0,280	0,413
Gd	(ppm)	0,311	4,444	1,111	4,311	0,629	0,694	1,481	2,485	1,504	3,249	0,993	1,320
Dy	(ppm)	0,39	4,227	1,107	3,638	0,716	0,886	1,911	2,675	1,733	2,415	1,168	1,380
Ho	(ppm)	-	0,828	0,220	0,683	0,146	0,186	0,430	0,570	0,361	0,464	0,232	0,308
Er	(ppm)	0,255	2,139	0,585	1,616	0,406	0,542	1,346	1,711	1,006	1,160	0,619	0,844
Yb	(ppm)	0,249	1,582	0,445	1,067	0,271	0,434	1,312	1,501	0,759	0,744	0,450	0,554
Lu	(ppm)	0,0387	0,190	0,060	0,131	0,042	0,058	0,178	0,201	0,114	0,103	0,058	0,079
			Valores normalizados ao condrito (condrito)1,2)									Valores normaliz:	
La			49,079	24,632	74,571	6,956	6,305	16,905	60,000	16,625	45,556	8,546	8,003
Ce			59,311	20,484	67,660	6,455	8,185	14,902	48,750	15,689	53,951	8,744	7,961
Nd			50,279	11,799	45,620	4,148	3,328	9,590	30,972	11,826	46,173	7,374	7,877
Sm			33,230	7,810	31,038	2,817	3,287	8,009	13,706	7,205	21,277	5,510	6,809
Eu			13,344	7,136	13,898	2,952	2,938	4,559	18,637	7,025	25,095	3,880	5,723
Gd			17,147	4,287	16,634	2,427	2,678	5,714	9,588	5,803	12,536	3,832	5,093
Dy			13,006	3,406	11,194	2,203	2,726	5,880	8,231	5,332	7,431	3,594	4,246
Ho													
Er			10,066	2,753	7,605	1,911	2,551	6,334	8,052	4,734	5,459	2,913	3,972
Yb			7,624	2,145	5,142	1,306	2,092	6,323	7,234	3,658	3,586	2,169	2,670
Lu			5,891	1,860	4,062	1,302	1,798	5,519	6,233	3,535	3,194	1,798	2,450
(La/Lu)n			8,331	13,240	18,358	5,341	3,506	3,063	9,627	4,703	14,264	4,752	3,267
(La/Yb)n			6,437	11,486	14,502	5,326	3,014	2,674	8,294	4,545	12,705	3,941	2,998

Tabela 8.2 - Valores dos elementos terras raras (ETR) no Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas

ZONA MEMBRO LITOTIPO AMOSTRA	CONDrito		INTRUSÕES NORÍTICAS			COMPLEXO DE CANA BRAVA						ZU	
	Masuda <i>et. al.</i> , 1973		ZNC	ZNC	ZNB	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-M1	ZMI-P2	ZMI-M2	ZU-P1	ZMS-P1
			hb-bi-norito	hb-bi-norito	qz-norito	gabronorito	ol-melagbnorito	ortopiroxenito	gabronorito	melagbnorito	gabronorito	websterito	websterito
			TLR-349	L4000N-2775A2W	L1000N-2575BW	L6000N-8100E	L6000N-7850E	L6000N-7225E	L6000N-7125E	L6000N-6000E	L6000N-5450E	L400S-450W	L6000N-4230E
La	(ppm)	0,378	15,460	7,759	23,490	2,191	1,986	5,325	18,900	5,237	14,350	2,692	2,521
Ce	(ppm)	0,976	48,240	16,660	55,030	5,250	6,657	12,120	39,650	12,760	43,880	7,112	6,475
Nd	(ppm)	0,716	30,000	7,040	27,220	2,475	1,986	5,722	18,480	7,056	27,550	4,400	4,700
Sm	(ppm)	0,23	6,369	1,497	5,949	0,540	0,630	1,535	2,627	1,381	4,078	1,056	1,305
Eu	(ppm)	0,0866	0,963	0,515	1,003	0,213	0,212	0,329	1,345	0,507	1,811	0,280	0,413
Gd	(ppm)	0,311	4,444	1,111	4,311	0,629	0,694	1,481	2,485	1,504	3,249	0,993	1,320
Dy	(ppm)	0,39	4,227	1,107	3,638	0,716	0,886	1,911	2,675	1,733	2,415	1,168	1,380
Ho	(ppm)	-	0,828	0,220	0,683	0,146	0,186	0,430	0,570	0,361	0,464	0,232	0,308
Er	(ppm)	0,255	2,139	0,585	1,616	0,406	0,542	1,346	1,711	1,006	1,160	0,619	0,844
Yb	(ppm)	0,249	1,582	0,445	1,067	0,271	0,434	1,312	1,501	0,759	0,744	0,450	0,554
Lu	(ppm)	0,0387	0,190	0,060	0,131	0,042	0,058	0,178	0,201	0,114	0,103	0,058	0,079
			Valores normalizados ao condrito (condrito)1,2)									Valores normaliz	
La			49,079	24,632	74,571	6,956	6,305	16,905	60,000	16,625	45,556	8,546	8,003
Ce			59,311	20,484	67,660	6,455	8,185	14,902	48,750	15,689	53,951	8,744	7,961
Nd			50,279	11,799	45,620	4,148	3,328	9,590	30,972	11,826	46,173	7,374	7,877
Sm			33,230	7,810	31,038	2,817	3,287	8,009	13,706	7,205	21,277	5,510	6,809
Eu			13,344	7,136	13,898	2,952	2,938	4,559	18,637	7,025	25,095	3,880	5,723
Gd			17,147	4,287	16,634	2,427	2,678	5,714	9,588	5,803	12,536	3,832	5,093
Dy			13,006	3,406	11,194	2,203	2,726	5,880	8,231	5,332	7,431	3,594	4,246
Ho													
Er			10,066	2,753	7,605	1,911	2,551	6,334	8,052	4,734	5,459	2,913	3,972
Yb			7,624	2,145	5,142	1,306	2,092	6,323	7,234	3,658	3,586	2,169	2,670
Lu			5,891	1,860	4,062	1,302	1,798	5,519	6,233	3,535	3,194	1,798	2,450
(La/Lu)n			8,331	13,240	18,358	5,341	3,506	3,063	9,627	4,703	14,264	4,752	3,267
(La/Yb)n			6,437	11,486	14,502	5,326	3,014	2,674	8,294	4,545	12,705	3,941	2,998

Tabela 8.2 - Valores dos elementos terras raras (ETR) no Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas

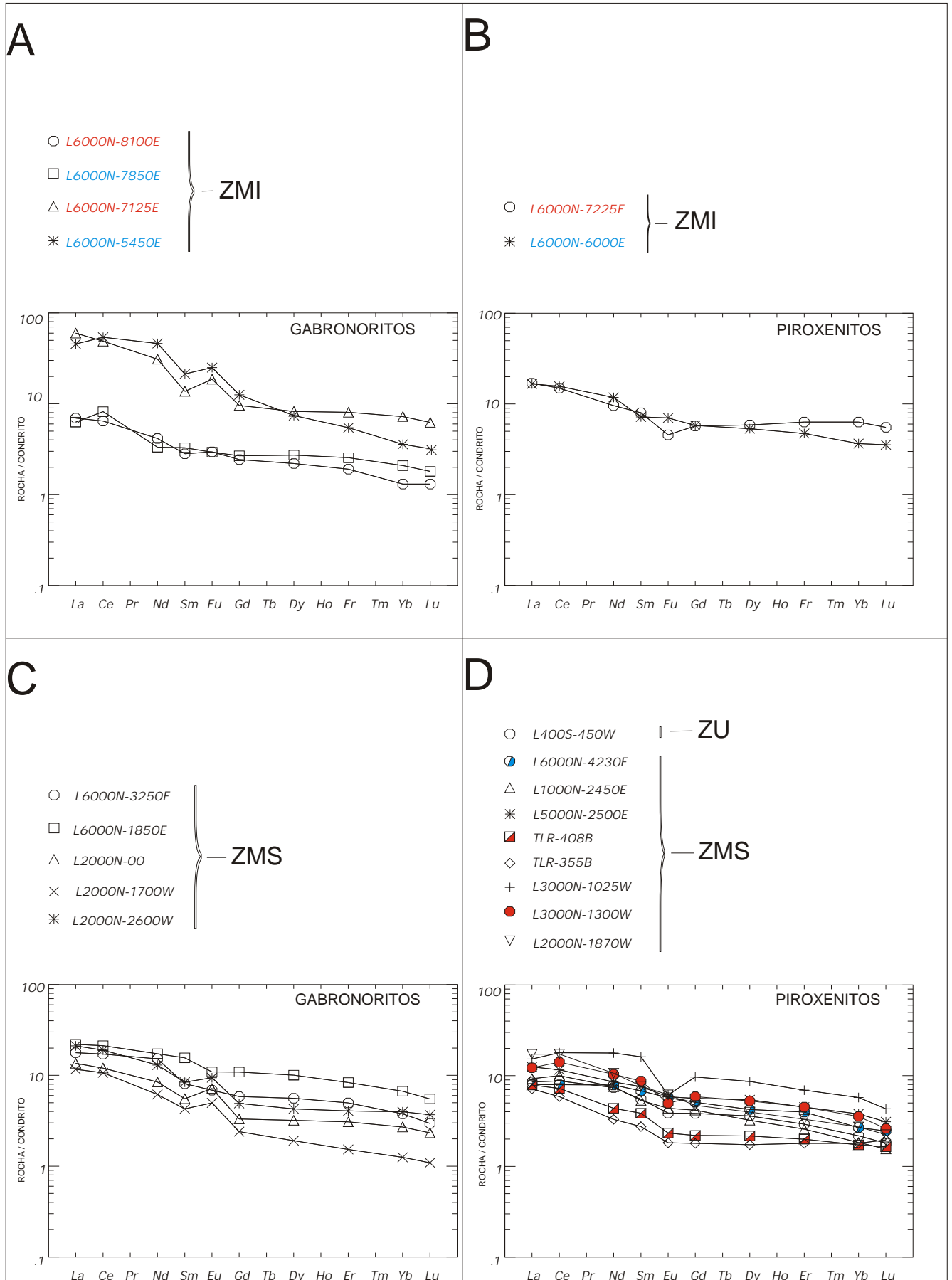


Figura 8.8 - Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras (normalizados ao condrito - Masuda et al., 1973 - divididos por 1,2), no Complexo de Cana Brava. A) Gabronoritos da ZMI. B) Piroxenitos da ZMI. C) Gabronoritos da ZMS. D) Piroxenitos da ZU e ZMS. et.

A anomalia positiva em Eu destas amostras de gabronorito evidencia uma maior participação do plagioclásio na definição do padrão de distribuição de ETR, nas posições estratigráficas de topo.

As amostras da base (L6000N-8100E e L6000N-7850E), apesar de possuírem um conteúdo mineralógico distinto, representado pela presença da olivina na amostra L6000N - 7850E, possuem padrões de distribuição de ETR semelhantes. Os baixos valores observados podem estar associados ao baixo coeficiente de partição de ETR para olivina, bem como pela ausência de minerais comumente presentes nos termos mais diferenciados (ex. apatita). A contribuição do plagioclásio deve ter sido reduzida em função da inexistência de anomalias positivas de Eu^{+2} .

Estas diferenças podem estar relacionadas a uma intensa diferenciação magmática na ZMI, com uma correspondência mineralógica representada por uma maior concentração de apatita nas amostras de gabronorito do topo da ZMI, acompanhando o aumento no conteúdo total de ETR e da razão ETRL/ETRP .

Os termos piroxeníticos, representados por um ortopiroxenito feldspático (L6000N-7225E) e um melagabronorito (L6000N-6000E), possuem padrões de distribuições normalizados semelhantes, onde se observa um pequeno enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP (Fig.8.8 B). O ortopiroxenito feldspático mostra uma anomalia negativa em Eu^{+2} , indicando a pouca participação do plagioclásio na definição do padrão de ETR.

Os valores de ETR nos piroxenitos, quando comparados com os gabronoritos da ZMI, distribuem-se em uma posição intermediária, ressaltando a natureza muito primitiva dos termos gabronoríticos basais.

8.4.1.2 - Zona Ultramáfica (ZU) e Zona Máfica Superior (ZMS)

Na ZU foi escolhida uma amostra de piroxenito enquanto na ZMS foram selecionadas oito amostras representando os vários níveis piroxeníticos. Cinco amostras de gabronorito, presentes em diferentes níveis estratigráficos da ZMS, também foram analisadas.

Os resultados das amostras de gabronorito e piroxenito, quando normalizados ao condrito, mostram enriquecimentos de ETR aleatórios em relação ao posicionamento estratigráfico das amostras (fig.8.8 C/D). Algumas amostras presentes próximas ao topo do complexo apresentam os menores valores, enquanto outras, em uma posição estratigráfica intermediária, mostram altos valores em ETR. Quando comparados com as amostras de gabronorito da ZMI, estas possuem padrões de distribuição que se posicionam de forma intermediária, indicando não possuírem termos mais primitivos ou diferenciados do que na ZMI.

Nas amostras de gabronorito (fig. 8.8 C) os maiores valores pertencem às amostras L6000-1850E e L6000N-3250E, presentes em uma posição intermediária a inferior da ZMS e com grande quantidade de neoblastos associados. Possuem valores de ETR total e ETRL\ETRP semelhantes à da amostra L6000N-7125E (ZMI) que é composta predominantemente por uma assembléia mineral metamórfica de alto grau, o que sugere possíveis variações nos padrões de ETR devido ao processo de granulitização.

Os valores de ETR obtidos em piroxenito mostram padrões de distribuição geralmente semelhantes, com um maior enriquecimento em ETRL em relação a ETRP (fig.8.8 D). As variações na concentração de ETRL são da ordem de duas vezes, enquanto os ETRP variam de 4-5 vezes. Os membros piroxeníticos da ZU e ZMS são representados por termos websteríticos, às vezes feldspáticos e localmente com cristais cúmulus de olivina e espinélio.

Na ZU ocorreu um enriquecimento em ETRL da ordem de 10-12 vezes e em ETRP de 1 a 4 vezes, quando normalizados ao condrito, evidenciando um maior enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. O padrão obtido exibe valores intermediários em relação aos da ZMS, com distribuição semelhante à amostra (L1000N-2450E) do nível ZMS-P2.

Dentre os vários níveis piroxeníticos da ZMS, os menores valores de ETR associam-se ao nível ZMS-P4, onde foram coletadas as amostras TLR-355B (olivina-websterito) e TLR-408B (websterito). Estes apresentam padrões de distribuição semelhantes, destacando-se a ausência de anomalias de Eu^{+2} e o baixo enriquecimento de ETRP. A amostra TLR-355B mostrou um menor enriquecimento de ETR, provavelmente associado à presença da olivina e Cr-espinélio.

A presença de anomalias negativas de Eu^{+2} nos demais membros de piroxenitos indica a pouca participação do plagioclásio na definição dos padrões em ETR.

A amostra mais enriquecida em Eu^{+2} é um websterito feldspático rico em biotita e anfibólio (amostra L3000-1025W), mostrando uma grande anomalia negativa em Eu^{+2} , provavelmente devido à presença de anfibólio. Os demais membros piroxeníticos apresentam padrões de ETR similares entre si, porém sem obedecer a um contínuo enriquecimento de ETR, associado a um determinado posicionamento estratigráfico.

8.4.1.3 - Padrões de distribuição da razão (La/Lu)_n do Complexo de Cana Brava e comparação com outros complexos acamadados

As razões (La/Lu)_n (3,06 - 14,26) dos diversos litótipos do complexo encontram-se dentro dos limites composicionais característicos de intrusões de filiação toleítica (0,31 - 19,30).

Nestes corpos toleííticos o conteúdo de ETR e razão $(La/Lu)_n$ tende a aumentar segundo a seqüência estratigráfica, controlado principalmente pela cristalização fracionada de plagioclásio, piroxênios e/ou olivina (Cullers & Graff, 1984).

A distribuição desta razão (em gabronorito e piroxenito) ao longo da seqüência estratigráfica mostra um contínuo aumento em direção ao topo da ZMI (fig.8.9). Na ZMS as razões $(La/Lu)_n$ obtidas nas amostras de gabronorito e piroxenito, mostram-se muito variáveis em relação ao posicionamento estratigráfico das amostras.

Os valores de ETR obtidos por Correia (1994) no Complexo de Cana Brava apresentaram também um maior enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. Na ZMI os resultados mostraram distribuições intermediárias aos obtidos neste estudo. Para a ZU foi analisada uma única amostra de piroxenito, que apresentou um menor (1-2 vezes) enriquecimento em ETR quando comparado com os resultados descritos neste estudo.

Na ZMS, Correia (1994) obteve resultados que se localizam dentro do mesmo espectro de variação obtidos neste estudo, destacando-se que algumas amostras com altos valores de ETRL (3 amostras) possuem padrões de distribuição semelhantes às amostras das Intrusões Noríticas. Coincidentemente, por estas se localizarem próximas ao contato com a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e descritas, às vezes, como quartzo-diorito, sugere-se que possam ser representantes das Intrusões Noríticas.

Os padrões de ETR no Complexo de Cana Brava apresentam espectros de variação semelhante aos observados no Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes [$(La/Lu)_n = 5,10-18,80$] (Couto, 1989) e com os termos gabróicos do Complexo Gabro-Anortosítico de Santa Bárbara [$(La/Lu)_n = 3,00 - 5,90$] (Silva, 1991), onde se observa um grande enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP.

No Complexo de Barro Alto os termos gabróicos e piroxeníticos (normalizados ao manto não depletado) apresentam menores razões $(La/Lu)_n = 1,42-5,18$, com baixo enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP (Oliveira, 1993).

Este fato foi acentuado no Complexo de Niquelândia onde os valores de ETRL e a razão $(La/Yb)_n = 0,08-3,06$ (gabronoritos) e $0,24-3,06$ (piroxenitos) (Ferreira Filho, 1995), mostram-se muito inferiores àqueles obtidos no Complexo de Cana Brava $(La/Yb)_n = 3,0-12,70$ (gabronoritos) e $2,67-6,32$ (piroxenitos).

No Complexo de Niquelândia os padrões de distribuição de ETR nos gabronoritos, presentes em posição estratigráfica semelhante aos da ZMI, mostram um padrão homogêneo de enriquecimento (1-2 vezes) (Ferreira Filho, 1995). Estes valores diferem principalmente quanto ao conteúdo de ETRL, que no Complexo de Cana Brava apresentam enriquecimento da ordem de até 10-100 vezes.

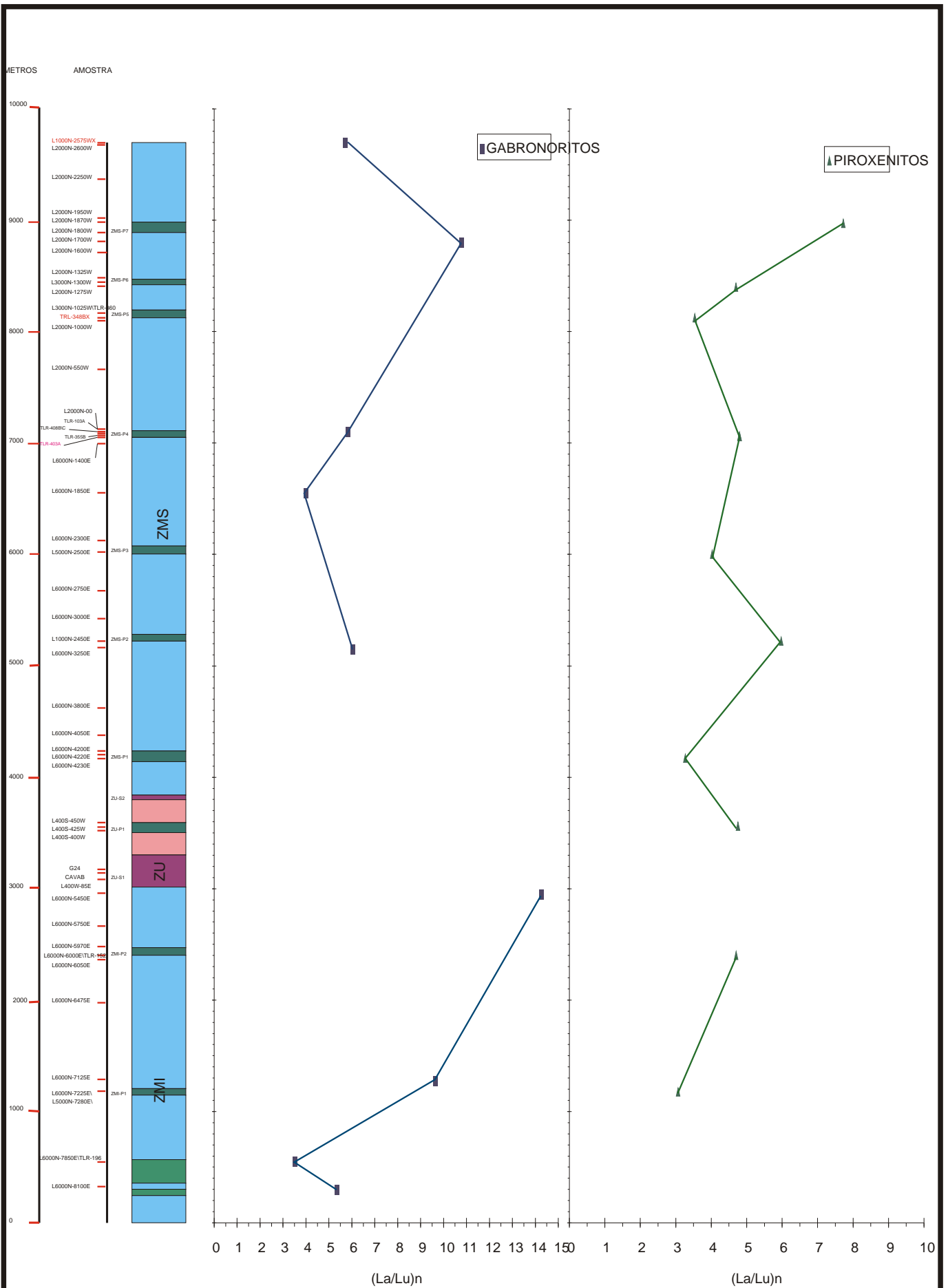


Figura 8.9 - Variação da razão $(La/Lu)_n$ em gabronoritos e piroxenitos, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

O piroxenito desta unidade no Complexo de Niquelândia, apresenta um padrão negativo de distribuição com um maior enriquecimento em ETRP $[(La/Yb)_n=0,30]$, contrastando com aqueles obtidos no Complexo de Cana Brava que mostraram maior enriquecimento em ETRL $[(La/Yb)_n=2,67-4,54]$. Fato semelhante foi observado para as amostras de piroxenito da unidade ultramáfica do Complexo de Niquelândia, que apresentam razão $(La/Yb)_n=0,33-0,77$, em contraste com aquela obtido na ZU $[(La/Yb)_n=3,94]$ do Complexo de Cana Brava.

Os gabronoritos e piroxenitos do Complexo de Niquelândia, localizados em posições estratigráficas correlatas à ZMS, apresentam um grande espectro de variação dos ETR, com pouco a nulo enriquecimento em ETRL. A razão $(La/Yb)_n$ varia de 0,56 a 3,06 nas amostras de gabronorito e 0,44 a 3,06 nas de piroxenito, em contraste com aquela obtida no Complexo de Cana Brava onde são encontrados valores de 3,29 a 9,32 para as amostras de gabronorito e de 2,65 a 6,32 nas de piroxenito.

Para a formação de líquidos basálticos, Green & Ringwood (1968) admitiram graus de fusão do manto (peridotítico pouco depletado) da ordem de 15-30%. A distribuição dos ETR nos líquidos formados nestas condições já não sofreria a influência dos coeficientes de partição (K_d), sendo esperados concentrações semelhantes de ETRL e ETRP (Hanson, 1980; Cox *et. al.*, 1979; Haskin, 1984) nos líquidos formados. Entretanto, no caso das rochas derivadas destes líquidos apresentarem valores de ETRL superiores aos ETRP, poderiam indicar que são resultantes dos processos de cristalização fracionada ou alternativamente seriam devidas à heterogeneidade composicional do manto.

Na ZMI o contínuo aumento dos padrões de ETR e da razão $(La/Lu)_n$, associados a posicionamentos estratigráficos mais elevados, sugere a ocorrência de processos de cristalização fracionada contínua nesta porção no Complexo de Cana Brava. Na ZMS a aleatoriedade observada entre o posicionamento estratigráfico das amostras e os padrões de ETR_n e $(La/Lu)_n$, poderia indicar inúmeras interrupções nos processos de cristalização fracionada devido a periódicas modificações na composição do líquido magmático, resultantes da injeções de novos pulsos de magma.

8.4.2 - PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS ETR NAS INTRUSÕES NORÍTICAS

Nas Intrusões Noríticas foram analisadas as amostras da ZNC (duas amostras) e ZNB (uma amostra). As amostras se apresentam enriquecidas em ETR e com uma alta razão ETRL/ETRP (fig. 8.10). Na ZNB a amostra analisada apresenta os mais altos valores de ETR, indicando composições mais evoluídas, para o líquido magmático que lhes deu origem.

Na ZNC os resultados mostram-se distintos, com a amostra TLR-349 apresentando valores similares aos obtidos para a ZNB, em contraste com a amostra L4000N-2775A2W, que apresenta valores semelhantes aos dos gabronoritos da ZMS do Complexo de Cana Brava.

Desta forma, os valores de ETR das Intrusões Noríticas evidenciam a presença de magma intensamente diferenciado, porém localmente com termo de composição similar aos do Complexo de Cana Brava.

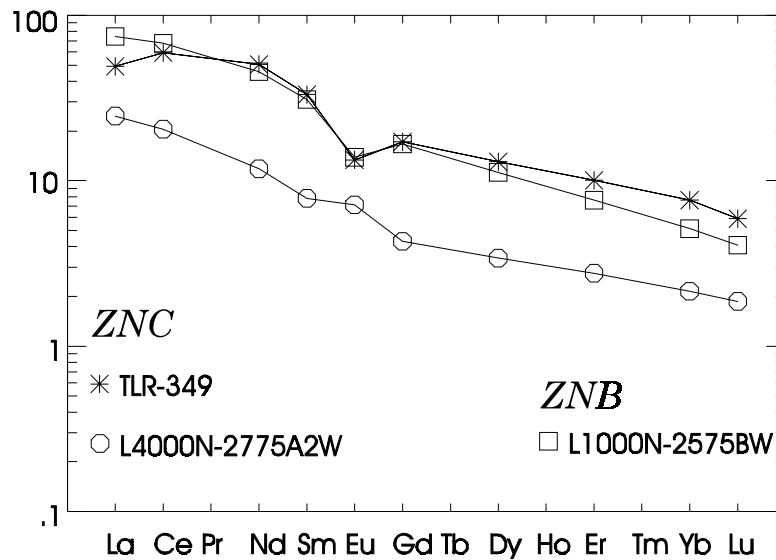


Figura 8.10 - Variação dos ETR das Intrusões Noríticas.

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

No Complexo de Cana Brava as variações químicas de minerais e rocha apresentam-se correlacionáveis e foram utilizadas para indentificar os processos de diferenciação magmática do complexo. Assim, serão apresentadas as principais correlações da composição dos minerais e rochas e o comportamento dos pares de piroxênios ao longo da seqüência estratigráfica das três principais unidades do complexo.

9.1 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS DA ZMI

Na Zona Máfica Inferior, a partir da base até o topo do Membro ZMI-M1, as composições químicas dos minerais ígneos e de rochas mostram padrões irregulares de distribuição (fig.9.1). A partir do Membro ZMI-P2 verifica-se que os piroxênios apresentam uma contínua diminuição na razão MMF, acompanhada pelo decréscimo de Cr_2O_3 e aumento de MnO , enquanto as análises químicas de rocha destacam-se pela diminuição do Índice de Solidificação (I.S.) e aumento de TiO_2 e P_2O_5 , refletindo a cristalização de óxidos de Fe-Ti e apatita, em direção ao topo desta unidade.

A variação críptica dos piroxênios, bem como na porcentagem modal de apatita e óxidos de Fe-Ti no Membro ZMI-M2, ressaltam a efetividade de um contínuo processo de cristalização fracionada na modificação da composição dos líquidos residuais, enriquecendo-os em elementos incompatíveis (MnO , TiO_2 e P_2O_5) e modificando a composição das fases minerais, de acordo com o esperado para um processo de fracionamento magmático (Cox *et. al.*, 1979).

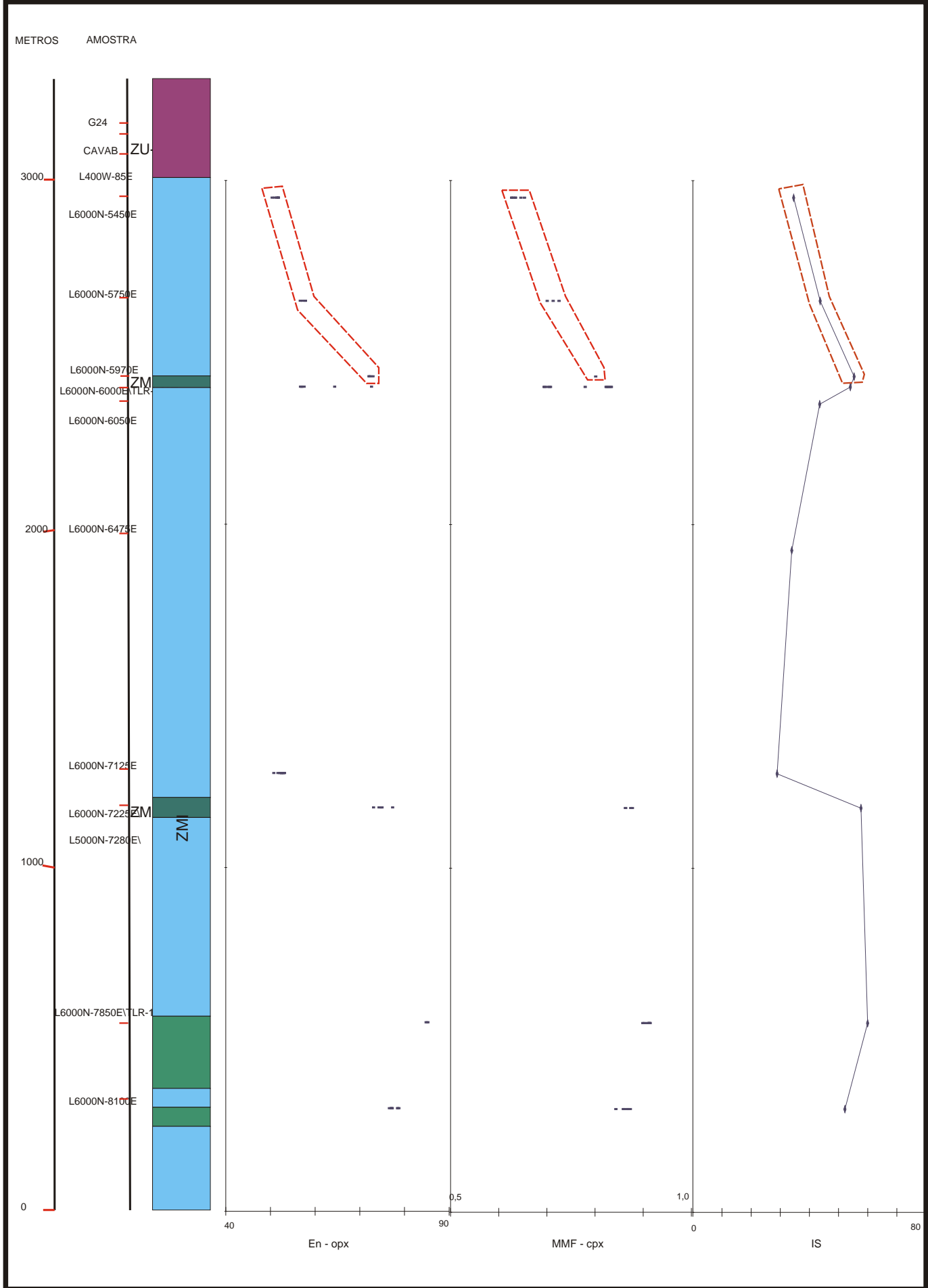


Figura 9.1 - Variação composicional do ORTOPIROXÊNIO (En), CLINOPIROXÊNIO (MMF) e Índice de Solidificação (I.S) das rochas (gabronoritos e piroxenitos) ao longo da ZMI do Complexo de Cana Brava. calculados na base de 6 oxigênios.

Elementos

Trend de diferenciação

9.2 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS NA ZU

Na área de estudo a Zona Ultramáfica aflora esporadicamente, dificultando a observação detalhada das variações químicas de rocha e de minerais. Entretanto, os piroxênios de peridotitos da ZU-S1 mostram uma contínua diminuição na razão MMF em relação aos dos piroxenitos da ZU-P1, ressaltando a ocorrência da cristalização fracionada e diferenciação do magma em direção ao topo desta unidade (fig.9.2).

A presença de uma segunda unidade ultramáfica (ZU-S2) na área de estudo, predominantemente formada por metaperidotitos, indica um retorno do líquido à composições mais primitivas, similares à da base da unidade ZU-1. Entretanto, devido à extrema serpentinização destes litotipos, não foi possível a realização de análises químicas de minerais e rochas.

No extremo sul do complexo, Nagao (1974) apresentou repetidos níveis de peridotito-piroxenito que sugerem a presença de unidades cíclicas nesta unidade.

9.3 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS NA ZMS

Na Zona Máfica Superior foram identificados repetidos *trends* de variação críptica dos piroxênios, ressaltados pela razão MMF, e pelas análises químicas de rocha, como indicada pelo Índice de Solidificação (I.S.) (fig. 9.2), além de sistemáticas variações de TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Sr e Cr_2O_3 .

Nos piroxênios predomina uma diminuição da razão MMF a partir dos membros piroxeníticos até o topo dos membros máficos, indicando contínuo processo de cristalização fracionada e diferenciação do líquido em cada subzona estratigráfica. Semelhante comportamento geoquímico foi observado em unidades macro-rítmicas da zona ultramáfica do Complexo de Bushveld (Cameron, 1988; in.Naldrett, 1989) e da Intrusão de Jimberlana (Campbell & Borley, 1974).

As repetições da seqüência de rochas ultramáficas-máficas na ZMS são similares às observadas na Intrusão de Rhum (Wager & Brown,1968, Palacz,1985) que é formada por cerca de 15 unidades cíclicas, compostas de cumulos a olivina na base que gradacionam para cumulos a plagioclásio no topo. Apesar de não ocorrerem variações crípticas significativas em suas fases minerais, Palacz (1985) verificou modificações isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ na base de cada unidade, ressaltando a presença de unidades cíclicas.

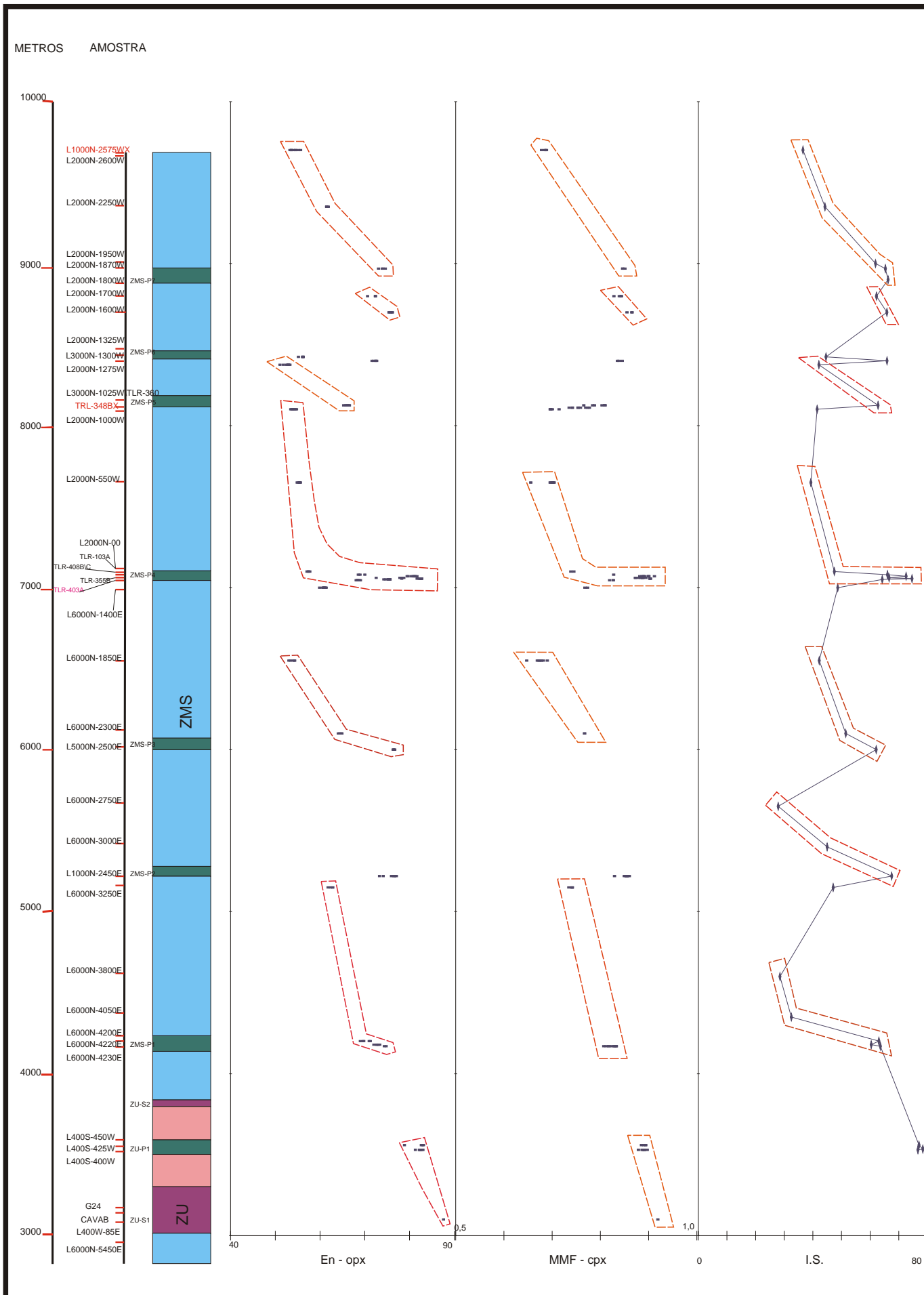


Figura 9.2 - Variação composicional do ORTOPIROXÊNIO (En), CLINOPIROXÊNIO (MMF) e Índice de Solidificação (I.S.) das rochas (gabronoritos e piroxenitos) ao longo da da ZU e ZMS do Complexo de Cana Brava. TLR-348XL1000N-2575BW-X - xenólitos presentes nas Intrusões Noríticas. TLR-403A - autólitos no Membro Piroxenítico ZMS-P4.

Trends de diferenciação

No Complexo de Cana Brava o topo de algumas subzonas da ZMS (ZMS-1, ZMS-3, ZMS-4) apresenta inversões no *trend* de variação críptica do piroxênios e plagioclásio, sugerindo que a cristalização se deu a partir de líquidos mais primitivos do que o observado nas frações mais diferenciadas, presentes imediatamente abaixo.

Portanto, na ZMS e ZU as subzonas estratigráficas constituem macro-unidades rítmicas, geneticamente consideradas como unidades cíclicas.

9.4 - VARIACÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA

9.4.1 - VARIACÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS NA ZMI, ZU E ZMS

As variações composicionais dos piroxênios do Complexo de Cana Brava, quando observadas no sistema En-Fs-Di-Hb, apresentam *trends* que refletem a intensidade da cristalização fracionada em cada unidade do complexo.

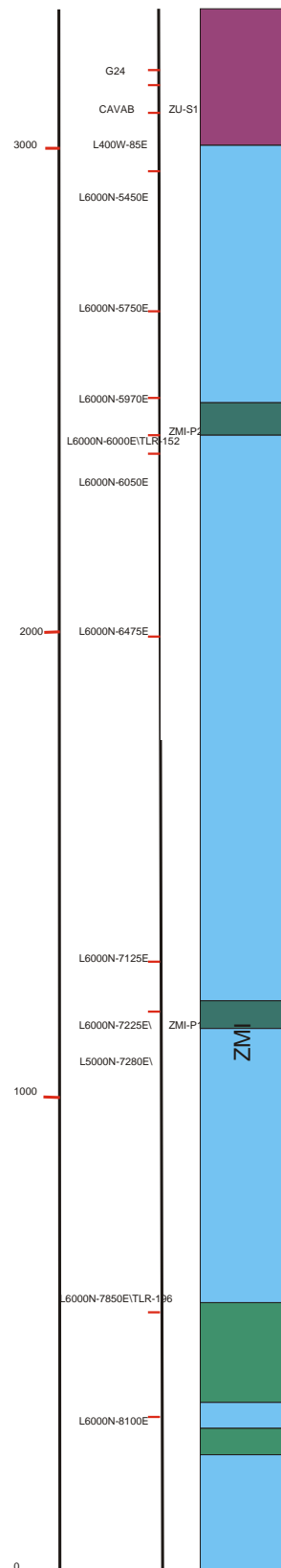
Na ZMI os pares de piroxênios em gabronoritos mostram, a partir da base até o topo desta unidade, um espectro contínuo de variação, caracterizado pela presença de diopsídio ($\text{En}_{45,4}:\text{Fs}_{4,4}:\text{Wo}_{50,2}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{85,2}:\text{Fs}_{14,2}:\text{Wo}_{0,3}$) até augita ($\text{En}_{35,4}:\text{Fs}_{21,6}:\text{Wo}_{43,0}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{50,9}:\text{Fs}_{47,4}:\text{Wo}_{1,7}$) (fig.9.3 A). No Membro ZMS-M2 o enriquecimento da molécula de Fs foi bem marcada, destacando o rápido fracionamento magmático no topo da ZMI.

Nos piroxenitos também foram observadas contínuas variações composicionais dos pares de piroxênios entre os Membros ZMI-P1 a ZMI-P2, caracterizadas pela presença de diopsídio ($\text{En}_{44,6}:\text{Fs}_{6,6}:\text{Wo}_{48,8}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{77,3}:\text{Fs}_{22,2}:\text{Wo}_{0,5}$) até salita ($\text{En}_{42,8}:\text{Fs}_{9,1}:\text{Wo}_{48,1}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{64,4}:\text{Fs}_{24,2}:\text{Wo}_{11,4}$) (fig. 9.3 B).

Entretanto o reduzido número de intervalos estratigráficos amostrados não permite indicar se as variações crípticas, observadas na ZMI, são decorrentes de uma única e contínua diferenciação magmática ou devido à entrada de vários pulsos de magma.






Na ZU as análises dos piroxênios restringiram-se à Subzona ZU-1, onde é verificado um aumento da molécula de Fs dos peridotitos (ZU-S1) até os piroxenitos (ZU-P1), representados por variações composicionais dos pares de diopsídio-ortopiroxênio com ($\text{En}_{47,6}:\text{Fs}_{4,3}:\text{Wo}_{48,1}$) - ($\text{En}_{87,6}:\text{Fs}_{11,8}:\text{Wo}_{0,6}$) a ($\text{En}_{47,5}:\text{Fs}_{6,8}:\text{Wo}_{45,7}$) - ($\text{En}_{78,9}:\text{Fs}_{20,4}:\text{Wo}_{0,7}$) (fig.9.4).

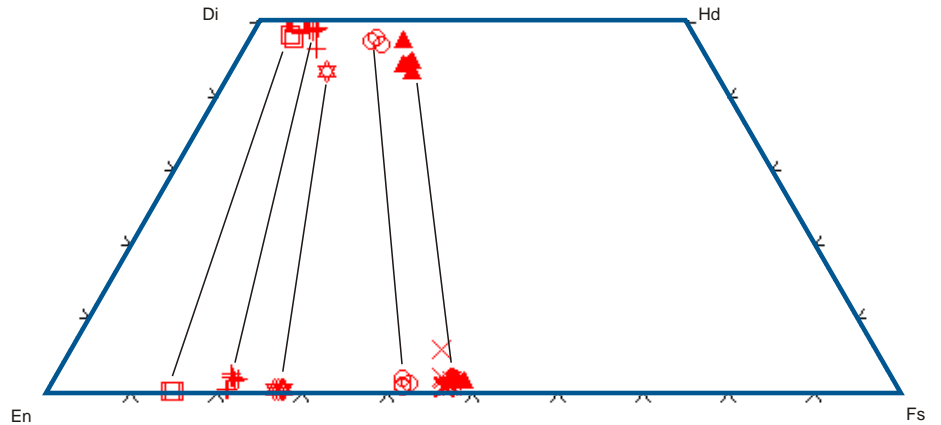
METROS AMOSTRA



A





GABRONORITO

-  L6000N-5450E
-  L6000N-5750E
-  L6000N-5970E
-  TLR-196
-  L6000N-8100E



B

PIROXENITO

-  TLR-152
-  L6000N-6000E
-  L6000N-7280E
-  L6000N-7225E

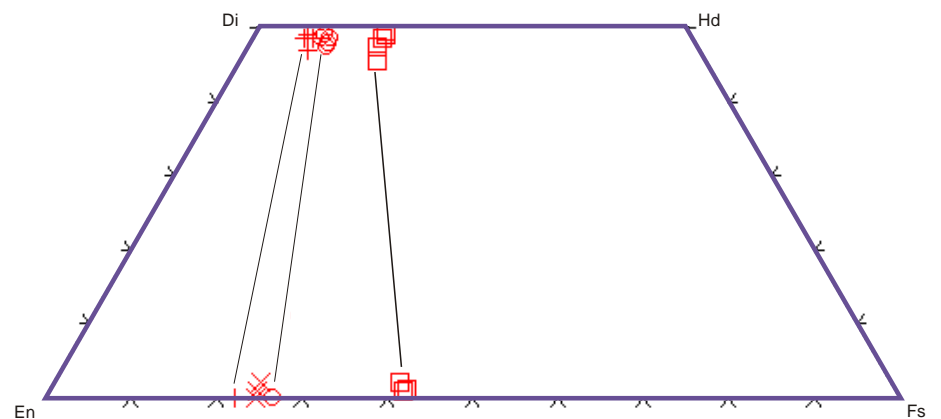


Figura 9.3 -Trends de cristalização, no sistema En-Fs-Di-Hb, dos pares de piroxênios ao longo da ZMI do Complexo de Cana Brava . A) Piroxênios de gabronorito, B) Piroxênios de piroxenito.

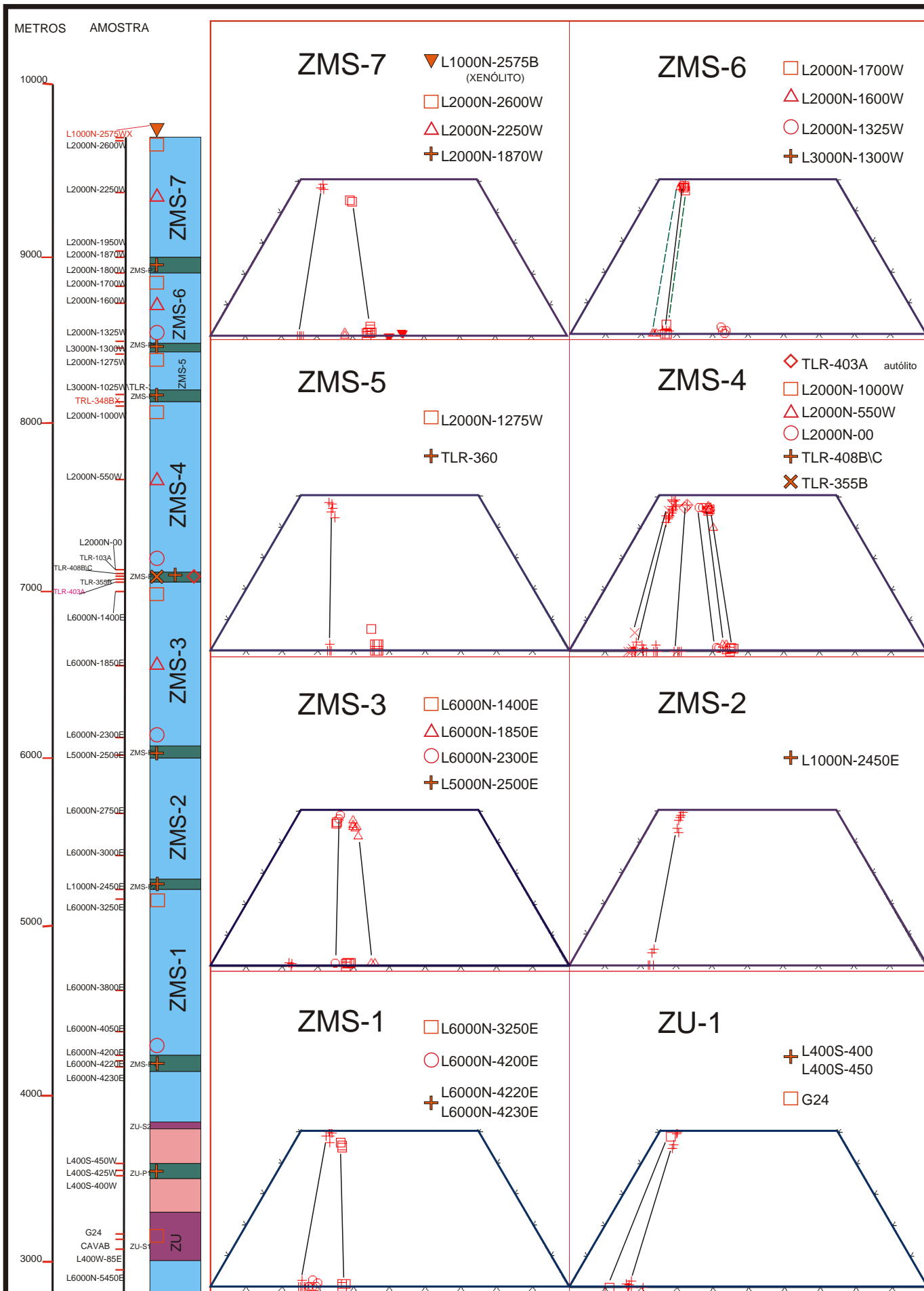


Figura 9.4 -Trends de fracionamento dos piroxênios (sistema En-Fs-Di-Hd), nas subzonas da ZU e ZMS do

Complexo de Cana Brava.

TLR-348XL1000N-2575BWx -xenólitos presentes nas Intrusões Noríticas. TLR-403A - autólitos no Membro Piroxenítico ZMS-P4.

Este comportamento dos piroxênios indica que o líquido sofreu um contínuo fracionamento a partir dos peridotitos até os piroxenitos da Subzona ZU-1, podendo ocorrer similares *trends* de variação para as outras unidades cíclicas da ZU expostas no extremo sul do complexo.

Na ZMS os pares de piroxênios em gabronorito de cada unidade cíclica apresentam *trends* similares de variação composicional com um máximo de variação representada pela presença de diopsídio ($\text{En}_{45,2}:\text{Fs}_{7,3}:\text{Wo}_{47,5}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{76,2}:\text{Fs}_{23,1}:\text{Wo}_{0,7}$) a augita ($\text{En}_{37,5}:\text{Fs}_{20,7}:\text{Wo}_{41,8}$)-ortopiroxênio ($\text{En}_{53,0}:\text{Fs}_{46,2}:\text{Wo}_{0,7}$) (fig.9.4).

Estas variações indicam que o magma responsável pela formação de gabronorito em cada subzona estratigráfica atingiu estágios similares de diferenciação magmática.

Entre os membros piroxeníticos as composições dos pares de piroxênios apresentam reduzidas mudanças, localmente com pequenas variações como observadas entre os membros ZMS-P4 → ZMS-P5, marcadas por um aumento da molécula de Fs.

9.4.2 - COMPARAÇÃO DAS VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA COM OUTROS COMPLEXOS ACAMADADOS

As variações composicionais do pares de piroxênios na Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown,1968) a partir de sua Série Marginal de Borda até o topo da Série Acamadada, indicaram um contínuo *trend* de cristalização, representado por: diopsídio-bronzita a ferrohedenbergita-pigeonita (invertida). O restrito *gap* composicional entre estes piroxênios reflete as suas altas temperaturas de cristalização.

Atkins (1969) constatou nos piroxênios do Complexo de Bushveld, a partir da Zona Inferior até o topo da Zona Superior, um contínuo enriquecimento da molécula de Fs similar ao observado na Intrusão de Skaergaard. Nestas intrusões o término da cristalização da ferropigeonita coincidiu com a mudança na direção do *trend* do clinopiroxênio cálcico a partir da cristalização da ferroaugita.

No Complexo de Bushveld o maior *gap* composicional dos pares de piroxênios poderia ser produto da intersecção da curva de sólvus a menores temperaturas, permitindo uma maior variação composicional em direção a termos finais ricos em ferro. Atkins (1969) também descreveu a presença de inúmeras inversões nas composições dos piroxênios, principalmente na Zona Inferior, associando-as a influxo de novos pulsos de magma menos diferenciados.

No Complexo de Niquelândia, Ferreira Filho (1995) observou um *trend* de variação dos piroxênios de gabronorito, a partir da Unidade Ultramáfica até o topo da Unidade Máfica Central de Oeste, caracterizado por um enriquecimento na molécula de Fs, onde os pares mais fracionados apresentam composições de $En_{49}:Fs_{51}$ (opx) e $En_{32}:Fs_{21}:Wo_{47}$ (cpx). Atribuiu para estes piroxênios composições similares às observadas, com a mesma razão MMF, na Zona Principal do Complexo de Bushveld e Zona Superior da Intrusão de Skaergaard. Entretanto, o maior *gap* composicional dos piroxênios do Complexo de Niquelândia refletiu o fato de não ter sido considerado as análises de lamelas de exsolução nos piroxênios.

Ferreira Filho (1995) relacionou à ausência de termos extremamente enriquecidos na molécula de Fs, ao fato de não estarem expostos as porções superiores das unidades máficas.

No Complexo de Cana Brava o pequeno espectro de variação dos *trends* na ZU+ZMS reflete similares estágios na diferenciação dos líquidos que deram origem às suas unidades cíclicas, sendo estas provavelmente decorrentes de regulares injeções de novos pulsos de semelhante composição, em uma câmara pouco diferenciada.

Na ZMI o *trend* de fracionamento dos pares de piroxênio (fig.9.5 B) mostra-se similar ao observado nas ZU+ZMS (fig. 9.5 A), entretanto com um intervalo de fracionamento geralmente superior aos observados nos gabronoritos que formaram as unidades cíclicas da ZMS.

No Complexo de Cana Brava os *trends* obtidos assemelham-se genericamente aos observados em corpos plutônicos derivados de magmas toleííticos, não apresentando termos muito diferenciados como no Complexo de Bushveld e a Intrusão de Skaergaard (fig.9.6). Destaca-se a similaridade observada nos *trends* de variação composicional dos piroxênios (de gabronorito) da ZU+ZMS com os do Complexo de Niquelândia, mostrando idênticos espectros de variação e *gap* composicional dos pares de piroxênios. No ortopiroxênio mais rico na molécula de Fs somente foi observada oticamente exsolução em (001), entretanto este pode representar pigeonita invertida, à semelhança do que foi considerado no Complexo de Niquelândia (Ferreira Filho, 1995).

Os espectros dos *trends* de variação composicional dos piroxênios na ZU+ZMS podem refletir estágios similares da diferenciação dos líquidos, que deram origem às unidades cíclicas.

COMPLEXO DE CANA BRAVA

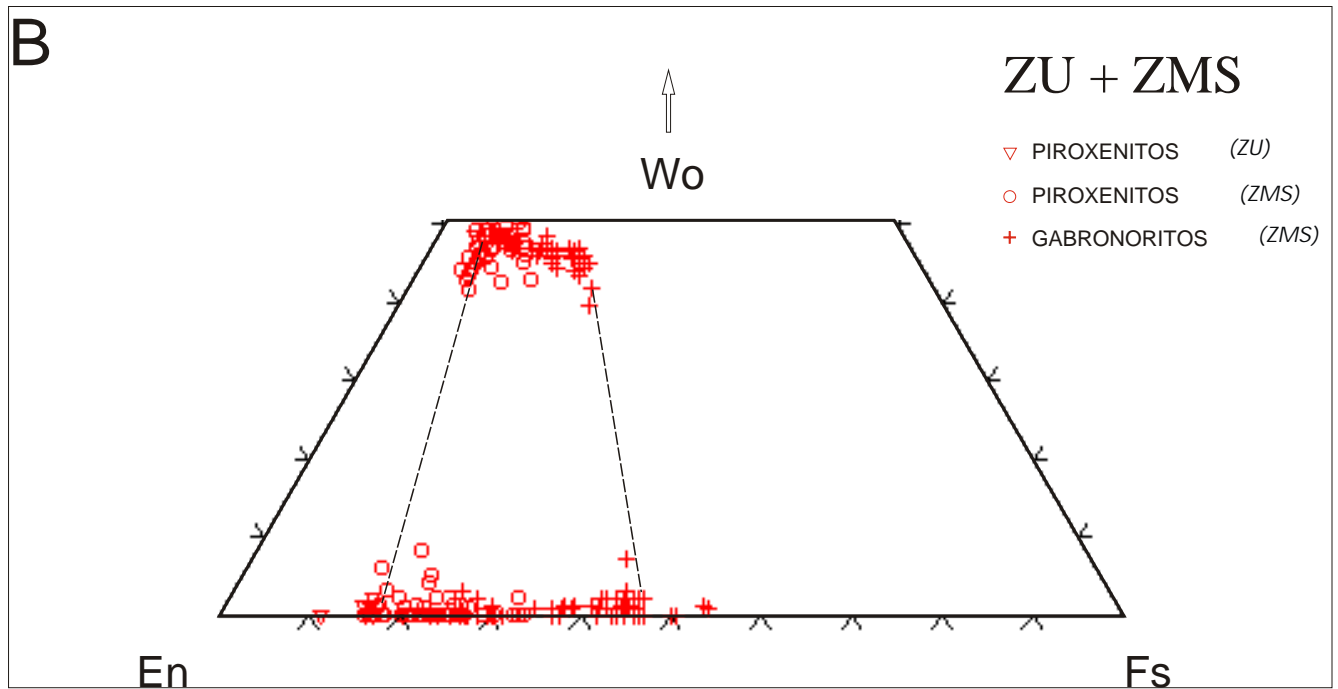
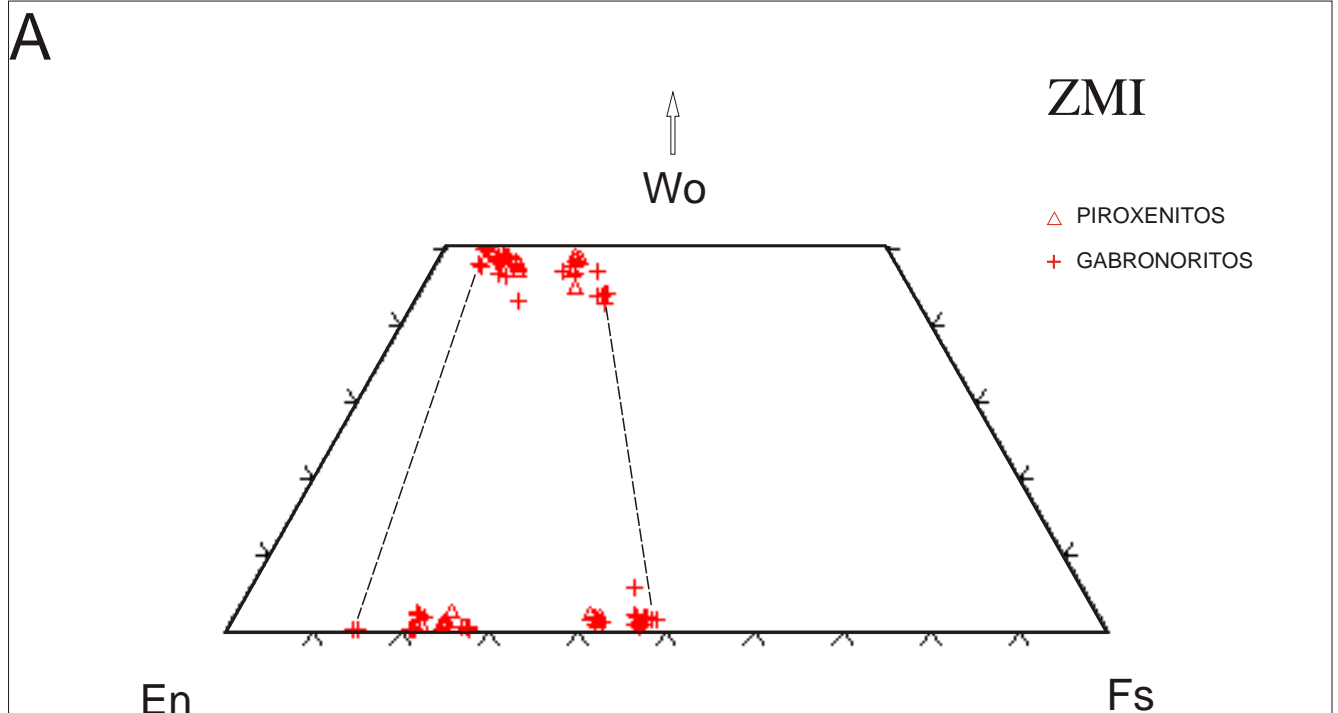


Figura 9.5 - Trends de cristalização dos piroxênios do Complexo de Cana Brava. A) Zona Máfica Inferior (ZMI). B) Zona Ultramáfica (ZU) + Zona Máfica Superior (ZMS) .

COMPLEXO DE CANA BRAVA

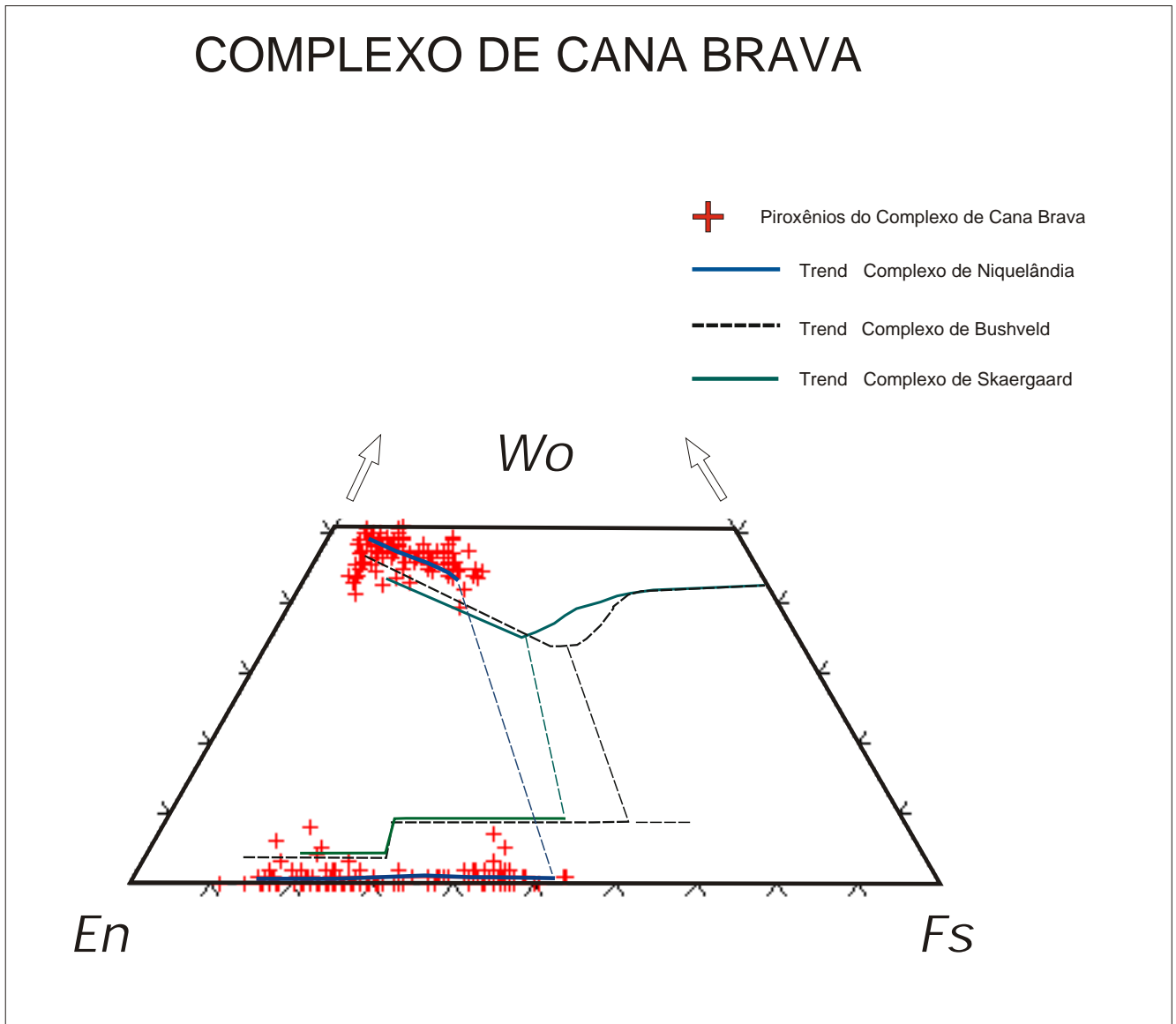


Figura 9.6 - Trends de cristalização dos piroxênios do Complexo de Cana Brava e dos complexos de Niquelândia (Ferreira Filho, 1995), Bushveld (Atkins, 1969) e Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968).

9.5 - ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO NAS ROCHAS CUMULÁTICAS DA ZMI, ZU E ZMS

A distribuição das fases cúmulus no Complexo de Cana Brava foi obtida a partir das observações petrográficas, representadas na figura 9.7. Nesta pode-se constatar as seguintes seqüências de cumulos, para as três unidades do complexo:

ZMI: olivina-melagabronorito (ol + pl+opx+cpx) → gabronorito (opx+pl+cpx)

ZU : dunito (ol ± cr-sp) → harzburgito (ol + opx ± cr-sp) → websterito (opx+cpx) → gabronorito (opx + cpx+pl)

ZMS : olivina-websterito (ol + opx ± cr-sp) → websterito (opx+cpx) → gabronorito (opx+pl+cpx)

Na ZMI o termo localizado na base da unidade corresponde a olivina-melagabronorito coronítico, onde parte dos piroxênios ocorrem como produto de reações sub-sólidas de ol+pl, na forma de coronas envolvendo a olivina. Também são encontrados cristais de piroxênios que não fazem parte das coronas de reação, dispendo-se isoladamente sem qualquer feição reliquiar de pertencerem a antigas coronas de reação, razão pela qual foram considerados como cristais cúmulus.

A presença de espinélio verde se deve provavelmente a reação sub-sólidas do ortopiroxênio com o plagioclásio, não constituindo portanto uma fase cúmulus e sendo desconsiderada para a análise da ordem de cristalização no Complexo de Cana Brava.

A descrição dos *trends* de cristalização no Complexo de Cana Brava tem um caráter apenas qualitativo uma vez que não foi estimada a composição dos líquidos que deram origem às principais unidades do complexo. Não foi considerada a estimativa da composição do líquido inicial, da Zona Ultramáfica + Zona Máfica Superior efetuada por Correia (1994), devido ao fato de ter admitido que estas unidades constituem um sistema fechado. Para a representação da seqüência de cristalização no complexo foram utilizadas as projeções ternárias do sistema diopsídio (Di)-forsterita (Fo)-anortita (An)- Sílica (SiO₂) (in. Cox *et. al.*, 1979).

Neste caso, tomou-se como premissa que o complexo se cristalizou a baixas pressões, podendo a ordem de cristalização ser representada pelo diagrama a 1 atm (fig. 9.8). Caso fossem consideradas as relações de fases a mais altas pressões (7, 10, 20 Kb) estas apresentariam, de uma forma genérica, uma drástica diminuição do campo de estabilidade do plagioclásio, acompanhada do aumento significativo dos campos dos piroxênios (+ espinélio) e aparecimento do corindon como fase estável (Presnall *et. al.*, 1978).

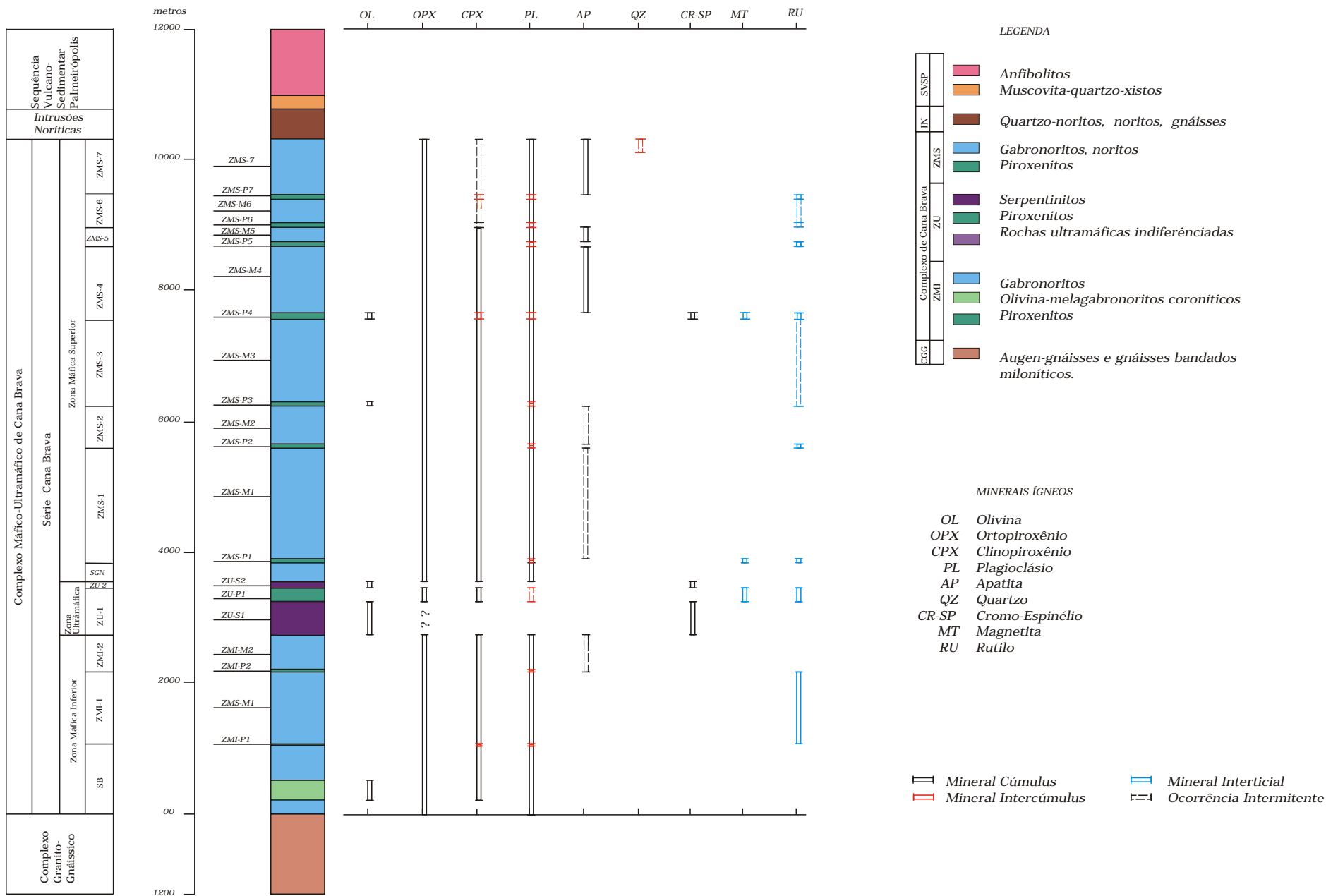


Figura 9.7 - Distribuição dos minerais ígneos em uma seção estratigráfica ideal da área de estudo - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

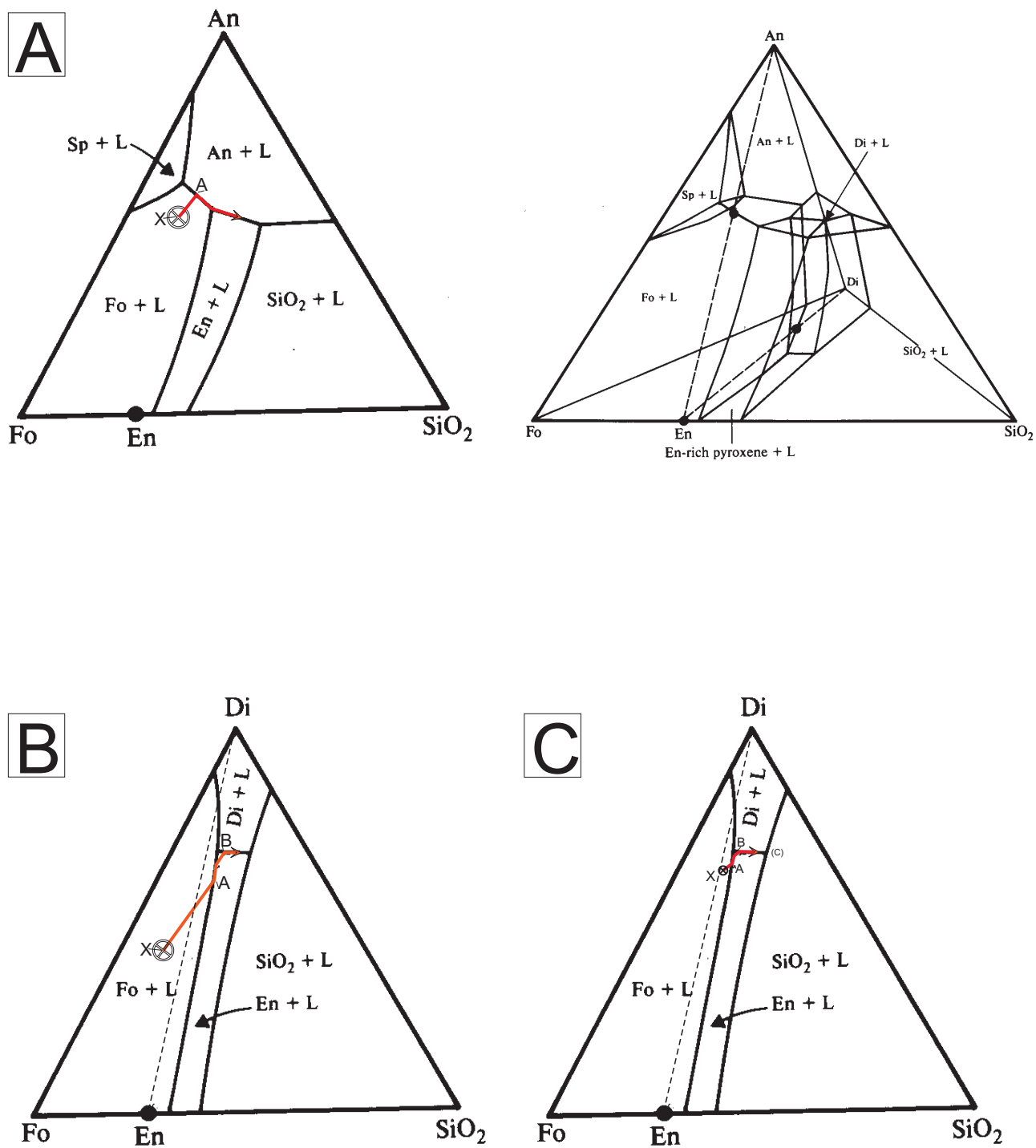


Figura 9.8 - *Trends* de cristalização nas principais unidades do Complexo de Cana Brava. **A)** Zona Máfica Inferior ; **B)** Zona Ultramáfica (uma unidade cíclica); **C)** Zona Máfica Superior (uma unidade cíclica). Sistema diopsídio (Di)-forsterita (Fo)-anortita (An)- sílica (SiO₂) (In.: Cox et. al., 1979).

Nestes diagramas o espinélio representa uma fase aluminosa ($MgAlO_4$), não correspondendo às composições dos espinélios encontrados no Complexo de Cana Brava, razão pela qual esta fase não foi considerada para a indicação dos *trends* de cristalização no complexo.

Na Zona Máfica Inferior o *trend* de cristalização (fig. 9.8 A) provavelmente iniciou-se a partir de um líquido disposto no campo da olivina (ponto X), porém longe do polo da forsterita (Fo), como é de se supor pela reduzida quantidade de olivina na moda encontrada nos olivina-melagabronorito. Após a cristalização da olivina, o líquido deve ter alcançado o cotético olivina+plagioclásio (ponto A), iniciando a cristalização do plagioclásio e subsequente reação peritética olivina+líquido = ortopiroxênio, no peritético olivina+ortopiroxênio. No final do processo o líquido alcançou o cotético plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio dando origem a gabronorito. Eventualmente nesta zona pode ter ocorrido a entrada de novos pulsos de magma, que deram origem aos membros piroxeníticos (websterito e ortopiroxenito) e os quais não estão representados no diagrama.

A Zona Ultramáfica caracteriza-se pela repetição do conjunto de peridotito-piroxenito, localmente com termos gabronoríticos subordinados, formando prováveis unidades cíclicas. A seqüência de cristalização nesta unidade pode ser representada por uma única unidade cíclica, cristalizando a partir de um líquido disposto no campo da olivina (ponto X) (fig. 9.8 B). Inicialmente devem ter se formado cúmulus de olivina, direcionando o líquido para o peritético olivina+ ortopiroxênio (ponto A). Neste estágio ocorreu a cristalização do ortopiroxênio e a reação da olivina +líquido= ortopiroxênio, os quais deve ter dado origem ao harzburgito descrito por Pamplona & Nagao (1981), Girardi & Kurat (1982) e Correa (1994). A partir deste ponto o líquido deve ter se deslocado rapidamente para o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio (ponto B), (uma vez que não se observou ortopiroxenito, como ressaltado por Correia, 1994), dando origem aos websteritos. Desta forma, a seqüência de cumulos na ZU poderia ser derivada da repetição de similares *trends* de cristalização a partir da entrada de pulsos de magma, dando origem às unidades cíclicas.

Na Zona Máfica Superior, por representar também um conjunto de unidades cíclicas, formadas idealmente por olivina-websterito, websteritos e gabronorito, a seqüência de cristalização se limitou à descrição de uma única unidade cíclica (fig. 9.8 C).

A seqüência de cumulos formados em cada unidade cíclica provavelmente iniciou-se com a formação de olivina-websterito, o qual apresenta cúmulus de ortopiroxênio+olivina (\pm espinélio) e pós-cúmulus de clinopiroxênio, o que os assemelha à cristalização de harzburgito. Desta forma o líquido inicial, provavelmente se encontrava no campo da olivina (ponto X), migrando para o peritético olivina-ortopiroxênio (ponto A).

Posteriormente o líquido alcançou o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio (ponto B), permitindo a cristalização dos websteritos, (apesar de não ter sido observado a presença de ortopiroxenito à semelhança da Zona Ultramáfica). Seguiu-se o deslocamento do líquido para o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio+plagioclásio (ponto C), que manteve por um período prolongado a cristalização destas fases, dando origem a espessas seqüências de gabronorito.

9.6 - MODELAMENTO DA VARIAÇÃO QUÍMICA NOS LÍQUIDOS DA ZMI E ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

9.6.1 -INTRODUÇÃO

O comportamento dos elementos químicos durante os processos de diferenciação magmática é indicado por variações nas suas concentrações, acompanhando os diferentes estágios de cristalização fracionada das fases minerais.

Para alguns elementos maiores tais variações podem se apresentar sutis, enquanto outros, podem evidenciar grandes contrastes composicionais ao longo do processo de diferenciação. Neste sentido as variações do FeO e MgO estão principalmete associadas à cristalização de Fe-óxidos e Fe-Mg-silicatos (piroxênios, olivina) bem como à variação críptica destes últimos, enquanto variações bruscas de Al₂O₃, CaO e Na₂O podem refletir uma maior presença do plagioclásio e/ou clinopiroxênio.

Os elementos menores ou de mais baixas concentrações tais como TiO₂, MnO₂ e P₂O₅, comportam-se de forma similar aos elementos traços, onde são observadas variações nas suas concentrações da ordem de até duas vezes. O TiO₂ comporta-se como um elemento incompatível, até o início da cristalização de Ti-Fe-óxidos (ilmenita, rutilo); o MnO frequentemente entra na estrutura de piroxênios apresentando portanto um forte condicionamento com a variação críptica destes minerais. O P₂O₅ tenderá a se concentrar nos líquidos residuais até o início da cristalização de apatita.

As variações dos elementos menores e traços durante o processo de diferenciação magmática refletem a capacidade de substituição destes nas estruturas cristalinas das fases minerais que se formam. Desta maneira raios iônicos (variações inferiores a 15%) e configurações eletrônicas semelhantes controlarão a manutenção da estabilidade da rede cristalina e do balanço de cargas.

Os elementos com grande raio iônico tendem a não entrar na estrutura dos minerais, permanecendo nos líquidos magmáticos. Este é o caso dos elementos litófilos com grande raio iônico, representados principalmente por Rb, K, Sr, Ba, Zr, Th e ETRL. Outros elementos de menor raio iônico podem mais facilmente substituir os principais elementos formadores de minerais, sendo representados principalmente por Ni, Cr, V, Zn e Mn.

Considerando que um sistema magmático pode iniciar um processo de cristalização ou fusão por determinadas fases minerais, a concentração de certos elementos químicos nos líquidos ou sólidos residuais poderá estar condicionada à ordem de cristalização\ fusão das fases que formam o sistema. As condições físico-químicas (P, T, fO_2 , fH_2O , ...) atuantes sobre os líquidos magmáticos poderão definir a estabilidade do sistema e conseqüentemente das fases que o compõem. Assim são conhecidas experimentalmente inúmeras relações de fases, expressas na forma de diagramas, que indicam as diferentes seqüências que se cristalizam\ fundem a partir de um dado líquido\ sólido.

Uma estimativa da preferência de certos elementos por uma fase líquida ou a uma fase sólida foi definida na *Lei de Henry* (Hanson, 1980) que estabelece uma relação constante, denominada de coeficiente de partição (Kd), entre as concentrações de um elemento *i* no sólido e no líquido, que é dado por:

$$Kd = C_s / C_l \quad \text{onde,}$$

Kd = coeficiente de partição

C_s = concentração do elemento *i* no sólido

C_l = concentração do elemento *i* no líquido

Caso o Kd seja inferior a 1, o elemento *i* comporta-se como um **elemento incompatível**, permanecendo no líquido, enquanto para Kd superior a 1 o elemento *i* preferencialmente entrará na estrutura das fases sólidas, denominando-se de **elemento compatível**.

Os coeficientes de partição (Kd) podem variar principalmente em função da temperatura, pressão, composição do líquido magmático e fO_2 (Irving, 1978). A relação que descreve a variação de Kd em função da temperatura (McIntire, 1963, In. Hanson, 1980), indica um aumento de Kd com um decréscimo da temperatura.

A pressão mostra um pequeno efeito sobre os Kd's, porém em algumas relações cristal/líquido (Ex.: Kd ETR de cpx/líq.) esta é fator importante, devido às mudanças nas coordenações estruturais das fases que compõem o sistema. Para os elementos que apresentam vários estados de oxidação (Cr, V, Eu), a fO_2 apresenta-se como um importante condicionante nos valores de Kd (fig.7.9, Irving, 1978), embora a composição das fusões silicáticas também possa determinar o estado de oxidação do sistema.

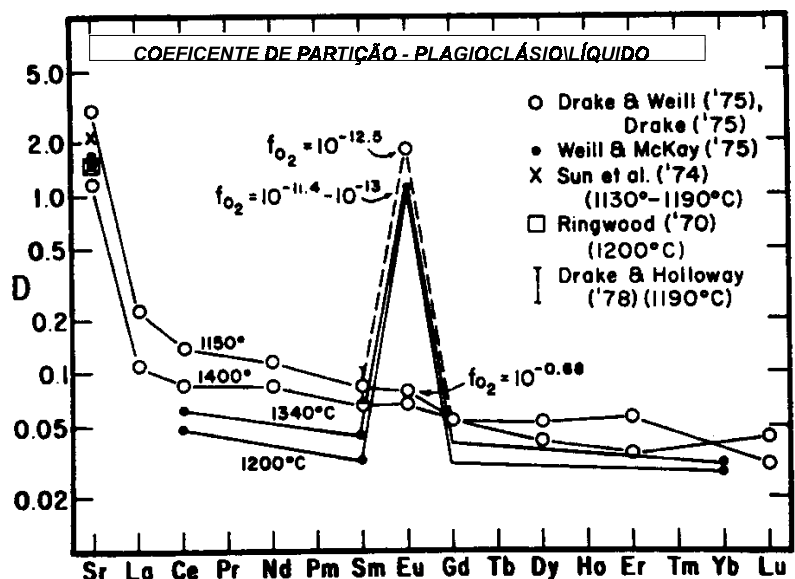


Figura 9.9 - Variação do coeficiente de partição (Kd) de elementos traços em função das mudanças na f_{O_2} do sistema (seg. Irving, 1978).

Os parâmetros químicos tais como a razão Mg/Fe, conteúdo de álcalis, álcalis/Al³⁺, concentração de fósforo (P), além da razão atômica Si/O no líquido, também podem modificar os valores dos Kd's (Henderson, 1984).

Durante os processos de cristalização\ fusão poderá ocorrer simultaneamente a formação\ fusão de mais de uma fase cristalina, as quais poderão influenciar a concentração dos elementos nos líquidos/sólidos residuais. Neste caso um coeficiente proporcional à abundância dos diferentes minerais representa uma melhor estimativa do coeficiente de partição, agora considerado como o coeficiente de distribuição (D) e estimado por:

$$D = \sum_i^n Kd_i * P \quad \text{onde,}$$

Kd_i = coeficiente de partição do elemento i para cada fase mineral

P = porcentagem em peso de cada fase mineral

Durante os processos de cristalização os elementos incompatíveis podem tornar-se altamente concentrados nos seus líquidos finais, enquanto no processo de fusão os primeiros líquidos a se formarem apresentam altas concentrações destes elementos. Alguns elementos, por não possuírem altas concentrações, que permitam que sejam essenciais na formação de minerais, são considerados elementos traços, mostrando-se apropriados para o modelamento dos diferentes processos de fracionamento\ fusão magmáticos.

Desta forma, os elementos traços tais como Ni, Cr, Co, Y, Th, U e ETR poderão apresentar variações nas suas concentrações da ordem de 2 a 3 vezes, superiores aos elementos maiores, proporcionando uma melhor observação da evolução química dos sistemas magmáticos. Este é o caso do V^{+4} , que se concentra no líquido residual até o início da cristalização da magnetita, e do Ni^{+2} e Cr^{+3} que tendem a se depletar nos estágios iniciais de fracionamento, entrando preferencialmente na estrutura da olivina e Cr-espinélio\clinopiroxênio, respectivamente.

Dentre os elementos traços destacam-se os Elementos Terras Raras (ETR), que apresentam baixos coeficientes de partição, mostrando-se mais apropriados para a investigação dos diversos modelos de fracionamento e fusão magmáticos.

O conhecimento dos padrões de distribuição dos coeficientes de partição dos ETR para diversas fases minerais permite identificar a contribuição destes nos padrões das rochas formadas. A intensidade de sua influência será proporcional a sua abundância e a magnitude dos Kd's (fig.9.10) (Hanson, 1980).

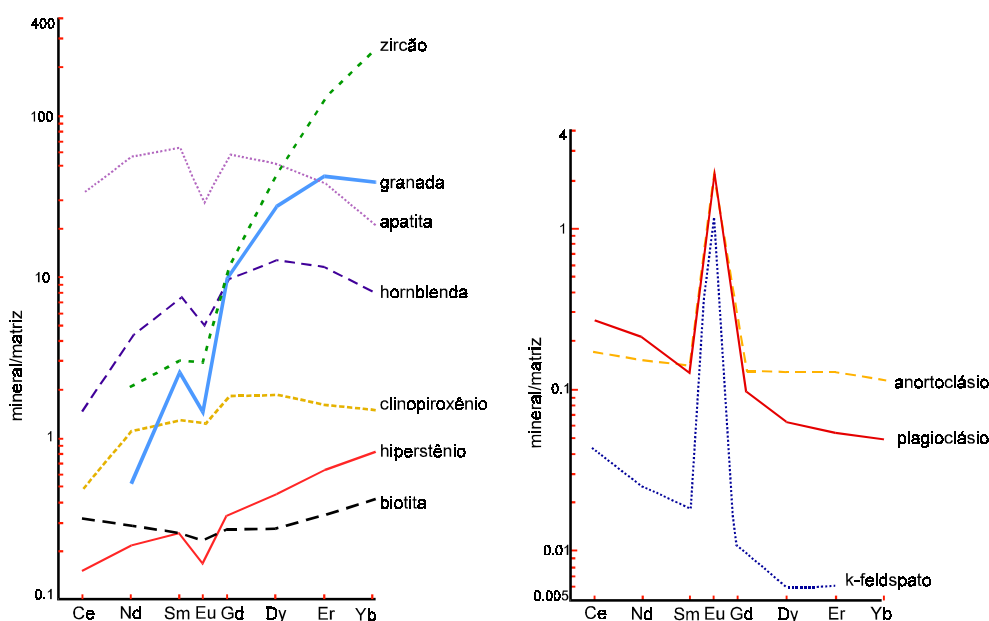


Figura 9.10 - Coeficientes de partição dos ETR para diversas fases minerais de rochas ácidas (adaptado de Hanson, 1980).

Neste caso o plagioclásio por apresentar valores de Kd para o Eu^{+2} muito superiores aos dos demais ETR, tenderá a incorporá-lo na sua estrutura substituindo Sr^{+2} e Ca^{+2} . Assim o líquido, após a cristalização do plagioclásio, poderá se depletar em Eu^{+2} . Estas substituições poderão ser acompanhadas por trocas de $Si^{+4} \rightarrow Al^{+3}$. No plagioclásio ainda são esperadas substituições do Ca^{+2} por Na^{+1} acompanhado por K^{+1} , Sr^{+2} , Ba^{+2} e posteriormente por Rb^{+1} e Eu^{+2} . Neste caso pode-se esperar um aumento na razão Rb/Sr na rochas derivadas do processo de diferenciação magmática.

No ortopiroxênio e na pigeonita os Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) entram preferencialmente, em relação ao Elementos Terras Raras Leves (ETRL), promovendo no líquido um maior enriquecimento em ETRL em relação ao ETRP, além de uma anomalia positiva em Eu^{+2} .

A cristalização de clinopiroxênio quando comparada com a do ortopiroxênio/pigeonita, promove uma maior depleção de ETR no líquido/residual. A influência da cristalização de clinopiroxênio será também a de promover um enriquecimento relativo de ETRL em relação à ETRP e uma anomalia positiva em Eu^{+2} no líquido residual. A similaridade de raios iônicos faz com que o Y acompanhe os ETRP.

Na formação de uma suite de rochas ígneas a concentração dos elementos será determinada em uma primeira etapa pelo processo de geração do líquido magmático e posteriormente pelo seu processo de cristalização. A geração de um líquido magmático pode ser modelada principalmente por dois processos (Allègre & Minster, 1978; Hanson, 1980). **a) fusão em equilíbrio (batch melting)** e **b) fusão fracionada**.

Na **fusão em equilíbrio** o processo de fusão apresenta-se contínuo até que uma certa quantidade de líquido formado, até então em equilíbrio químico com o resíduo sólido, possa migrar paralisando o processo de fusão. Na **fusão fracionada** ocorre uma contínua formação e extração do líquido magmático de uma mesma fonte. Outros processos de fusão menos frequentes são representados pela **fusão contínua**, no qual frações infinitesimais são formados e parcialmente removidos do resíduo sólido e **zone refining** onde o líquido interage com cada um dos cristais do resíduo sólido.

Durante a **fusão em equilíbrio (batch melting)** a concentração de um elemento i no líquido (Cl) está relacionada a sua concentração inicial na área fonte (Co) pela expressão (Hanson, 1980):

$$Cl/Co = 1/(F + D - FD) \quad \text{onde,}$$

F = porcentagem de líquido formado

D = coeficiente de distribuição do elemento i

Cl = concentração do elemento i no líquido

Co = concentração do elemento i na fonte sólida

Nestas condições para baixas taxas de fusão, a relação Cl/Co tende a $1/D$ evidenciando as altas concentrações dos elementos incompatíveis ($D < 0,1$) nas pequenas frações de líquidos formados.

Na **fusão fracionada**, a concentração inicial de cada fase da fusão é considerada como a concentração residual da fase anterior. Neste caso, a taxa de depleção de elementos incompatíveis nos sucessivos líquidos formados é maior do que no processo de fusão em equilíbrio. Nas fases finais deste processo de fusão poderão ocorrer menores razões de elementos incompatíveis/compatíveis do que nos primeiros pulsos de líquidos formados. O comportamento dos elementos traços pode ser descrito pela equação:

$$C_i/C_o = (1/D_o)(1 - PF/D_o)^{[(1/p) - 1]} \quad \text{onde,}$$

D_o = valor do coeficiente de distribuição na fusão anterior

P = proporção da fase cristalina fundida (proporção diferente do que ocorre no sólido original)

A cristalização magmática pode ser modelada principalmente pelos processos: *a) cristalização em equilíbrio* e *b) cristalização fracionada simples*. Durante a **cristalização em equilíbrio** o líquido e os cristais formados permanecem continuamente em equilíbrio, enquanto na **cristalização fracionada simples** os cristais formados são removidos do líquido por processos físicos, não se reequilibrando quimicamente com o líquido residual e provavelmente aproximando-se mais realisticamente das condições dos sistemas naturais (Hanson, 1980).

No processo de **cristalização fracionada simples**, uma quantidade infinitesimal de elementos traços entra na estrutura dos cristais separados do líquido. A Lei de Fracionamento de *Rayleigh* (Cox *et. al.*, 1979) pode ser utilizada para descrever a variação de um elemento traço em relação a sua concentração no líquido original, dado por:

$$C_i/C_o = F^{(D-1)} \quad \text{onde,}$$

F = fração do líquido residual

D = coeficiente de distribuição do elemento i

C_i = concentração do elemento i no líquido residual

C_o = concentração do elemento i no líquido original

Desta forma, caso D tenda a zero (elementos incompatíveis) a razão C_i/C_o se aproximará de $1/F$, produzindo altas concentrações destes elementos nos líquidos finais do processo de cristalização, enquanto para valores de D superiores a 1 (elementos compatíveis) pode ocorrer uma rápida depleção destes elementos nos estágios iniciais da cristalização fracionada.

Considerando este modelo o níquel ($K_d=7$) poderá sofrer uma diminuição de cerca de 25% de sua concentração inicial, no momento que 10% do magma se cristaliza. Uma grande depleção deste elemento (98%) no líquido residual pode ser observada quando o estágio de cristalização atinge cerca de 50%. Para elementos incompatíveis ($K_d < 0,1$) ocorrerá um fenômeno inverso, onde a concentração destes no líquido residual será incrementada significativamente, após a cristalização em média de cerca de 75% do líquido magmático (Cox *et. al.*, 1979).

A concentração de certos elementos poderá ser afetada por outros fatores, tais como a ocorrência de uma reação peritética no sistema, que produz uma reconcentração de certos elementos traços. Este fato pode ser observado com o níquel, que pode sofrer um aumento em certo estágio da cristalização fracionada, devido à reabsorção da olivina pelo líquido, concomitante à cristalização de piroxênios.

De Paolo (1985) sugeriu para uma melhor aproximação das condições naturais, o efeito da contaminação crustal, pelas rochas silicáticas, na modificação da composição dos líquidos em uma câmara magmática. Para tanto desenvolveu o modelo de **cristalização fracionada com assimilação** para descrever o comportamento de elementos traços e isótopos sob estas novas condições, segundo a equação:

$$C_i = C_0 f + (r/r-1+D)C_x (1-f) \quad \text{onde,}$$

F = fração do líquido residual

D = coeficiente de distribuição do elemento *i*

r = razão da taxa de assimilação/taxa de cristalização

$$f = F - (r-1+D)/(r-1)$$

C_i = concentração do elemento *i* no magma contaminado

C_0 = concentração do elemento *i* no magma não contaminado

C_x = concentração do elemento *i* no material contaminante

9.6.2 - FUSÃO DO MANTO

A geração dos líquidos basálticos é considerada como decorrente da fusão do manto superior (Green & Ringwood, 1967a), principalmente associado ao processo de **fusão em equilíbrio** (*batch melting*) (Hanson, 1980), que pode determinar diversos padrões de distribuição dos elementos químicos.

O comportamento dos ETR durante a fusão do manto em um processo de **fusão em equilíbrio** é condicionado pela composição da área fonte, bem como pela taxa de fusão considerada. Admitindo o manto superior com uma variação composicional, das porções mais profundas às mais rasas, representada por granada-lherzolito, espinélio-lherzolito e plagioclásio-lherzolito, os líquidos gerados nestas regiões, para baixas taxas de fusão (< 15%), poderão apresentar diferentes conteúdos de ETR. A influência de diferentes processos e de taxas de fusão do manto, na composição de magmas formados é apresentada na figura 9.11. Neste caso a fusão em equilíbrio de granada-lherzolito produz um resíduo com granada, que condiciona a formação de um líquido menos enriquecido em ETRP e com uma maior razão Ce/Yb (fig.9.11 A).

Em um processo de fusão contínua, à taxas inferiores a 15%, os ETRL podem apresentar um empobrecimento em relação aos ETRP (fig.9.11 B).

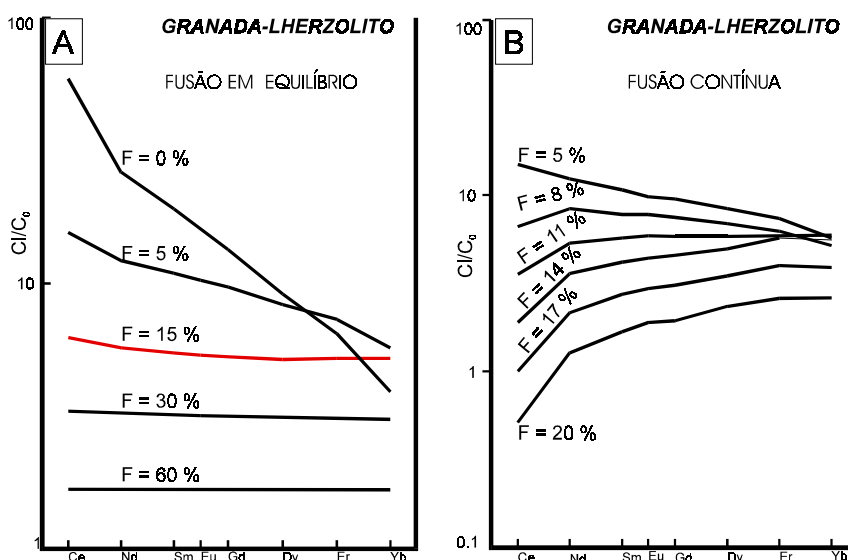


Figura 9.11 - Variações da concentração de ETR nos magmas gerados a partir do manto granada-lherzolito sob diferentes processos e taxas de fusão. **A)** fusão em equilíbrio, **B)** fusão contínua (in. Hanson, 1980).

9.6.3 - DIFERENCIAÇÃO DOS MAGMAS BASÁLTICOS

Nos corpos plutônicos onde ocorre lenta cristalização dos líquidos magmáticos o processo mais apropriado para descrever o comportamento de elementos incompatíveis para baixas frações de cristalização ($F < 50\%$) é a **cristalização fracionada** (Hanson,1980). Para uma melhor visualização do processo se faz a normalização da concentração dos elementos das rochas cristalizadas em relação às rochas mais primitivas.

No caso de corpos plutônicos submetidos a cristalização fracionada, a formação de rochas cumuláticas apresentará um padrão normalizado, que refletirá a contribuição de cada fase mineral que as compõe.

9.6.4 -MODELAMENTO DA CONCENTRAÇÃO INICIAL DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NOS LÍQUIDOS MAGMÁTICOS E PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO DA ZMI E ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Os padrões de distribuições dos ETR em diferentes posições estratigráficas do Complexo de Cana Brava, foram utilizadas a fim de estimar as concentrações destes nos líquidos que deram origem a ZMI e as unidades cíclicas da ZMS, bem como as suas variações composicionais devido ao processo de fracionamento magmático.

Para estimar o grau de fracionamento que ocorreu nas unidades cíclicas da ZMS foi utilizado o modelo de **cristalização fracionada simples** (Allègre & Minster,1978, Cox *et. al.* 1979) considerando que a porção cristalizada de cada unidade cíclica se comportou como um sistema fechado. Neste caso foram investigadas as unidades ZMS-1 e ZMS-4 representando as unidades cíclicas da ZMS.

9.6.4.1 - Concentração dos ETR nos líquidos magmáticos da ZMI e ZMS

O cálculo da concentração dos ETR nos líquidos magmáticos seguiu a proposição de Cawthorn *et. al.*(1991) e Cawthorn (1996). Neste caso a abundância de ETR é controlada pela proporção das fases cúmulus, os seus coeficientes de partição e proporção de componentes intercúmulus. Foi considerado que certa porção do líquido magmático se manteve aprisionado entre os cristais cúmulus, o qual foi posteriormente consumido em um sobrecrecimento dos cristais ou formação de novos minerais intercúmulus.

A concentração de ETR no líquido pôde ser calculada, admitindo diferentes estimativas (2,5%, 5%, 10%) do líquido aprisionado, a análise modal (convertida em % peso) e o conteúdo de ETR na análise química de rocha, para cada amostra, através da relação (Cawthorn *et. al.* 1991):

$$[i]_{rx} = [i]_{liq} \times [(K_{di} \times P1\%) + (K_{di} \times P2\%) + \dots + (K_{di} \times Pn\%) + \% \text{ liq aprs.}] \quad \text{onde,}$$

$[i]_{rx}$ = concentração do elemento i na rocha

$[i]_{liq}$ = concentração do elemento i no líquido

K_{di} = coeficiente de partição do elemento i para cada fase mineral

$Pn\%$ = porcentagem em peso de cada fase mineral

$\% \text{ liq aprs.}$ = porcentagem estimada do líquido aprisionado

A tabela 9.1 mostra os parâmetros utilizados para o cálculo das concentrações de ETR em diferentes posições estratigráficas da ZMI e ZMS. Neste procedimento foram ignorados os possíveis efeitos devido à mistura com um magma residente, uma vez que a sua quantificação é difícil realização. A incerteza quanto à proporção modal das fases minerais que compõem os cumulados analisados, foi considerado por Cawthorn *et. al.* (1991) como desprezível, uma vez que não afeta significativamente o cálculo da composição de ETR no magma. A porcentagem de líquido aprisionado foi considerado como baixa (< 10%) em função dos litotipos analisados representarem acumulatos (exceto a amostra TRL-355B-olivina-websterito, que se caracteriza como um mesocumulato-ortocumulato).

A concentração de ETR calculada para os líquidos magmáticos da ZMI e ZMS é apresentada na figura 9.12. Pode-se observar que diferentes estimativas de líquido aprisionado (2,5%, 5%, 10%) não afetam o padrão geral de distribuição dos elementos terras raras. Entretanto, o decréscimo da porcentagem de líquido aprisionado causa um aumento na concentração de ETR no líquido inicial, à semelhança do que foi observado nos complexos de Bushveld (Cawthorn *et. al.*, 1991) e Niquelândia (Ferreira Filho, 1995).

Os padrões obtidos (normalizados ao condrito) apresentam-se com um pronunciado aumento em ETRL em relação os ETRP. Na figura 9.12 A, pode-se observar que os líquidos da base da ZMI e da unidade cíclica ZMS-P4 apresentam semelhantes concentrações de ETR, sugerindo que estas foram derivadas de líquidos de semelhante composição.

Na ZMI (fig.9.12 B) ocorre um significativo aumento na concentração total de ETR do líquido, a partir da base até o topo desta unidade, assim como um maior enriquecimento de ETRL em relação ETRP, indicando o forte controle dos processos de diferenciação magmática nesta unidade.

Na ZMS as unidades cíclicas ZMS-1 (fig.9.12 C) e ZMS-4 (fig.9.12 D), mostram semelhantes padrões de concentração de ETR de seus líquidos magmáticos, além de um menor espectro de variação na concentração destes ao longo da seqüência estratigráfica, quando

comparados ao observado na ZMI. Neste caso os termos mais enriquecidos em ETR (gabronorito) da ZMS, apresentam-se menos diferenciados do que o observado no topo da ZMI.

9.6.4.2 - Modelamento da cristalização fracionada nas unidades cíclicas da ZMS

Objetivando estimar o grau de fracionamento magmático que deve ter ocorrido durante a formação das unidades cíclicas da ZMS, optou-se pela investigação do modelo de **cristalização fracionada simples** (Hanson,1980, Allègre & Minster,1978, Cox *et. al.*1979), considerando que a fração cristalizada de cada unidade cíclica se comportou como um sistema fechado.

Para testar este modelo foi escolhido um elemento muito incompatível (Cério-Ce), que frequentemente descreve com relativa precisão a evolução do fracionamento do magma. Neste caso foi testada a evolução magmática na ZMS-1 e ZMS-4, com as amostras dispostas em diferentes posições estratigráficas. Na ZMS-1 a amostra da base corresponde a um websterito (L6000N-4230E), enquanto a amostra no topo da unidade (L6000N-3250E) é representada por gabronorito, disposto a cerca de 1000 metros acima. Na ZMS-4 as amostras situam-se na base ou próximo a esta, correspondendo a olivina-websterito (TRL-355B) e gabronorito (L2000N-00).

No modelo de cristalização fracionada, considera-se que os elementos incompatíveis possam apresentar um aumento no líquido residual, descrito segundo a equação:

$$C_i/C_0 = F^{(D-1)} \quad (\text{equação "A"})$$

Nesta situação considerou-se que a concentração do elemento *i* no líquido inicial de cada unidade cíclica, corresponderia à aquela obtido na base da unidade (piroxenitos), a partir da qual se originaram os termos mais fracionados. Admitiu-se também que o coeficiente de partição (D) utilizado na equação "A" manteve-se constante, correspondendo a uma média ponderada dos *Kds* entre piroxenito e gabronorito (admitindo-se diferentes espessuras dos litotipos na coluna estratigráfica de cada unidade cíclica modelada).

Os outros parâmetros (% peso das fases minerais, Kd_{Ce} , Cl) utilizados durante a aplicação deste modelo, constam na tabela 9.1. Nas figuras 9.13 A/B são apresentados os resultados nas duas unidades cíclicas da ZMS.

Na ZMS-1 observa-se que a concentração de Cério (Ce) no topo da unidade, apresenta um grau de fracionamento (F) da ordem de 50% em relação a sua concentração no líquido inicial (C_0) (fig. 9.13 A). Na ZMS-4 a concentração de Cério (Ce) no líquido responsável pela cristalização dos gabronoritos, dispostos imediatamente acima dos piroxenitos, possui a um grau de fracionamento

(F) de cerca de 15% em relação ao líquido que deu origem ZMS-4 (fig.9.13 B). A correspondência do posicionamento estratigráfico das amostras, com o grau de fracionamento (F) estimados no líquido que deu origem a estas unidades , sugere uma coerência na aplicação deste modelo.

Desta forma, considera-se que o topo da ZMS-1 possa corresponder a um estágio máximo de fracionamento de cerca de 50% do líquido que lhe deu origem. Este fato parece também encontrar subsídios na ausência de minerais cúmulus (ortopiroxênio e clinopiroxênio) extremamente fracionados, ao contrário do que ocorre no Complexo de Bushveld e na Intrusão de Skaergaard.

Neste caso, em algumas unidades cíclicas da ZMS pode estar somente representada a porção inferior (< 50%) de sua coluna de magma inicial. A ausência dos termos mais fracionados, sugere que parte do líquido possa ter sido retirado da câmara, por um sistema vulcânico, ou se concentrou no topo da câmara, a qual não se encontra exposta na área de estudo.

Entretanto, deve-se ressaltar que devido ao pequeno número de amostras utilizadas neste modelamento, os resultados obtidos apresentam-se apenas especulativos, sendo necessária a análise de um maior número de intervalos estratigráficos e a verificação de outros modelos de fracionamento, a fim de se melhor aproximar no entendimento da evolução magmática destas unidades cíclicas.

	ZMI - SB	ZMI-M2	ZMS-P1	ZMS-M1	ZMS-P4	ZMS-M4							
	L6000N-7850E	L6000N-5450E	L6000N-4230E	L6000N-3250E	TLR-355B	L2000-00	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd
	% vol	% vol	% vol	% vol	% vol	% vol	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Lu
Plagioclásio	25	50	0	60	0	60	0,19	0,11	0,09	0,07	0,44	0,03	0,03
Ortopiroxênio	18	30	50	19,7	65	25	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,34	0,42
Clinopiroxênio	30	19	50	20	20	15	0,1	0,15	0,31	0,5	0,51	0,62	0,56
Apatita	0	1	0	0,3	0	0	2,6	3	4	5,5	5	2,6	2,5
Olivina	9	0	0	0	15	0	0,01	0,009	0,009	0,009	0,008	0,03	0,04

Tabela 9.1 - Parâmetros utilizados no cálculo da concentração de elementos terras raras (ETR) do líquido magmático na Zona Máfica Inferior e unidades cíclicas da ZMS.

Coefficientes de partição (Kd): para plag.; opx, cpx, oliv. (Yb, Lu) baseado em Arth (1976); Irving (1978), Fugimaki *et. al* (1984). Valores para apatita de Watson & Green (1981) (In: Ferreira Filho, 1995). Valores para olivina (Ce, Nd, Sm, Eu) de Henderson (1984) e olivina (La) de Treuil *et. al.* (1977).

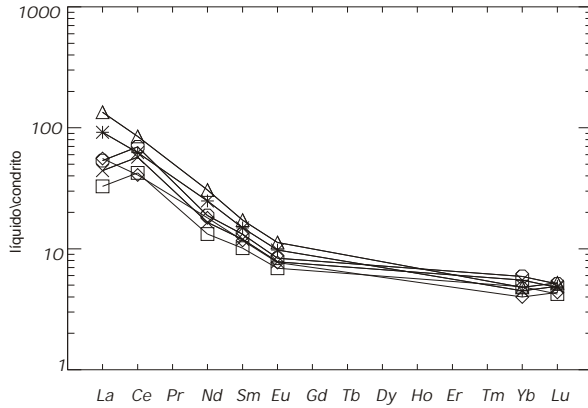
A

TLR-355B - (*olivina-websterito* - ZMS-P4)

- △ 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- ◇ 10 % líquido aprisionado

L6000N-7850E - (*olivina-melagabronorito* - ZMI-SB)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado



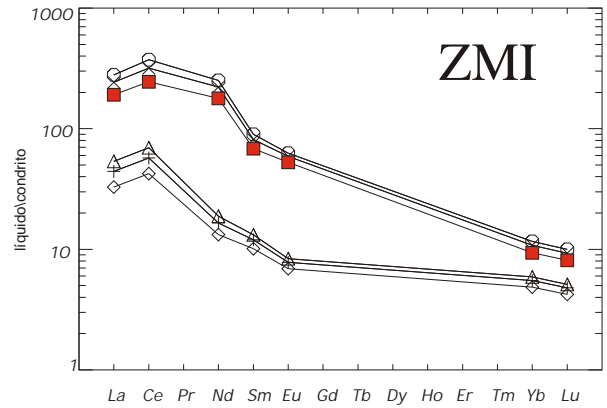
B

L6000N-5450E (*gabronorito* - ZMI-M2)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado

L6000N-7850E (*olivina-melagabronorito* - ZMI-SB)

- △ 2,5 % líquido aprisionado
- + 5 % líquido aprisionado
- ◇ 10 % líquido aprisionado



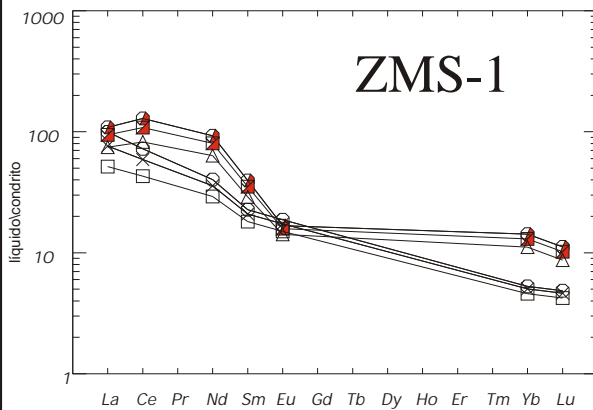
C

L6000N-3250E (*gabronorito* - ZMS-M1)

- 2,5 % líquido aprisionado
- 5 % líquido aprisionado
- △ 10 % líquido aprisionado

L6000N-4230E (*websterito* - ZMS-P1)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado



D

L2000-00 (*gabronorito* - ZMS-M4)

- ◇ 2,5 % líquido aprisionado
- + 5 % líquido aprisionado
- ◆ 10 % líquido aprisionado

TLR-355B (*olivina-websterito* - ZMS-P4)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- ▼ 10 % líquido aprisionado

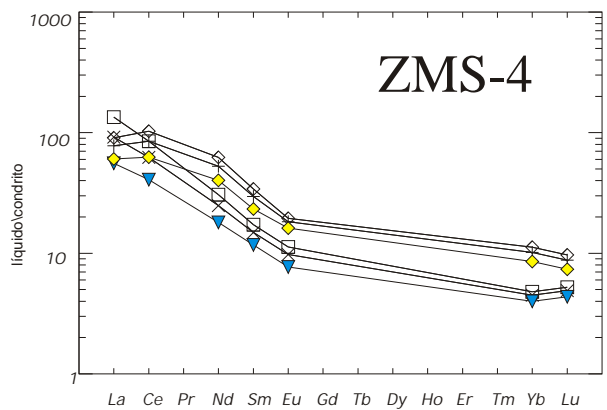


Figura 9.12- Concentração dos Elementos Terras Raras (ETR) no líquido magmático da Zona Máfica Inferior (ZMI) e das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior (ZMS), para diferentes porcentagens de líquido aprisionado (2,5%; 5%, 10%) - normalizados ao condrito (Masuda/1,2). A) comparação entre as concentrações de ETR nos líquidos da base da Zona Máfica Inferior e na base da unidade cíclica ZMS-4. B) variação da concentração de ETR nos líquidos da base e do topo da Zona Máfica Inferior. C) variação da concentração de ETR nos líquidos da base (*websterito*-ZMS-P1) e do topo (*gabronorito* - ZMS-M1) da unidade cíclica ZMS-1. D) variação da concentração de ETR nos líquidos da base (*olivina-websterito* - ZMS-P4) e (*gabronorito* - ZMS-M4) da unidade cíclica ZMS-4.

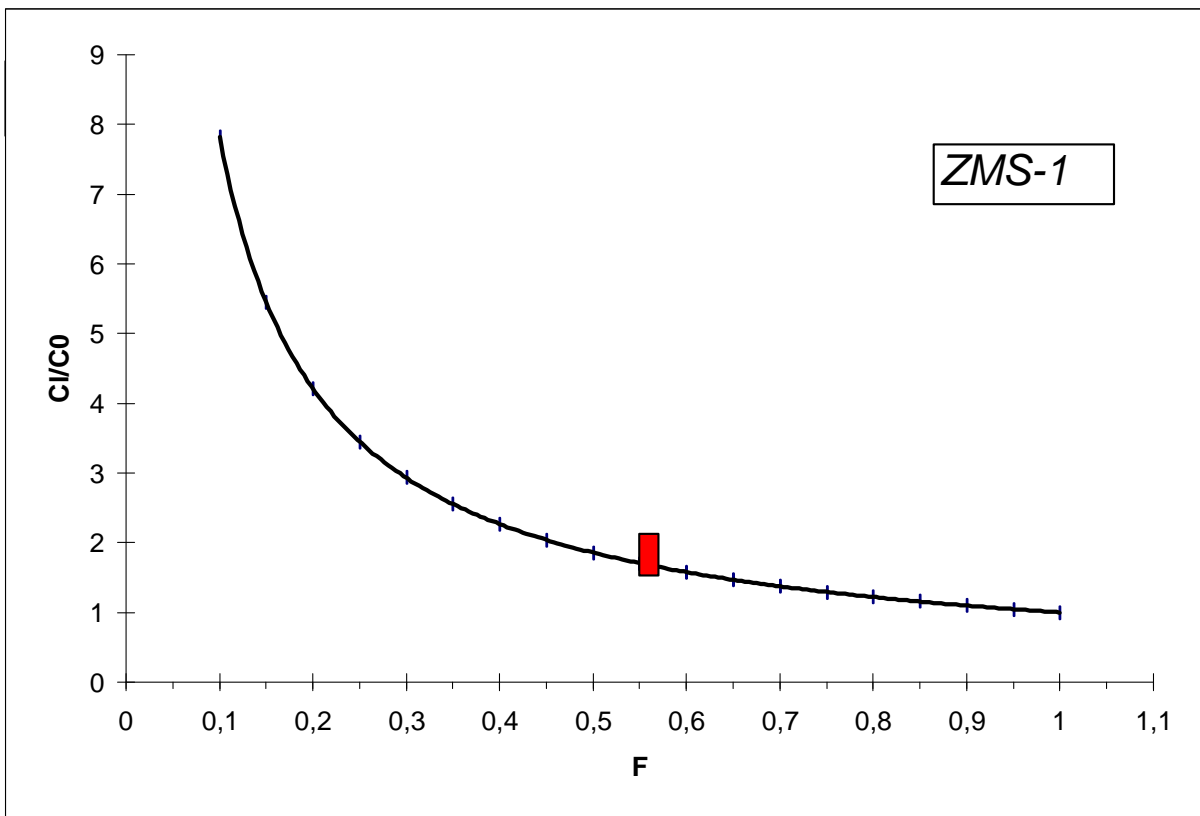
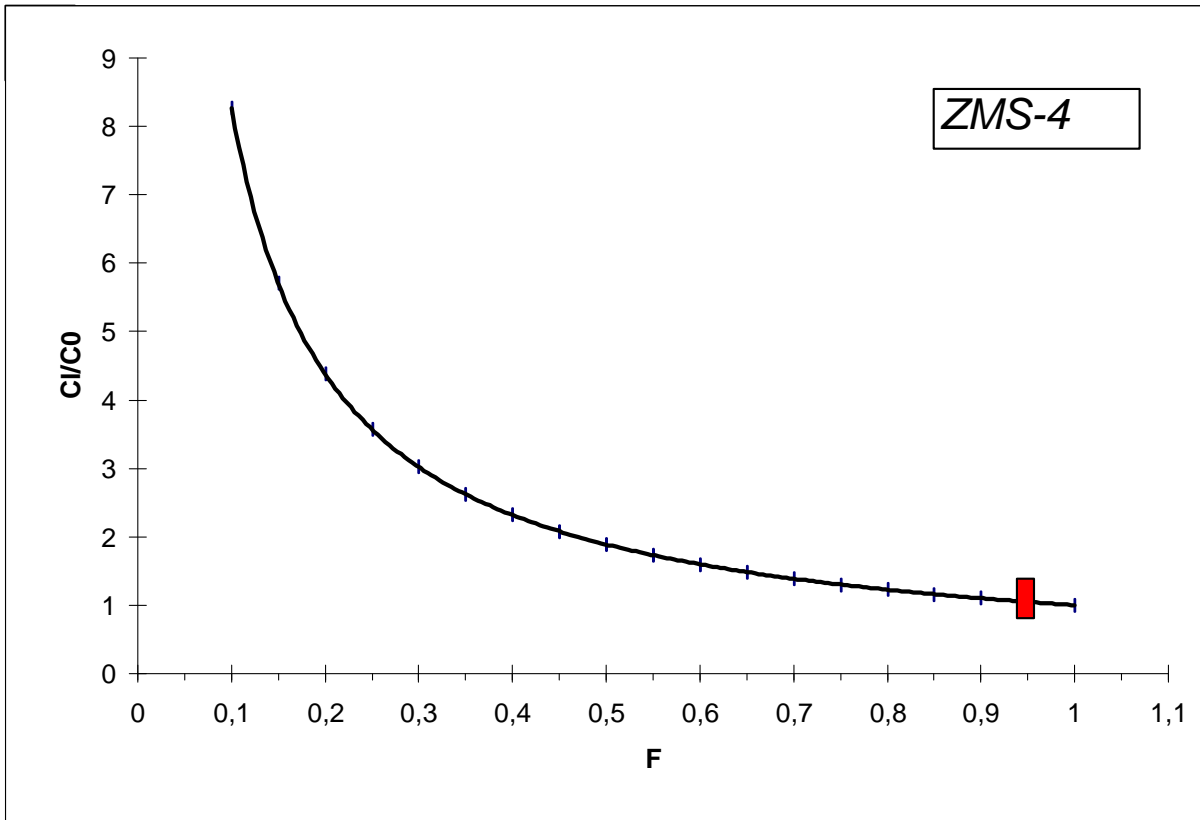


Figura 9.13 - Estimativa do grau de fracionamento (F) do Cério (Ce) no líquido magmático das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior. **A)** amostra L2000N-00 da Subzona ZMS-4 **B)** amostra L6000N-3250E da Subzona ZMS-1.

C₀: concentração do elemento i no líquido inicial,
 C_i: concentração do elemento i no líquido fracionado.

9.6.5 - MODELO DE FORMAÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Considerando os vários aspectos abordados neste capítulo, o desenvolvimento do Complexo de Cana Brava pode ser representado como mostra a figura 9.14. Em um primeiro estágio, admite-se que ocorreu a formação da ZMI (fig. 9.14 A), onde na base devem ter predominado cumulos com olivina (olivina-melagabronoritos), que deram passagem a cumulos máficos formados predominantemente por opx+pl+cpx. Ocasionalmente pode ter ocorrido a entrada de novos pulsos de magmas formando discretas camadas de piroxenito e novas seqüências de gabronorito. Em direção ao topo desta zona ocorreu uma intensa diferenciação magmática, representada por significativa variação críptica dos piroxênios, abundante presença de apatita e enriquecimento em ETR; constituindo-se portanto em um **Grupo de Borda**. Não foi verificada a presença de rochas de margem de resfriamento (*chilled margin*).

A formação da Zona Ultramáfica ocorreu após ao desenvolvimento da ZMI, a partir da entrada de magmas mais primitivos, na forma de sucessivos pulsos, que deram origem às seqüências, predominantemente formadas por peridotito-piroxenito (fig.9.14 B).

Subsequente ao desenvolvimento dos cumulos ultramáficos, a câmara magmática sofreu o aporte de vários pulsos de magmas provavelmente mais diferenciados, dando origem às unidades cíclicas da ZMS (piroxenito-gabronorito) (fig.9.14 C). Estas unidades encontram-se parcialmente representadas, onde algumas destas podem corresponder provavelmente a frações inferiores a 50% do líquido inicial.

Desta forma o desenvolvimento da ZU e ZMS se deu em sistema aberto, pelas múltiplas injeções de magma, após as quais a câmara deve ter alcançado um estágio maduro.

Os últimos eventos magmáticos associados ao Complexo de Cana Brava podem estar representados pelas Intrusões Noríticas, que se estabeleceram no topo do complexo, englobando fragmentos deste (fig.9.14 D).

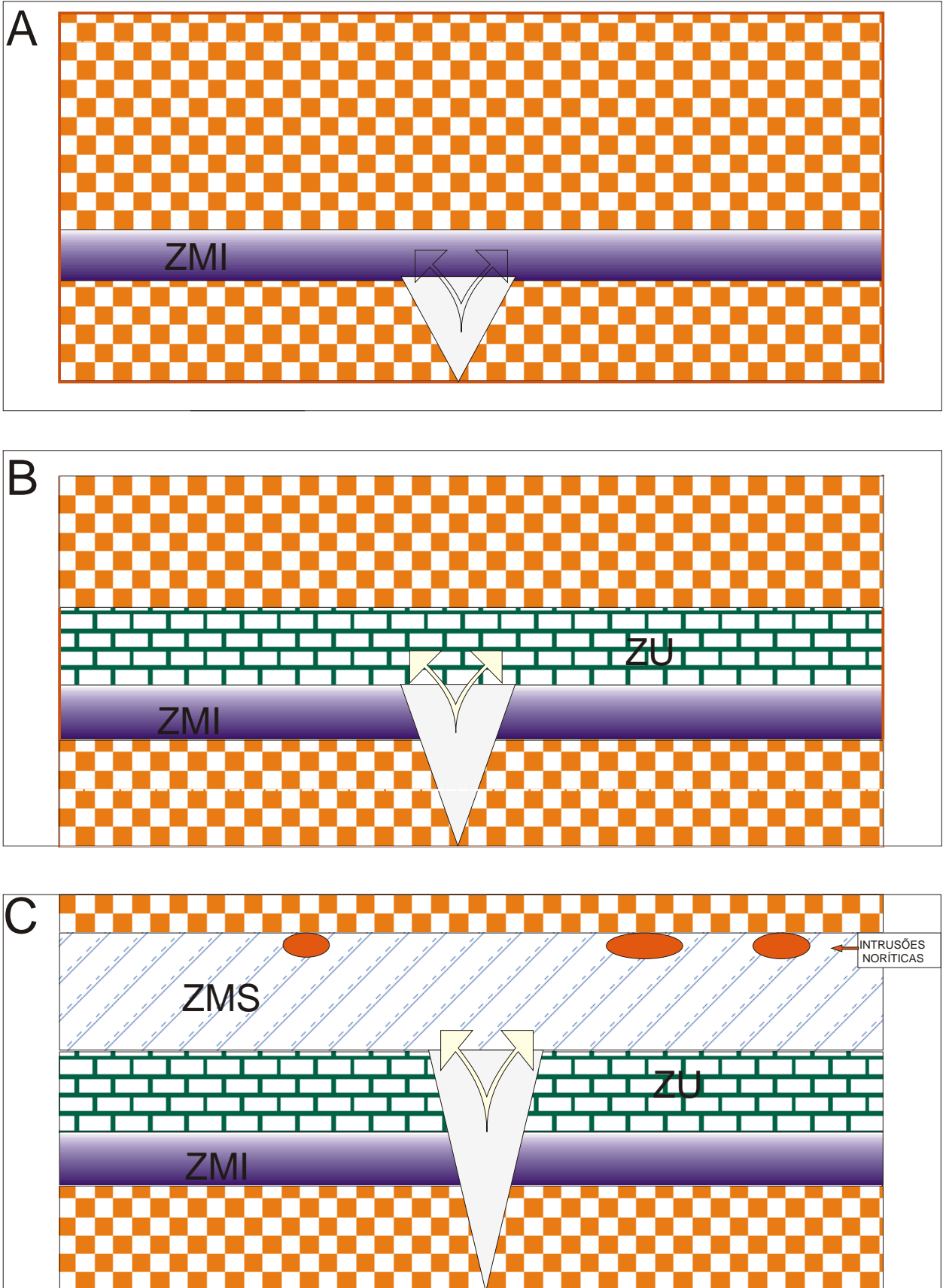


Figura 9.14 - Modelo de formação das principais unidades do Complexo de Cana Brava. A) Entrada de pulso de magma em uma câmara magmática juvenil com a formação dos primeiros cumulos - Zona Máfica Inferior (ZMI) B) Formação dos cumulos da Zona Ultramáfica (ZU) (opx + cpx + ol + cr-sp) pela entrada de repetidos pulsos de magma, formando unidades cíclicas. C) Formação da Zona Máfica Superior (ZMS) a partir da entrada de vários pulsos de magma, formando unidades cíclicas. O último estágio é representado pela entrada de pequenas Intrusões Noríticas.

FORMAÇÃO DAS UNIDADES CÍCLICAS E MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA

10.1 - FORMAÇÃO DE UNIDADES RÍTMICAS EM COMPLEXOS ACAMADADOS

O mecanismo de separação de cristais de um líquido magmático e formação de acamamento ígneo tem sido motivo de diversas propostas, desde o começo do século, destacando-se os seguintes modelos:

- a) Assentamento gravitacional;
- b) Acumulação por correntes de densidade;
- c) Cristalização *in situ*;
- d) Entrada de novos pulsos , mistura de magmas e convecção por dupla-difusão.

Assentamento gravitacional

A variação composicional de um magma em uma câmara magmática foi atribuída por Wager & Brown (1968) à um processo de cristalização fracionada, tendo sido utilizado para explicar o acamamento ígneo na Intrusão de Skaergaard. Estes atribuíram a um mecanismo de separação gravitacional a formação de acamamento ígneo e texturas cúmulus. Neste modelo foi sugerido a cristalização a partir do teto da câmara magmática, onde a transferência de calor se tornaria mais efetiva, com a formação de cristais e posterior transporte para a base da câmara por correntes de convecção. Devido à maior densidade dos cristais estes poderiam se precipitar para o fundo da câmara, sendo separados hidraulicamente em função de seu tamanho e densidade. Alternativamente, caso os cristais apresentassem menores densidades do que o líquido, estes poderiam flutuar, concentrando-se no topo da câmara.

Neste caso o líquido deveria apresentar um comportamento newtoniano, sendo possível a aplicação da *lei de Stokes*:

$$v = 2gr^2 \Delta\phi/9n \quad \text{onde,}$$

v = velocidade de queda da partícula

g = aceleração da gravidade

r = raio da partícula esférica

$\Delta\phi$ = diferença de densidade da partícula e o líquido

n = viscosidade

Entretanto, a aplicação deste modelo foi questionada por McBirney & Noyes (1979) que ressaltaram o aumento da tensão de cedência nos líquidos submetidos à diferenciação, aumentando a resistência do líquido ao assentamento gravitacional dos cristais. Campbell (1978), McBirney & Noyes (1979) e Irvine (1980) argumentaram que em uma câmara magmática as correntes de convecção seriam suficientes para manter os cristais em suspensão e portanto o simples assentamento gravitacional não seria o mecanismo ideal para explicar a formação de acamamento ígneo como proposto por Wager & Brown (1968).

Correntes de densidade

Irvine (1980) sugeriu a deposição de cristais por correntes de densidade produzindo acamamento ígneo, principalmente controlada pelas diferenças no tamanho dos cristais. A partir da observação, na Intrusão Ultramáfica de Duke Island, da ocorrência de inúmeras camadas contendo fragmentos de piroxenitos, organizados segundo as suas dimensões, consideraram que esta seleção poderia ser devida a correntes de densidade.

As correntes de densidade poderiam se formar a partir da cristalização parcial de camadas mais densas que o líquido do teto da câmara, produzindo uma instabilidade gravitacional que as faria dirigir-se para a base desta, com uma velocidade superior à taxa de assentamento dos cristais (com um regime similar ao movimentos turbidítico em bacias sedimentares), espalhando-se rapidamente no assoalho da câmara magmática.

Cristalização in situ

McBirney & Noyes (1979) sugeriram, para a formação de acamamento rítmico em pequena escala, o mecanismo de *cristalização in situ*, o qual se desenvolveria especialmente nas bordas e no assoalho das câmaras magmáticas. Neste mecanismo a formação dos microbandamentos poderia se dar devido à atuação de dois processos: a) nucleação-difusão e b) convecção por dupla-difusão. A atuação destes mecanismos poderia levar a uma estratificação química do líquido, permitindo a cristalização de delgadas camadas rítmicas em função de uma depleção alternada de elementos químicos.

Entrada de novos pulsos de magma, mistura e convecção por dupla-difusão

As unidades cíclicas presentes em intrusões acamadadas tem sido atribuídas às sucessivas entradas de pulsos de magma primitivo na câmara magmática, como foi observado nas intrusões de Jimberlana (Campbell, 1977), Muskox (Irvine, 1980) e Rhum (Palaczy, 1985). Nestas intrusões a base de cada unidade cíclica corresponde ao nível de entrada de cada novo pulso, a partir do qual se desenvolveu toda a seqüência de cumulos, condicionada pela ordem de cristalização fracionada. Desta forma as câmaras magmáticas de expressiva dimensão, poderiam ser consideradas como produto da entrada de sucessivos e pequenos pulsos de magma (Turner & Campbell, 1986).

Chen & Turner (1980), Huppert & Sparks (1980) e Huppert & Turner (1981) investigaram experimentalmente em soluções aquosas salinas a importância da dinâmica dos fluidos no entendimento da formação de unidades cíclicas em câmaras magmáticas. Consideraram a cristalização em um regime de **convecção por dupla-difusão**, como o principal mecanismo de formação de acamamento magmático. Turner & Campbell (1986) definiram os magmas como um sistema multicomponente representado principalmente por suas condições de temperatura, composição, viscosidade e densidade.

Em uma câmara magmática a transferência de matéria e calor pode ocorrer devido à presença de gradientes termal e composicional no interior desta ou em relação às rochas encaixantes, apresentando-se na forma de regime de **convecção** ou de **condução**.

O regime convectivo nos magmas pode ser representado por dois componentes, expressos pelo *Número de Rayleigh Termal* (Ra) e *Número de Rayleigh Composicional* (Rs). A efetividade deste processo será resultante da soma destes dois parâmetros, onde o Ra foi definido genericamente como (Cox *et. al.*, 1979):

$$Ra = L^4 \alpha_t g B / \nu k \quad \text{onde,}$$

L = tamanho da camada

α_t = coeficiente de expansão termal

g = aceleração gravitacional

B = gradiente vertical de temperatura

$\nu = \eta / \rho$ η = viscosidade ; ρ = densidade

K = difusibilidade térmica

Elder (1976, in: Cox *et. al.*, 1976) considerou que somente a partir de $Ra > 10^3$ é que a transferência de calor poderia ser efetivada por uma sistema convectivo, caso contrário este passaria para um regime de condução. Turner & Campbell (1986) observaram que nas câmaras magmáticas poderiam se estabelecer correntes de convecção, devido à forte perda de calor para as rochas encaixantes e neste caso apresentando $Ra > 10^6$.

O tipo de fluxo que pode atuar nas câmaras magmáticas corresponde ao : a) **fluxo laminar** e/ou b) **fluxo turbulento**, os quais são indicados pelo *Números de Reynolds* (Re) (Turner & Campbell, 1986):

$$Re = Wd/\nu \quad \text{onde,}$$

W = velocidade do fluido na fonte

d = largura ou diâmetro da fonte

$\nu = \eta / \rho$ η = viscosidade ; ρ = densidade

O movimento turbulento ocorrerá quando $Re > 200$, enquanto para valores de Re inferiores a 100 se estabelecerá um fluxo laminar.

Cox *et. al.* (1979) obtiveram valores de Re superiores a 10^3 , para uma câmara magmática com formato de um funil, preenchida por magma basáltico. Consideraram a possibilidade de ocorrer condições similares (regime turbulento) em outras câmaras magmáticas.

Valores desta ordem constam nos experimentos de Campbell & Turner (1986) que investigaram a influência da viscosidade na mistura de soluções salinas, onde observaram a formação de fluxo turbulento. Consideraram ainda que este regime de fluxo provavelmente ocorre nas câmaras magmáticas e pode ser responsável por uma eficaz homogeneização de misturas de magmas basálticos.

Este fato foi sugerido por Turner & Campbell (1986), considerando que a convecção em uma câmara com $Ra > 10^6$, poderia iniciar-se em um regime turbulento, devido ao elevado gradiente termal, tornando-se com o passar do tempo, menos vigoroso e atingindo até mesmo um regime laminar. Ainda sugeriram que as câmaras magmáticas poderiam ser preenchidas através de pequenas chaminés ou fissuras, localizadas em sua base, onde o modo de entrada do novo pulso de magma pode representar um importante fator na formação do acamamento ígneo. Consideraram que o processo convectivo pode se estabelecer na câmara magmática pela injeção de novos pulsos de magma, a partir de fontes pontuais ou contínuas.

O processo de injeção de um pulso de magma a partir de um pequena fonte pode ocorrer na forma de um **jato**, uma **pluma** ou uma *fountain*, produzindo a mistura deste com um grande volume de magma residente.

O jato foi considerado como a entrada forçada de um líquido, a partir de uma fonte pontual ou contínua. Caso presente o $Re > 100$ o jato é turbulento e mostra uma vigorosa entrada no ambiente, na forma de um cone ou cunha.

A pluma se estabelece por uma fonte isolada de *bouyance*, devido às diferenças na composição e temperatura. Mostra um fluxo laminar, na região de sua formação, tornando-se turbulento nas porções superiores, devido à força de *bouyance*.

A *fountain* se estabelece devido a um denso jato que se projeta em grande velocidade, retornando para porções inferiores da solução residente. Nesta situação o fluxo é extremamente turbulento, provocando uma expressiva mistura no ambiente.

McBirney & Noyes (1979) consideraram um fenômeno denominado de **convecção por dupla difusão** como um importante fator na formação de acamamento ígneo. Nesta situação os líquidos magmáticos poderiam se estratificar por densidade, à semelhança do que foi observado experimentalmente em soluções aquosas salinas por Chen & Turner (1980) e Huppert & Sparks (1980) (fig. 10.1 A).

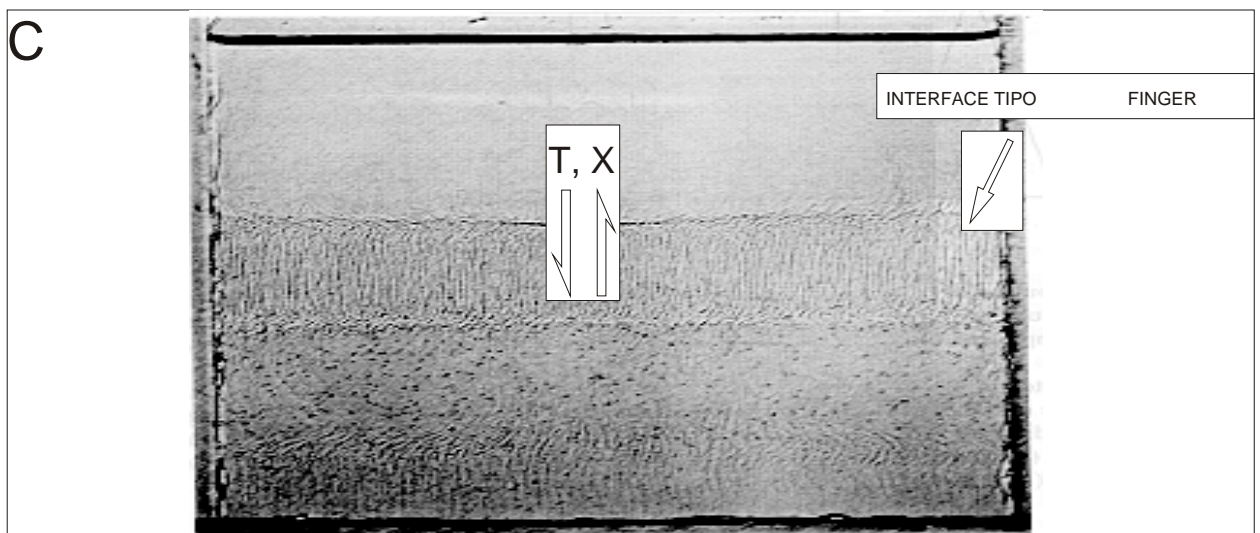
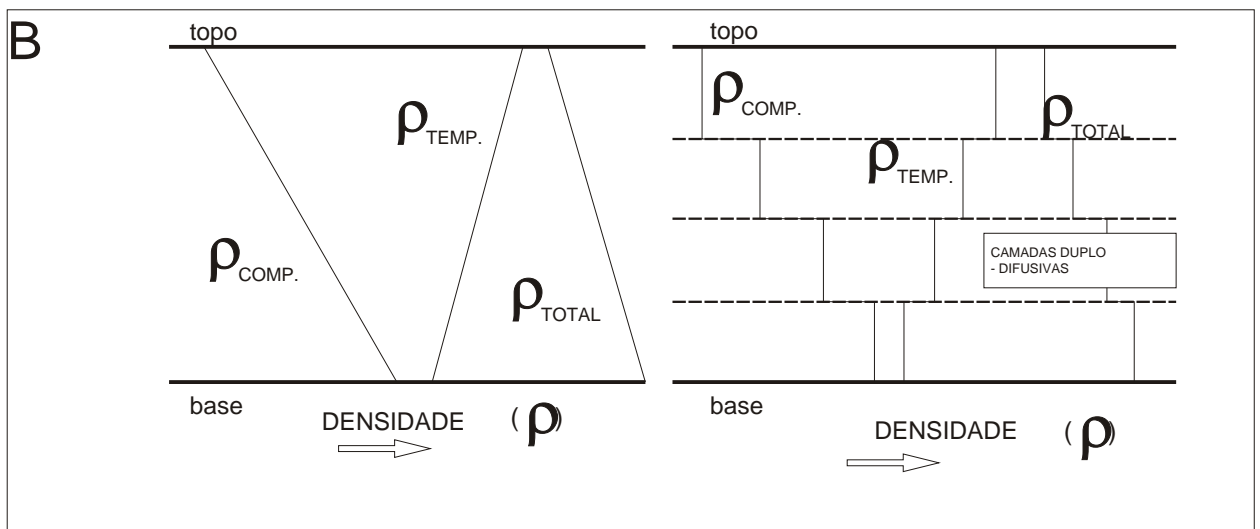


Figura 10.1 - A) Sistema de convecção por dupla difusão em soluções aquosas salinas (modificado de Chen & Turner, 1980) B) Mecanismos de estratificação por densidade no sistema de convecção por dupla difusão, em soluções salinas aquosas (adaptado de Campbell & Turner, 1984). C) Interfaces do Tipo Finger em soluções salinas aquosas (adaptado de Turner & Campbell, 1986)

O termo convecção por dupla difusão decorre da simultânea transferência de calor e matéria nas interfaces de líquidos com diferentes temperaturas e composições. Irvine (1980) considerou que o líquido sob este regime poderia se tornar estratificado gravitacionalmente, subdividindo-se em inúmeras células convectivas de pequenas dimensões. Nesta situação ocorre uma gradativa diminuição da densidade em direção às camadas superiores, que se separam por delgadas interfaces, onde ocorrem trocas de calor e matéria.

Turner & Campbell (1986) mostraram que a estratificação por densidade nas soluções se deve principalmente à baixa difusão dos componentes químicos, preservando as camadas como unidades de densidades estáveis (fig.10.1 B).

A mais rápida transferência de calor para a camada superior, provoca o aumento do gradiente de temperatura, incrementando os movimentos convectivos nesta camada, e neste caso o calor seria transmitido de forma mais efetiva do que os componentes químicos. Estas interfaces podem ocorrer de duas formas: a) **Tipo difusivo** e b) **Tipo *finger***.

A interface difusiva se estabelece quando um líquido mais quente e denso é sobreposto por uma solução mais fria e menos densa. Nesta situação a transferência de calor da camada inferior para a superior se torna mais efetiva do que a troca de massa, aumentando o contraste de densidade entre as camadas (fig.10.1 A). Continuando este processo as trocas de massa tornam-se mais difíceis devido à transferência de calor ser mais rápida, aumentando desta forma o contraste de densidade.

A interface tipo *finger* ocorre quando uma solução mais quente e densa encontra-se sobre uma solução mais fria e menos densa. Neste caso longas e delgadas células convectivas podem se formar, aumentando em espessura com o passar do tempo (fig.10.1 C). Assim a difusão térmica ou composicional tende a inverter as densidades das camadas adjacentes.

As características físicas (temperatura, viscosidade e composição) e o modo de injeção de um novo líquido em um recipiente contendo uma solução, poderão influenciar sobremaneira a efetividade da mistura.

Chen & Turner (1980) e Huppert & Sparks (1980) iniciaram investigações experimentais sistemáticas da dinâmica dos fluidos, através da sobreposição de soluções salinas de Na_2O e K_2CO_3 , ressaltando a importância dos processos de convecção por dupla difusão nos sistemas magmáticos. Observaram que a lenta entrada de um fluido mais quente e denso em um recipiente contendo uma solução mais fria e menos densa, poderia definir uma baixa taxa de mistura entre estes dois. O novo pulso poderia se estender pelo assoalho do recipiente, dividindo-o em duas unidades, com um fluido mais frio e menos denso no topo.

Huppert & Turner (1981) observaram uma grande transferência de calor nas interfaces de soluções de KNO_3 , disposta na base, e K_2CO_3 (ou NaNO_3) no topo. Devido ao resfriamento e

cristalização na base da solução de KNO_3 , esta apresentou uma crescente diminuição da densidade em direção ao contato com a solução de K_2CO_3 . No momento que as densidades das soluções se igualaram ocorreu uma quebra da interface e a mistura dos líquidos. Observaram também que nenhuma cristalização se realizou quando os líquidos foram misturados abruptamente.

Huppert *et. al.* (1982) investigaram o comportamento da entrada de novos influxos sob diferentes velocidades em um líquido residente, composicionalmente zonado. Em um primeiro caso admitiram a entrada de um pulso quente em alta velocidade, abaixo de um líquido mais frio e com composições diferentes. Neste caso formou-se uma série de camadas no novo pulso, que após a cristalização em suas porções inferiores, evidenciou a mistura de suas camadas superiores com o líquido residente.

No segundo caso admitiram um lento influxo de magma mais quente e denso abaixo de um líquido residente menos denso e mais frio e composicionalmente homogêneo. Neste caso ocorreu uma grande cristalização e resfriamento do novo pulso, onde somente as frações menos densas puderam se misturar com o líquido residente.

No terceiro caso admitiram uma variável do mecanismo anterior, onde um lento influxo de líquido se deu na base de uma câmara estratificada composicionalmente. Neste caso o novo fluido apresentou uma intensa cristalização na base do recipiente de onde o líquido residual, menos denso, não pôde se deslocar para porções mais elevadas devido ao gradiente composicional.

Campbell & Turner (1985) consideraram o modelo de injeção por uma *fountain*, onde um líquido mais denso seria injetado sob um regime turbulento em um líquido de similar viscosidade. Nesta situação observaram uma mistura muito efetiva, de tal forma que a camada híbrida que se formou na base teria uma maior espessura do que o líquido residente, sugerindo que as *fountains* poderiam ser um efetivo mecanismo de mistura de magmas.

Campbell & Turner (1986b) estudaram a influência da viscosidade entre o líquido residente e os novos influxos injetados sob a forma de *fountain*. Concluíram analogamente que se um líquido basáltico primitivo fosse injetado sob um regime turbulento em uma câmara com magma basáltico fracionado, os dois poderiam se misturar prontamente. No caso de uma câmara com líquido granítico receber a entrada de um líquido basáltico, poderia ocorrer pouca ou nenhuma mistura.

Turner & Campbell (1986) admitiram como principais fatores na definição dos processos da dinâmica dos fluídos, atuantes nas câmaras magmáticas, as diferenças de temperatura, composição, viscosidade, densidade, formato da câmara magmática e o modo de entrada dos novos pulsos de magma. Consideraram o influxo destes novos pulsos nas câmaras magmáticas sob as seguintes condições:

1) Entrada de um líquido mais denso na porção inferior da câmara sob um regime:

- a) influxo lento;
- b) influxo intermediário;
- c) influxo rápido.

2) Entrada de um líquido menos denso na porção inferior da câmara.

No caso da lenta entrada de um líquido com maior densidade e temperatura, poderia ocorrer o alojamento deste na base da câmara e uma baixa taxa de mistura entre estes, como foi observado experimentalmente por Huppert *et. al.* (1982). Neste caso desenvolveu-se um sistema de convecção por dupla difusão, predominando a transmissão de calor entre as camadas estratificadas.

A entrada de um pulso de maior densidade e temperatura sob um líquido mais frio e menos denso em condições intermediárias de influxo, poderia formar uma camada isolada quimicamente na base da câmara, similar ao observado experimentalmente por Huppert & Sparks (1980) e Huppert & Turner (1981) com soluções salinas aquosas.

Uma rápida entrada de um pulso denso poderia formar fluxo turbulento que permitiria uma eficaz mistura com o líquido residente de semelhante viscosidade. Caso o líquido residente apresentasse uma maior viscosidade, ocorreria uma baixa taxa de mistura entre estes, porém mantendo-se o fluxo turbulento no novo pulso de magma (fig. 10.2 A).

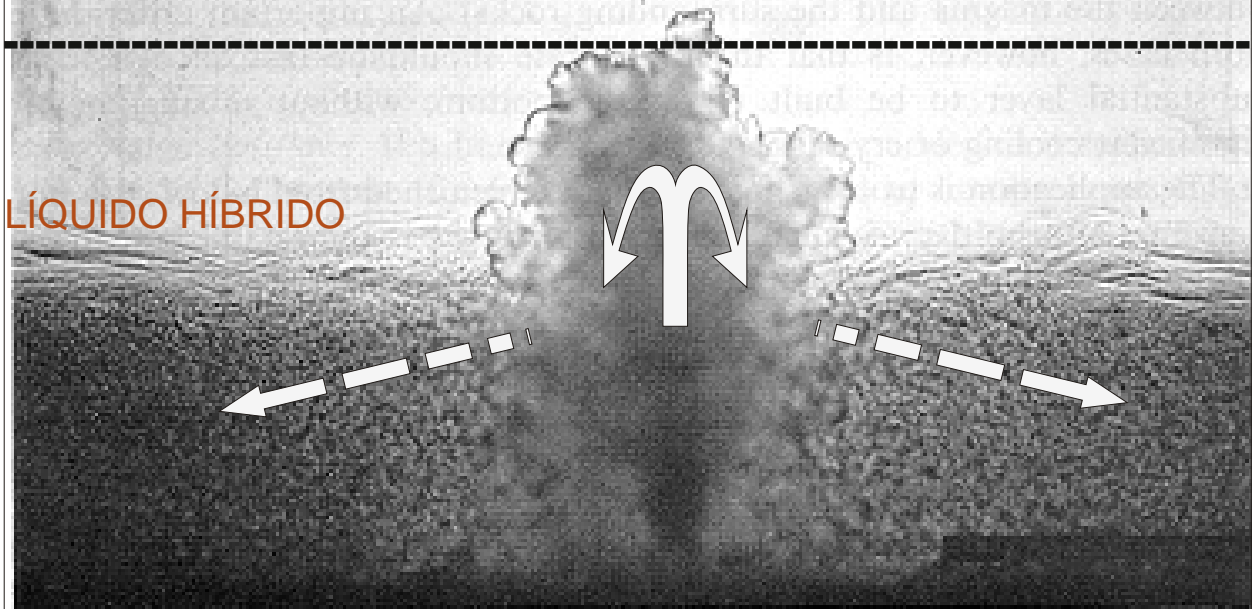
A rápida entrada de um pulso menos denso em uma câmara magmática homogênea e com magma de similar viscosidade, poderia gerar uma pluma turbulenta, que permitiria o deslocamento deste para o topo da câmara e uma eficaz mistura dos líquidos (fig. 10.2 B).

Em uma outra situação, a entrada de um pluma turbulenta em uma câmara estratificada por densidade, produziu o deslocamento desta para as porções superiores da câmara, onde a mistura se tornou eficaz e com a formação de um líquido híbrido, se deslocando posteriormente para um nível de densidade semelhante, no interior da câmara. A localização deste magma híbrido em relação à base da câmara seria controlada pelo gradiente de densidade e fluxo de *bouyancy*. Neste caso poderiam se formar interfaces do tipo difusiva, no topo, e tipo *finger* na base da camada híbrida.

A

LÍQUIDO RESIDENTE

LÍQUIDO HÍBRIDO



B

LÍQUIDO HÍBRIDO

LÍQUIDO RESIDENTE

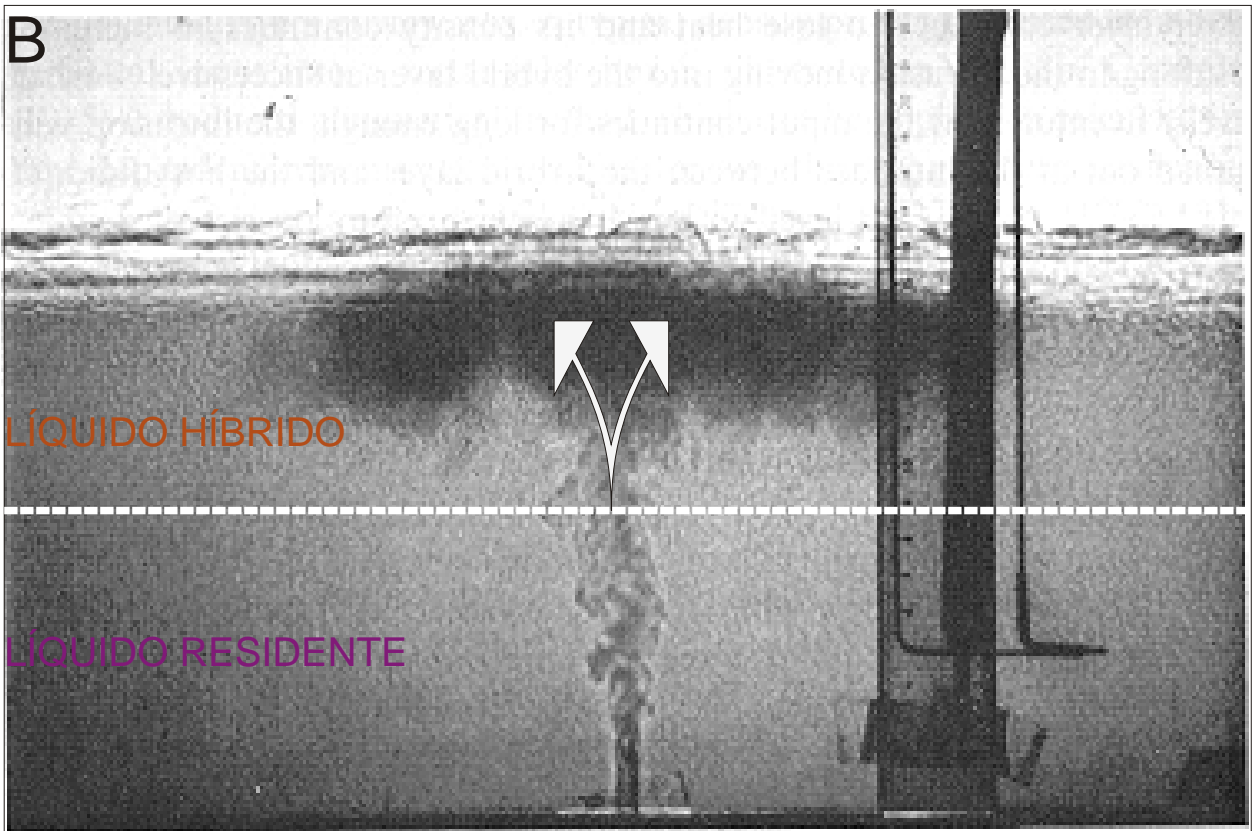


Figura 10.2 - Modelos experimentais de entrada de fluidos na forma de fountains em uma solução aquosa salina (adaptado de Turner & Campbell, 1986). A) Novo líquido mais denso e quente do que o líquido residente B) Novo líquido menos denso e mais quente do que o líquido residente.

10.2 - MODELO DE FORMAÇÃO DE UNIDADES CÍCLICAS NA ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

A presença de unidades cíclicas no Complexo de Cana Brava está bem representada na ZMS, enquanto na ZU as condições de afloramento não permitiram investigá-las com maior detalhe. As discussões a seguir se limitarão a sugerir possíveis condições de formação destas na ZMS, onde se apresentam definidas pela repetição de um membro piroxenítico na base, seguido de um membro máfico (geralmente de gabronorito) no topo.

Os estágios semelhantes de fracionamento magmático observados nestas unidades indicam a ocorrência de periódicos influxos de magma de composição semelhante, submetidos a similares mecanismos de interação com o magma residente, como sugerido por Campbell & Turner (1986).

Sparks & Huppert (1984) investigaram experimentalmente variações de densidade dos líquidos basálticos ao longo de sua seqüência de cristalização fracionada, representada na figura 10.3A. Observaram uma diminuição da densidade do líquido basáltico após a cristalização de olivina e piroxênios (Ponto A) e formação dos primeiros cumulos.

Com o início da cristalização do plagioclásio o líquido pôde apresentar um enriquecimento em FeO, tornando-se progressivamente mais denso (intervalo A-D). Uma abrupta diminuição da densidade foi obtida no momento da cristalização de óxidos de Fe-Ti (a partir do ponto D).

Sparks & Huppert (1984) consideraram uma associação cotética do sistema basáltico para formar gabronorito (50% pl, 25% cpx e 25% opx), estimando sua densidade a partir da composição do plagioclásio e ortopiroxênio. Para verificar estas variações no Complexo de Cana Brava foram utilizadas as composições destes minerais em duas posições estratigráficas distintas da ZMI-M2 (L6000N-5750E e L6000N-5450E) que mostraram um pequeno aumento da densidade ($2,658 \Rightarrow 2,662$) em direção ao topo desta unidade (fig. 10.3 B). Este fato é similar ao observado em outras intrusões acamadadas e pôde exemplificar a associação da variação da densidade com a continuidade da diferenciação magmática no Complexo de Cana Brava.

Admitindo-se que a variação de densidade observada na ZMI (fig. 10.3 B) possa ser aplicada às unidades cíclicas da ZMS, a entrada de novos pulsos poderia se dar em estágios semelhantes de fracionamento do líquido residente, representados litologicamente por gabronoritos com índices de diferenciação bem evoluídos, tais como a razão FFM em análises de rocha (0,54 - 0,69) e a molécula de En (62,2 - 51,5) em ortopiroxênio.

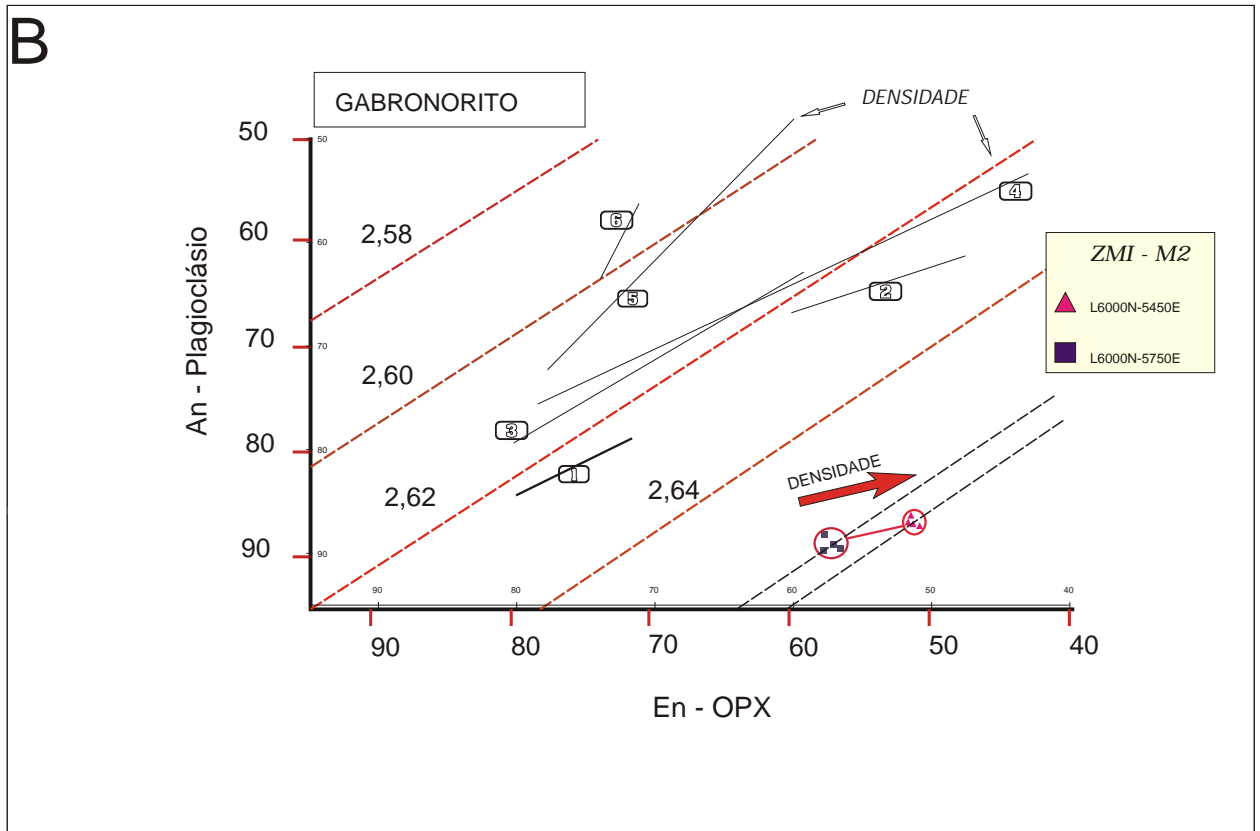
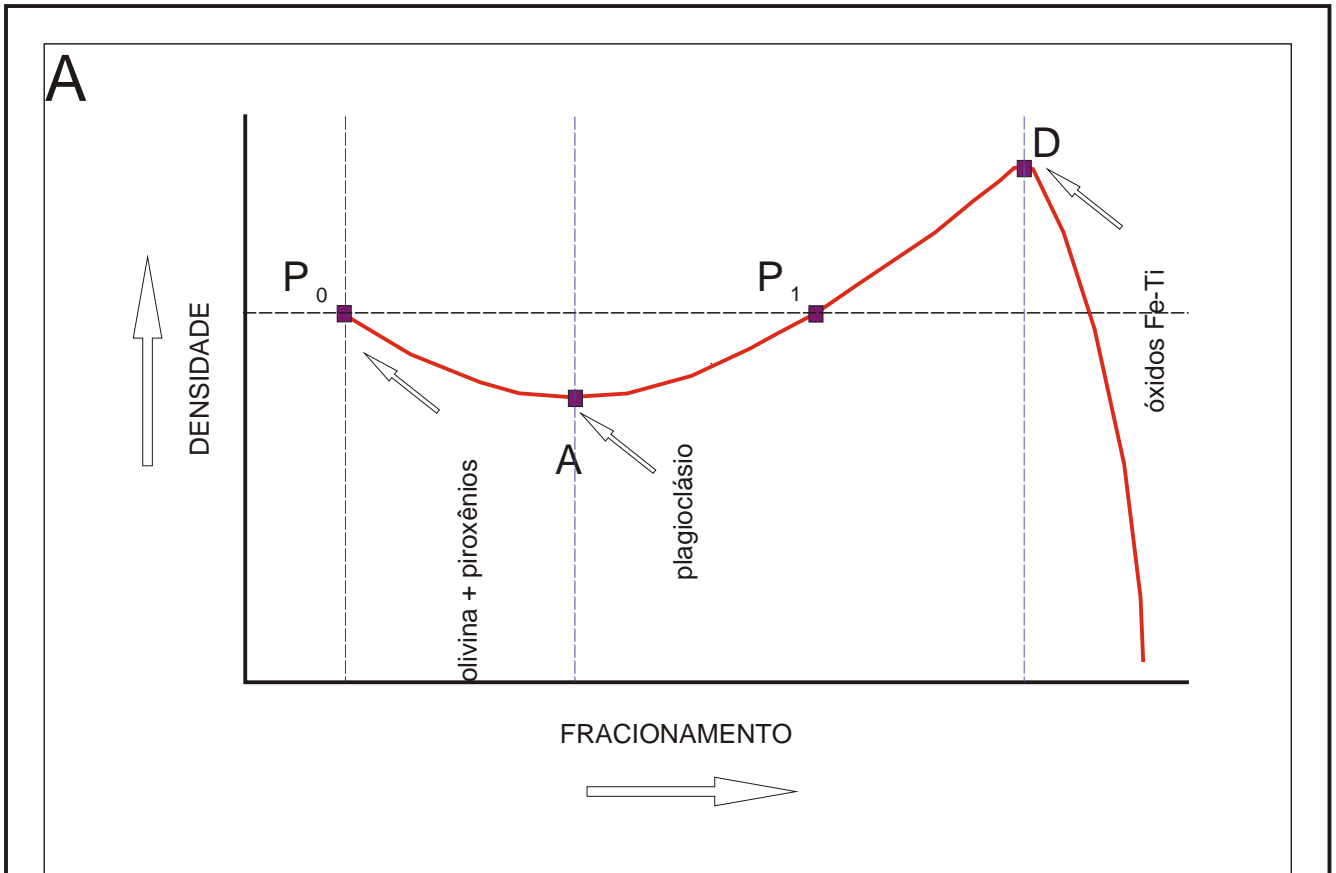


Figura 10.3 - A) Variação da densidade de líquidos basálticos durante o fracionamento magmático (adaptado de Turner & Campbell, 1986; modificado de Sparks & Huppert, 1984). B) Estimativa da variação de densidade nos gabronoritos da ZMI-M2 no Complexo de Cana Brava e comparação com outras intrusões acamadadas (Sparks & Huppert, 1984).

1 - Intrusão de Kapalagulu, 2 - Intrusão de Insch, 3 - Complexo de Stillwater, 4 - Complexo de Bushveld, 5 - Great Dyke, 6 - Intrusão de Kaervaen

A provável variação de densidade do magma residente na ZMS, a exemplo do observado nos líquidos basálticos (Sparks & Huppert, 1984), se encontraria no intervalo A-D da figura 10.3 A, representando um aumento da densidade em direção aos termos mais diferenciados. Nestas condições os novos pulsos poderiam comportar-se como *fountain* ou plumas turbulentas (Campbell & Turner, 1986), deslocando-se respectivamente para a posição próxima à base ou bem acima da seqüência de cumulos já formados na câmara, produzindo camadas híbridas devido à mistura com o magma residente (fig. 10.4 A).

A entrada do novo pulso de composição inicial “P₀” poderia se dar sob condições do líquido residente estar menos denso (A-P₁) ou mais denso (P₁-D). Na primeira hipótese (intervalo A-P₁) a entrada do novo pulso se daria como uma *fountain* turbulenta, produzindo uma expressiva mistura dos magmas e formando uma espessa camada híbrida próxima ao topo da seqüência de cumulos já formados. A perda de calor poderia aumentar a sua densidade e neste caso, a transferência de calor produziria um sistema de convecção por dupla difusão no interior da camada híbrida.

Em uma segunda hipótese considera-se que o novo pulso de magma possa ter entrado quando o magma da câmara se apresentava mais denso (P₁-D). Neste caso o novo pulso poderia se deslocar para as porções superiores da câmara como uma pluma turbulenta.

A estratificação original do magma residente poderia ser mantida, enquanto a perda de calor da camada híbrida produziria nesta, um sistema de convecção por dupla difusão.

A presença de brechas magmáticas nos membros piroxeníticos (fig. 10.4 C) parece indicar o vigor do fluxo turbulento, durante a injeção de novos pulsos de magma, permitindo provavelmente a fragmentação de porções cristalizadas.

Nos dois casos a transferência de calor da base da camada híbrida para o magma situado imediatamente abaixo deve ter promovido a formação de interfaces do tipo *finger* com simultânea transferência de calor e componentes químicos, modificando a composição do líquido residente, como é sugerido pela inversão na composição das fases minerais (plagioclásios e piroxênios) no topo de algumas unidades da ZMS (fig. 10.4 B).

Nestas camadas híbridas poderiam se desenvolver sistemas de convecção por dupla difusão, cristalizando os primeiros cumulos, representados por websterito (opx+cpx) e olivina-websterito (ol+ opx ±cr-sp) na base das camadas híbridas, bem como a posterior diferenciação do líquido, marcada pelas variações crípticas de piroxênios e plagioclásio.

A fase final na evolução destas unidades cíclicas parece estar impressa nos membros piroxeníticos, que frequentemente apresentam plagioclásio pós-cúmulo. O material pós-cúmulo provavelmente manteve-se líquido, até mesmo após a formação dos cumulos subjacentes a este, permitindo a dissolução de voláteis tardios ascendentes (H₂O, CO₂, halogênios).

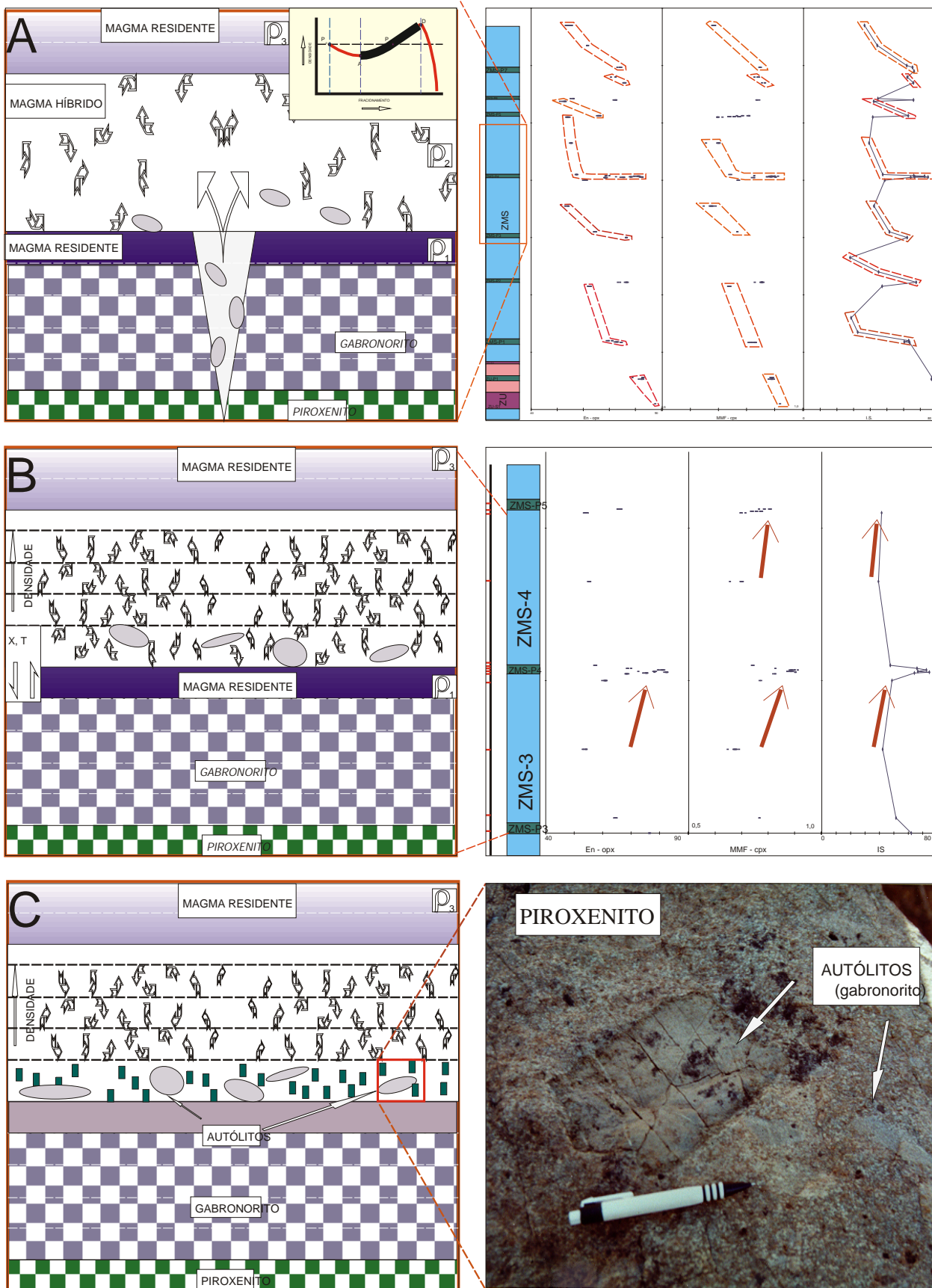


Figura 10.4 - Modelo de formação das unidades cíclicas da ZMS do Complexo de Cana Brava. A) entrada de novos pulsos de magma (transportando fragmentos das unidades inferiores) em uma câmara formada por uma pilha de cumulos + liq. magmático diferenciado. B) Formação de camadas dupla difusivas, com interfaces tipo finger (base) e difusiva (topo). No topo das unidades máficas (mistura de magmas)- inversão no trend de diferenciação. C) Cristalização dos primeiros cumulos (piroxenitos), emvolvendo fragmentos das unidades inferiores (autólitos- gabbronorito).

A presença de biotita e anfibólio, frequentemente encontrados sobrecrescidos às fases primárias de alguns membros piroxeníticos da ZMS, parece indicar a contribuição dos componentes voláteis na etapa final da evolução magmática do Complexo de Cana Brava. Observações similares foram consideradas por Naldrett (1989) para explicar a presença de grande quantidade de minerais hidratados, a alta concentração de halogenetos e recristalização pegmatóide no *Merensky Reef*.

Portanto, a ZMS provavelmente desenvolveu-se a partir de influxos regulares de magmas de composições semelhantes, sob um regime de plumas ou *fountains* turbulentas em uma câmara magmática diferenciada. As unidades cíclicas formadas representam produtos da mistura destes dois pulsos de magma. Entretanto, outros aspectos tais como a forma da intrusão, volume de magma residente e dos novos pulsos, temperatura e densidade de cada pulso, constituem questões em aberto; a serem ainda investigadas a fim de se ter um preciso entendimento da evolução magmática do Complexo de Cana Brava.

10.3 - MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS RICOS EM ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (EGP)

10.3.1 - INTRODUÇÃO

Naldrett (1993) considerou os depósitos de EGP como derivados de vários mecanismos de segregação de sulfetos em complexos acamadados, classificando-os genericamente em: depósitos *strata-bound* e *não strata-bound*. Os depósitos *strata-bound* foram agrupados em : a) **associações predominantemente com sulfetos** e b) **associações dominadas por cromititos**.

Na associação dominada por sulfetos destacam-se dois tipos: **relacionado a reef** e **não relacionado a reef**. A discussão sobre a ocorrência de EGP no Complexo de Cana Brava considera a segregação de sulfetos sob a ótica dos depósitos **relacionados a reef**.

10.3.2 - SEGREGAÇÃO DE SULFETOS RICOS EM EGP EM COMPLEXO ACAMADADOS

Naldrett & von Gruenewaldt (1989) estimaram genericamente a solubilidade do enxofre durante o fracionamento do magma responsável pela formação da Zona Inferior do Complexo de Bushveld, onde definiram a diminuição da solubilidade deste, na ordem de até 2 ou mais vezes, para os termos mais fracionados (fig.10.5 A).

Estes autores consideraram que o comportamento do enxofre em outros complexos acamadados poderia ser modelado qualitativamente por uma curva de solubilidade de similar formato obtida para o Complexo de Bushveld.

Neste modelo (fig.10.5 A) consideraram um líquido inicial com composição “A”, não saturado em enxofre, a partir do qual se iniciou a cristalização dos peridotitos. À medida que a cristalização prosseguiu (à direita do gráfico) foi possível a formação de piroxenitos e a saturação em enxofre (ponto B). A partir deste ponto a cristalização do líquido magmático mostrou uma contínua segregação de sulfetos, seguindo a curva de saturação em enxofre, até alcançar os termos mais fracionados, representados por cumulos de plagioclásio + piroxênios.

Considerando que nas intrusões acamadadas a ocorrência de unidades cíclicas é decorrente da entrada de novos pulsos de magma, a mistura destes com o magma residente mais fracionado poderia induzir a precipitação de sulfetos. Assim Naldrett *et. al.* (1990) admitiram duas possibilidades de entrada de um novo pulso de magma:

- a) na presença de um magma residente saturado em enxofre, porém pouco fracionado (campo dos ortopiroxênios - Ponto C);
- b) na presença de um magma residente suficientemente fracionado e posicionado no campo dos gabros (Ponto D), portanto cristalizando plagioclásio.

No caso do magma residente se encontrar no campo dos gabros (Ponto D), a mistura com o novo pulso de magma (Ponto A) poderia produzir um magma híbrido de composição intermediária (Ponto AD), se posicionando no campo de saturação em enxofre, permitindo a precipitação de sulfetos. Desta forma poderiam se desenvolver os depósitos de EGP **associados ao predomínio de sulfetos**, como no caso do *Merensky Reef* (Complexo de Bushveld) e *J-M Reef* (Complexo de Stillwater).

A concentração de EGP nos líquidos sulfetados mostra-se intensamente controlada pelos coeficientes de partição entre os líquidos sulfetado e silicático, além de sua concentração inicial no líquido silicático. Campbell *et. al.* (1983), Campbell & Turner (1986) e Naldrett (1989) consideraram a concentração do metal no líquido sulfetado pela relação:

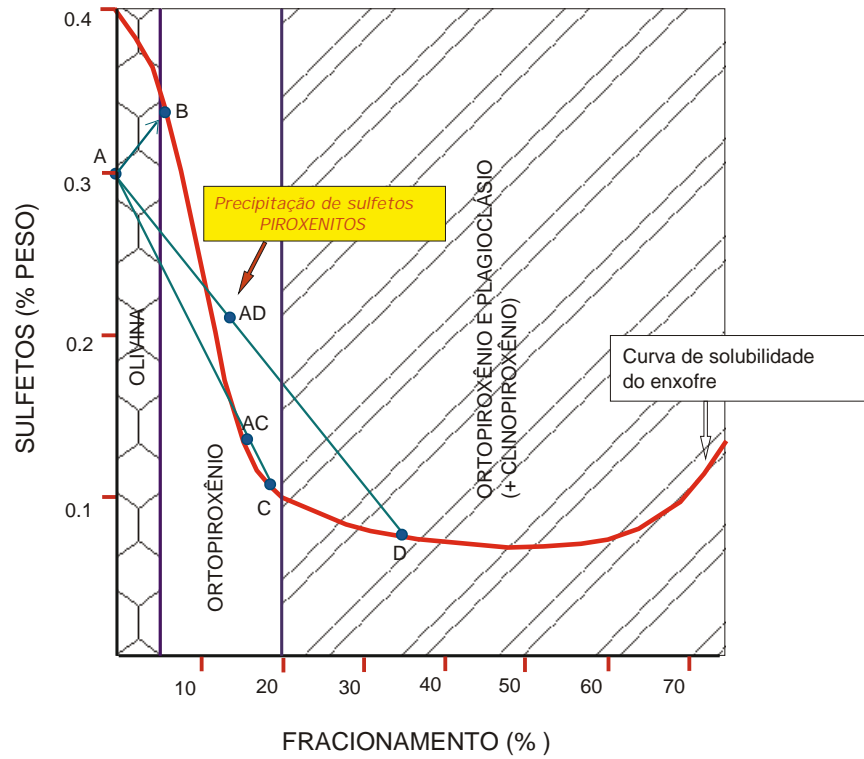
$$Y_i = D_i \times X_i \quad (\text{eq. 01}) \quad \text{onde,}$$

Y_i = concentração do metal i no líq. sulfetado

X_i = concentração do metal i no líq. silicático

D_i = coeficiente de partição do metal i entre o líquido sulfetado/líquido silicático

A



B

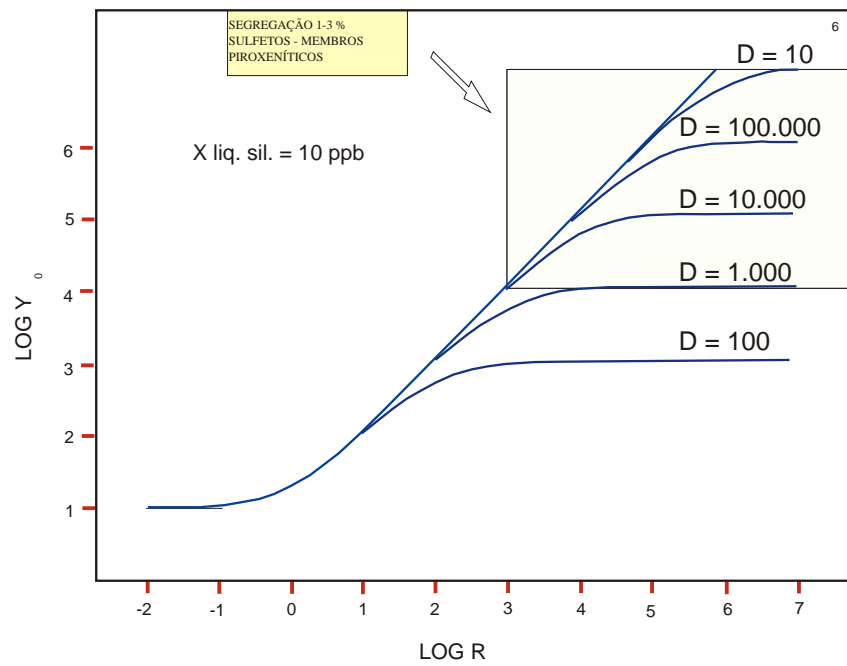


Figura 10.5 - A) Variação da solubilidade do enxofre durante o fracionamento e mecanismos de precipitação de sulfetos no Complexo de Cana Brava (adaptado de Naldrett & von Gruenevald, 1989). B) Variação da concentração de metais (Y) no líq. sulfetado, para diferentes coeficientes de partição (D). R = massa do líquido silicático/massa do líquido sulfetado. (adaptado de Campbell et. al., 1983)

Campbell *et. al.* (1983) estimaram que os coeficientes de partição dos EGP (ou coeficiente de partição de Nernst) entre os líquidos sulfetado/silicático normalmente apresentariam valores superiores a 10^4 . As variações dos valores dos coeficientes de partição para os diversos EGP poderiam conduzir ao entendimento das diferenças em suas concentrações nos diversos tipos de depósitos.

Os altos coeficientes de partição dos EGP foram usados por Campbell & Naldrett (1979) para desenvolverem a idéia que os altos teores deste metais poderiam ser consequência do equilíbrio do líquido sulfetado com uma grande massa de líquido silicático. A razão entre as massas dos líquidos silicático/sulfetado, denominaram de *fator R*. Entretanto, devido aos altos coeficientes de partição dos EGP, a concentração destes nos líquidos silicáticos poderia diminuir rapidamente, modificando as suas concentrações, a medida que o fator R diminuísse. Este fato já não permitiria considerar a primeira expressão (eq. 01) para estimar a concentração inicial de EGP no líquido sulfetado (Y_i), sendo redefinida uma nova relação dada por:

$$Y_i = X_i D_i \frac{(R+1)}{(R+D_i)} \quad (\text{eq. 02}) \quad \text{onde,}$$

Y_i = concentração do metal i no líq. sulfetado

X_i = concentração do metal i no líq. silicático

D_i = coeficiente de partição do metal i entre o líquido sulfetado/líquido silicático

R = massa do líq. silicático/massa líq. sulfetado

A figura 10.5 B ilustra esta relação, onde se pode verificar que para os elementos com alto coeficiente de partição ($> 10^5$), como no caso dos EGP, as pequenas variações no *fator R* poderiam conduzir a uma grande variação na concentração destes no líquido sulfetado. Para os elementos com baixo coeficiente de partição ($< 10^3$), como no caso do Cu, Ni e Co, suas concentrações nos líquidos sulfetados somente apresentariam grandes variações caso o *fator R* fosse inferior a 10^2 , similar ao que ocorre nos depósitos de sulfetos maciços. Portanto, para se obter altas concentrações de EGP nos líquidos sulfetados, o sistema magmático deveria apresentar um alto *fator R*.

Campbell & Turner (1986a) observaram experimentalmente a influência do fator R na concentração de sulfetos ricos em Pt, ressaltando a necessidade dos sulfetos se comunicarem com um grande volume de líquido silicático na presença de um vigoroso processo de mistura entre estes. Analogamente, para as câmaras magmáticas, concluíram que esta efetiva mistura se daria através do processo convectivo.

O desenvolvimento de processo convectivo nos magmas foi considerado por Campbell *et. al.* (1983) e Campbell & Turner (1986a) como resultante da entrada de novos pulsos de magma. Neste caso, o modo de injeção mais favorável para a uma efetiva mistura de líquidos e formação de um magma híbrido se daria por meio de um pluma ou um *fountain* sob um regime turbulento.

O alojamento deste na câmara magmática poderia ser principalmente controlado por sua densidade, proporcionando a sua estabilização em um nível de densidade semelhante ao do líquido residente. Neste caso, o magma híbrido se estenderia lateralmente, apresentando um movimento convectivo turbulento e satisfazendo às condições de um alto *fator R* com uma eficaz mistura, o que produziria um enriquecimento em EGP nos líquidos sulfetados. Irvine *et. al.* (1983, In: Naldrett, 1989) sugeriram que nestas condições poderia ocorrer a formação de gotículas imiscíveis de sulfetos que se manteriam próximas ou na pluma convectiva. A precipitação dos sulfetos poderia se dar juntamente com os primeiros cristais cúmulus a se formarem na base das unidades cíclicas.

10.3.3 - MODELO DE FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS DO TIPO *MERENSKY REEF*

Naldrett *et. al.* (1986, in: Naldrett, 1989) e Campbell & Turner (1986a) desenvolveram modelos similares de formação de depósitos de EGP no Complexo de Bushveld e Stillwater, considerando principalmente os aspectos da dinâmica dos fluidos nas câmaras magmáticas para uma efetiva concentração dos EGP. O Complexo de Bushveld notabilizou-se pela presença do mais importante depósito de EGP, denominado de *Merensk Reef*, associado predominantemente à presença de sulfetos.

Sharpe (1981) demonstrou a existência de três diferentes magmas associados à formação das principais unidades do Complexo de Bushveld. Cawthorn *et. al.* (1981) e Sharpe (1985) reconheceram a existência de dois principais tipos de magma, denominados de **Tipo U** (de afinidade com líquidos boniníticos) e **Tipo A** (composição similar a de basaltos toleííticos de alto Al), como responsáveis pela evolução de grande parte do complexo. Assim, as múltiplas injeções de magma do Tipo U poderiam dar origem à Zona Inferior do complexo. Estes gradativamente seriam substituídos pela entrada de magma do tipo A, modificando desta forma a sequência de cristalização.

Harmer & Sharper (1985) mostraram a partir das diferenças isotópicas deste líquidos, que estes poderiam ser derivados da fusão de duas regiões do manto com distintas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais.

Barnes & Naldrett (1986, in: Naldrett, 1989) observaram que o magma responsável pela formação da Zona Inferior (Tipo U), desenvolveu variação em sua densidade durante o seu

fracionamento (fig.10.6), levando os termos finais de cristalização (com plagioclásio cúmulus) a apresentarem maiores densidades que o líquido inicial.

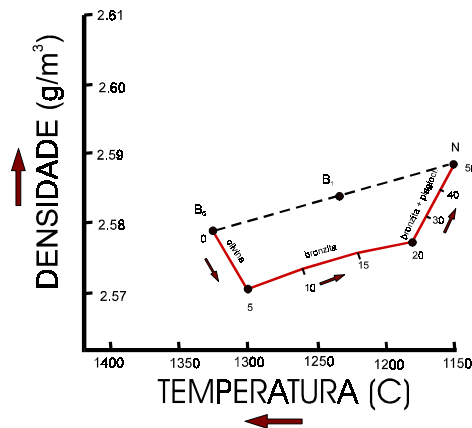


Figura 10.6 - variação de densidade do líquido da Zona Inferior do Complexo de Bushveld, para diferente percentagem de fracionamento deste (Barnes & Naldrett,1986;in:Naldrett,1989).

Campbell *et. al.* (1983) consideraram que a entrada de um líquido de afinidade boninítica (B₀), sob o regime de uma pluma turbulenta, poderia se misturar com o magma residente já fracionado, dando origem a um líquido híbrido (B₁). Propuseram que nesta situação, caso o magma estivesse próximo do limite de saturação em enxofre, o magma híbrido poderia exceder à saturação em enxofre, formando uma líquido de sulfeto imiscível.

No modelo sugerido por Naldrett *et. al.* (1986, in: Naldrett,1989), considerou-se que a perda de calor do novo pulso para o magma residente, disposto sobre este, poderia causar uma rápida e turbulenta convecção. À medida que o calor fosse dissipado, a olivina e/ou bronzita poderiam se formar, permanecendo em suspensão, juntamente com as gotas de sulfetos, devido ao sistema ainda permanecer em convecção turbulenta. Após uma grande perda de calor, poderia se estabelecer um fluxo laminar, permitindo a precipitação de cristais em suspensão, gotas de sulfetos e parte do líquido híbrido (B₁), na forma de interpenetrações no magma imediatamente abaixo.

Este posteriormente assentaria no topo dos cumulos já desenvolvidos, formando uma discreta camada de ortocumulato denominada de *Merensky Reef*.

Após este estágio um regime laminar deve ter se estabelecido definitivamente, permitindo o aumento da densidade do magma híbrido B₁ e o seu deslocamento para o magma situado imediatamente abaixo. Neste estágio permitiu-se a formação de cristais, modificando a viscosidade deste líquido e possibilitando a mistura com o magma residente, dando origem a um magma

híbrido B₂. A partir deste foi possível a cristalização de bronzita e plagioclásio que formaram os bronzitos e noritos presentes acima do ortocumulato do *Merensky Reef*.

Naldrett (1989) considerou portanto que, a poucos centenas de metros acima do início da cristalização do plagioclásio, foi possível de se desenvolver as condições para a mistura de magmas, sob um regime convectivo, responsável pela formação do *Merensky Reef* e *J-M Reef*.

10.4 - MODELO DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NA ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA E IMPLICAÇÕES NA PROSPECÇÃO DE EGP

10.4.1 - INTRODUÇÃO

No Complexo de Cana Brava a presença de unidades cíclicas foi definida principalmente a partir de variações crípticas dos grãos cúmulus de piroxênios presentes na ZMS. A ausência de exposições contínuas da ZU na área de estudo, tornou difícil o reconhecimento de sua seqüência estratigráfica, entretanto admite-se que a sua estruturação seja definida pela presença de unidades cíclicas formadas por peridotito-piroxenito. Na ZMI, devido ao reduzido número de intervalos estratigráficos analisados, não foi possível verificar a presença de possíveis unidades cíclicas. Face a estes aspectos o modelo a ser discutido objetivou somente indicar os sítios mais favoráveis à saturação de enxofre e conseqüentemente para a prospecção em EGP na ZMS do Complexo de Cana Brava.

10.4.2 - DISCUSSÃO

A formação de unidades cíclicas na ZMS foi sugerida anteriormente como produto de entrada de novos pulsos de magma de composição semelhante, submetidos ao controle da dinâmica dos fluidos em câmara magmática.

As variações de cobre nos diversos litotipos do Complexo de Cana Brava, bem como a caracterização petrográfica dos sulfetos em alguns níveis piroxeníticos são apresentados na figura 10.7.

Pode-se observar uma maior concentração de cobre (Cu^{+2}) nos termos piroxeníticos em relação aos membros gabronoríticos (fig. 10.7 A). A distribuição deste elemento reflete o seu maior particionamento para as fases sulfetadas, que se encontram em maiores concentrações nos membros piroxeníticos. As feições petrográficas indicam a presença de uma associação de sulfetos interticiais de alta temperatura formadas principalmente por (fig. 10.7 B/C):

pirrotita + calcopirita + pentlandita

Localmente foram encontradas outras fases sulfetadas primárias, a exemplo de (fig. 10.7 D):

troilita e gersdorffita

A formação de unidades cíclicas na ZMS, compostas por um membro piroxenítico basal e um membro máfico (geralmente de gabronorito) no topo, seria decorrente da cristalização fracionada de novos pulsos magmáticos, injetados a partir de uma pluma ou *fountain* turbulenta em uma câmara estratificada por densidade (fig.10.8 A).

Neste processo duas condições para a precipitação de sulfetos e subsequente enriquecimento em EGP, poderiam ter sido atendidas (Campbell & Turner, 1986; Naldrett *et. al.* 1986):

- a) uma efetiva mistura de magma;
- b) desenvolvimento de sistema convectivo turbulento.

A formação dos membros piroxeníticos provavelmente associou-se ao abaixamento da temperatura na pluma convectiva, devido à perda de calor para o magma residente, permitindo o assentamento de olivina+ Cr-espinélio+ ortopiroxênio (\pm clinopiroxênio) + sulfetos na base da camada híbrida (fig.10.8 B e C).

O modelo qualitativo de Naldrett & von Gruenewald (1989) (fig. 10.5 A), pode ser utilizado para sugerir o mecanismo de saturação de enxofre para ZMS do Complexo de Cana Brava. Neste caso, a saturação deve ter sido alcançada pela entrada de um novo pulso de magma de composição mais primitiva (Ponto A) em uma câmara com magma diferenciado (Ponto D), dando origem a um magma híbrido (Ponto AD) saturado em enxofre, que permitiu a formação dos termos piroxeníticos ricos em sulfetos na base de cada unidade cíclica.

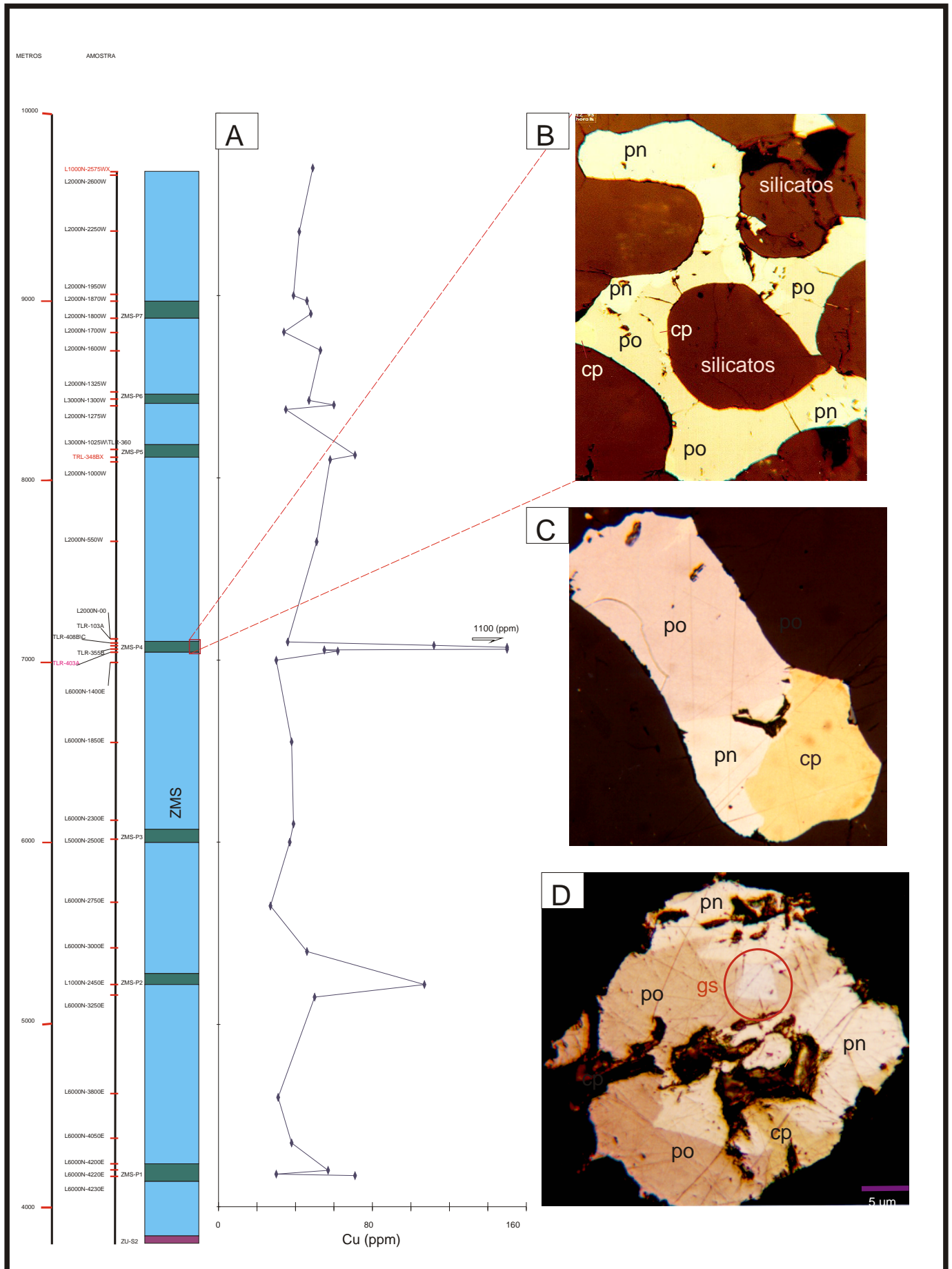


Figura 10.7 - A) Variação da concentração de cobre (ppm) em análises de rocha. B) Textura intersticial dos sulfetos presentes nos membros piroxeníticos. C) Principal associação de sulfetos (pirrotita + pentlandita + calcopirita) - aumento 200x. D) Gersdorffita incluída em pirrotita formando associações sulfetadas pouco frequentes - aumento 500 x.

Entretanto o nível de saturação de enxofre nas unidades do Complexo de Cana Brava, poderá ser distinto daquele observado no Complexo de Bushveld, em função das diferenças composicionais dos seus líquidos originais.

Nas unidades de magmas híbridos parecem ter sido alcançadas as condições ideais para um enriquecimento em EGP, devido ao estabelecimento de um regime convectivo turbulento, proporcionando uma efetiva mistura dos líquidos sulfetado e silicático. A presença de sulfetos disseminados (1-3%) nos membros piroxeníticos indica que nestas unidades foram alcançadas condições para a saturação de enxofre, podendo satisfazer às condições para ocorrerem altas concentrações de EGP no líquido sulfetado, caso o *fator R* (razão massa líquido silicático/ massa líquido sulfetado) seja alto, como previsto teoricamente por Campbell & Naldrett (1979) (fig. 10.5 B).

Desta forma, os membros piroxeníticos que formam a base das unidades cíclicas, constituem-se nos primeiros alvos prospectivos da ZMS do Complexo de Cana Brava. Entretanto, a presença econômica de EGP nestas unidades está também vinculada a outros fatores, tais como a efetividade dos processos convectivos e a concentração de EGP nos líquidos iniciais de cada unidade cíclica.

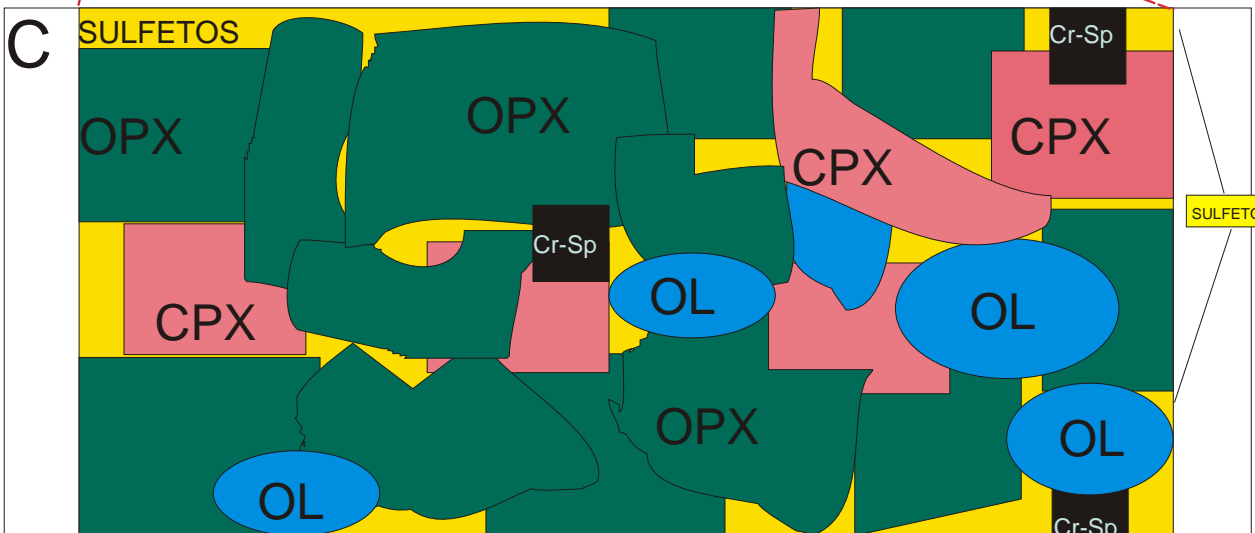
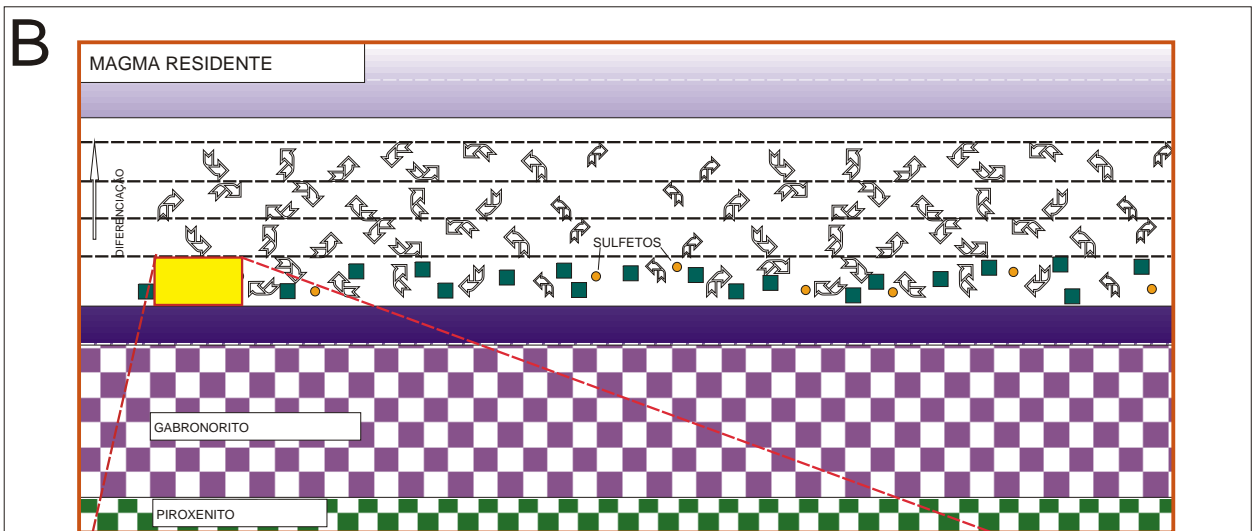
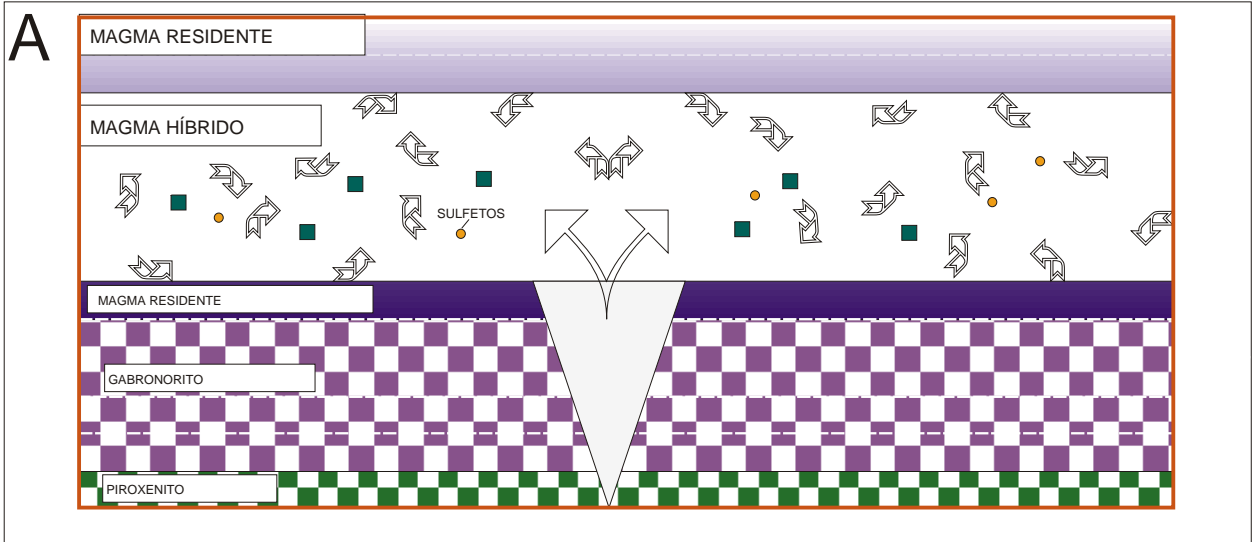


Figura 10.8 - Modelo de segregação de sulfetos nas unidades cíclicas da ZMS do Complexo de Cana Brava. A) Entrada de novo pulso de magma em uma câmara magmática parcialmente cristalizada (cumulatos + líquido) e formação das primeiras gotículas de sulfetos. B) Formação dos cumulatos da base (opx + cpx + ol + cr-sp) + precipitação de sulfetos na base da unidade cíclica. C) Detalhe da camada de cumulatos basais (piroxenitos e olivina-piroxenitos) com sulfetos (cp+po+pn) interciais.

CONCLUSÕES

As informações obtidas no presente estudo permitiram indicar as principais seqüências da evolução magmática do Complexo de Cana Brava, bem como identificar suas feições deformacionais e metamórficas superimpostas. Destaca-se a caracterização deste complexo como uma câmara magmática desenvolvida principalmente pela entrada de sucessivos pulsos de magma, formando unidades cíclicas, que o caracteriza como um sistema aberto.

Nas unidades superiores do complexo são encontradas Intrusões Noríticas, provavelmente associadas aos estágios finais do processo de geração de magmas do Complexo de Cana Brava.

As unidades geológicas adjacentes ao complexo são representadas pela Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e Complexo Granito-Gnáissico que apresentam contatos tectônicos com este, obliterando a observação direta de relações primárias de contato entre estas unidades.

O Complexo de Cana Brava apresenta características geológicas e geoquímicas semelhantes aos complexos de Niquelândia e Barro Alto, sugerindo idêntico padrão de evolução magmática para as maiores intrusões máfico-ultramáficas do Brasil.

As principais feições geológicas, estratigráficas, petrográficas, de química mineral e litogeoquímicas encontradas no Complexo de Cana Brava e unidades adjacentes permitem as seguintes conclusões:

- O Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava representa uma intrusão acamadada. A subdivisão estratigráfica proposta considera que ainda se preserva o empilhamento original formado pela Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior, agrupadas sob a denominação de Série Cana Brava. Estas foram subdivididas em subzonas e membros.

- A Zona Máfica Inferior corresponde a uma grupo de borda formada por olivina-melagabronorito na base, seguida de uma homogênea seqüência de metagabronorito. O topo da unidade apresenta abundante cúmulus de apatita. De forma localizada ocorrem intercalações de membros piroxeníticos.
- A Zona Ultramáfica corresponde a seqüências de metaperidotito na base e piroxenito no topo. Em locais específicos foi identificado dunito com cromo-espinélio disseminado. O piroxenito é representado por websterito, às vezes feldspático ou pegmatóide.
- A Zona Máfica Superior foi subdividida em sete subzonas, compostas, na base, por membro piroxenítico e, no topo, por membro metagabronorítico. No membro piroxenítico predomina websterito, frequentemente feldspático ou, mais raramente, olivina-websterito (com cromo-espinélio disseminado). No Membro Piroxenítico ZMS-P4 foi identificada, de forma localizada, a presença de brecha magmática com autólitos de gabronorito.
- As Intrusões Noríticas situam-se no topo do Complexo de Cana Brava, podendo de forma localizada ser observada a Zona Norítica Central e a Zona Norítica de Borda. Nesta zona de borda podem ocorrer xenólitos de norito, hornblenda-norito e anfibolitos, atribuídos ao Complexo de Cana Brava.
- As principais feições deformacionais são representadas por um evento dúctil (Dn) que é definido por uma foliação Sn de direção N00-30E e caimentos convergentes à região central do complexo. A intensidade da deformação aumenta em direção à base do complexo desenvolvendo termos que variam de: protomilonito → milonito → ultramilonito. O evento rúptil se caracteriza por fraturas/falhas com direções preferenciais em N40-60W e N40-50E.
- Associado ao evento de deformação dúctil (Dn) desenvolveu-se no Complexo de Cana Brava um metamorfismo do fácies granulito. Nas unidades geológicas adjacentes foram encontradas paragêneses do fácies anfibolito.
- O contato do Complexo de Cana Brava com o Complexo Grantito-Gnáissico é representado por uma falha reversa oblíqua. Com a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis se faz por meio de uma falha, aparentemente direcional.

- No Complexo de Cana Brava as características de química mineral indicam que o clinopiroxênio e ortopiroxênio apresentam variação críptica similar, representada principalmente por uma diminuição da razão MMF e Cr^{+3} e aumento de Mn^{+2} em direção ao topo das subzonas.
- Na Zona Máfica Inferior os piroxênios apresentam um contínuo *trend* de variação críptica, a partir da base até o topo desta unidade.
- Na Zona Máfica Superior observa-se uma repetição do *trend* de variação críptica dos piroxênios, em cada subzona estratigráfica, definindo-as como unidades cíclicas.
- O plagioclásio apresenta uma grande dispersão dos resultados analíticos para um mesmo nível estratigráfico, não formando *trends* de variação críptica bem definidos. O Na^{+1} mostra correlação positiva com o K^{+1} .
- As análises dos grãos de olivina em diferentes níveis estratigráficos apresentam composições semelhantes às de olivinas de complexos acamadados.
- O cromo-espinélio possui a razão $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al} = 0,37-0,55$, dispondo-se fora do campo de classificação de cromitas de complexos acamadados e peridotitos mantélicos, provavelmente associado a rearranjo químico subsólidos.
- O Índice de Solidificação (I.S), das análises litogeoquímicas mostra correlação negativa com P_2O_5 , TiO_2 , Sr e Y além de correlação positiva com o Ni e Cr.
- A razão FFM das análises litogeoquímicas mostra boa correlação com a variação críptica de piroxênios, ressaltando os *trends* de diferenciação e a presença das unidades cíclicas.
- O padrão de ETR nos líquidos que deram origem à base da Zona Máfica Inferior e de unidades cíclicas da Zona Máfica Superior mostra-se coincidente, indicando líquidos de semelhante composição.

- Uma estimativa da grau de fracionamento (F), obtida pela aplicação do modelo de *crystalização fracionada* em algumas unidades cíclicas da Zona Máfica Superior, sugere que o topo destas unidades podem representar uma fração inferior a 50% da coluna de magma inicialmente adicionada, por cada pulso.
- Na Zona Máfica Superior os membros piroxeníticos dispostos na base de cada unidade cíclica apresentam maior concentração de cobre e sulfetos (pirrotita, pentlandita e calcopirita) disseminados (1-3%), representando o principal alvo prospectivo para os elementos do grupo da platina (EGP), nesta unidade.

REFERÊNCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

- AFIFFI, A.M. & ESSENE, E.J. 1988. *MINFILE - user manual*. Michigan, Univ. Michigan. 25p.
- ALLÈGRE, C.J. & MINSTER, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Plan. Sci. Let.*, 38:1-25.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1969. Idades Potássio-Argônio de rochas do Centro-Oeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22. Salvador, 1969. *Resumos...* Salvador, SBG. Bol. Esp. 1, p.80-81.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG, pp.363-391
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, IG-USP, *Bol.* 7:45-80.
- AMARAL, G. 1982. Manual de sensoriamento remoto com ênfase em geologia. *Comissão técnica-científica de sensoriamento remoto*. INPE/CNPq, p.173-209.
- AMARO, V.E & STRIEDER, A.J. 1994. Análise de fotolineamentos e padrões estruturais em imagens de satélite. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camburiú, 1994. *Anais...* Camburiú, SBG, p.443-444.
- ARAUJO, S.M. & NILSON, A.A. 1987. Caracterização petroquímica e petrotectônica dos anfíbolitos da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis- Goiás. In: CONG. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987, *Anais...* Porto Alegre, SBG\SBG, v.1, p.335-348.
- ARAUJO, S.M. 1986. *Petrologia e mineralizações sulfetadas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis-Goiás*. 196p. Brasília. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- ARAUJO, V.A. & ALVES, A.C. 1979. *Projeto Canabrava-Porto Real - Relatório Final*. DNPM\CPRM, v.1-2 (inédito).
- ATKINS, F.B. 1969. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *Jour. Petrol.*, 10(2):222-249.

- BAETA Jr., J.D.A; FIGUEIREDO,A.N.;SOUZA,E.P.MELLO,J.C.R.1972.*Projeto Goianésia-Barro Alto*.Goiânia,DNPM/CPRM.2 V.(inédito).
- BAILEY,S.W.1984.Classification and structures of the micas.In:BAILEY,S.W.(ed).*Micas - Reviews in Mineralogy*.13.p.1-12.
- BARBOSA,O.;BATISTA,M.B.,DYER,R.C.;BRAUN,O.P.G.,COSTA,J.C.1969.*Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*.Rio de Janeiro,PROSPEC/DNPM (inédito).
- BARBOSA,O.;BATISTA,M.B.,DYER,R.C.;BRAUN,O.P.G.,COSTA,J.C.1981.*Geologia e inventário dos recursos minerais da região central do Estado de Goiás - Projeto Brasília*.Brasília,DNPM. Série Geol.n°18.148p.
- BARKER,A.J.1990.*Introduction to metamorphic textures and microstructures*.1°ed. New York, Chapman and Hall.162p.
- BARNES,S.J. & NALDRETT,A.J.1986. Geochemistry of the J-M Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit Area II. Silicate mineralogy and paragenesis.*Jour. Petrol.*,25:791-825.
- BEACH,A.1980.Retrogressive metamorphic process in shear zones with special reference to the Lewisian complex.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):257-263.
- BELL,T.H. & HAMMOND,R.L.1984.On the internal geometry of mylonite zones.*Jour. Geol.*,92:667-686.
- BERBERT,C.O.1968.Notícia sobre o Projeto Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;22.Belo Horizonte,1968.*Anais...*Belo Horizonte,SBG.,p.219-222.
- BERBERT,C.O.1970.Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;20.Brasília,1970.*Bol. Esp.01...*Brasília,SBG,p.20-24.
- BOTELHO,N.F. & PIMENTEL,M.M.1993.Geocronologia Rb-Sr das fase intrusivas do Maciço Granítico da Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás.In: CONG. BRAS. GEOQ.,4,Brasília,1993.*Anais...*Brasília,SBGq.p.253-254.
- BRITO NEVES,B.B.;CORDANI,U.G.1991.Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.*Precambrian Research*,53:23-40.
- BRODIE,K.H.1980.Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):265-272.
- BROWN,W.L.;MACAUDIÈRE,J.;OHNENSTETTER,M.1980.Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):281-287.
- BUTLER,R.W.H.1982.The terminology of structures in thrust belts.*Jour. Struc. Geol.*,1(3):239-245.
- CAMERON,E.N.1982.The Upper Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex-precursor to the Merensky Reef.*Economic Geology*.77:1307-1327.

- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. 1980. Crystal chemistry of silicate pyroxenes. In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes; Reviews in Mineralogy*, 7, p.5-92.
- CAMPBELL, I.H. & BARNES, S.J. 1984. A model for the geochemistry of the platinum-group elements in magmatic sulfide deposits. *Can. Mineral.*, 22:152-160.
- CAMPBELL, I.H. & BORLEY, G.D. 1974. The geochemistry of pyroxenes from the Lower Layered Series of the Jimberlana Intrusion, Western Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, 47:281-297.
- CAMPBELL, I.H. & NALDRETT, A.J. 1979. The influence of silicate/sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. *Economic Geology*, 74:1503-1505.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1986b. The influence of viscosity on fountains magma chambers. *Jour. Petrol.*, 27(1):1-30.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1985. Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature*, 313:39-42.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1986a. The role of convection in the formation of platinum and chromite deposits in layered intrusions. In: SCARFE, C.M. (ed). *Short Course on Silicate Melts*. Mineralogical Association of Canada, 12:236-278.
- CAMPBELL, I.H.; NALDRETT, A.J.; BARNES, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Jour. Petrol.*, 24(2):133-165.
- CAMPBELL, I.H. 1977. A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jimberlana Intrusion, Western Australia. Part I: The Upper Layered Series. *Jour. Petrol.*, 18(2):83-215.
- CAMPBELL, I.H. 1978. Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, 11:311-323.
- CANDIA FORNONI, M.A.; MAZZUCHELLI, M.; SIENA, F. 1989. Sub-solidus reactions and corona structures in the Niquelândia Layered Complex (Central Goiás, Brazil). *Miner. Petrol.*, 40:17-37.
- CANDIA FORNONI, M.A. 1983. *Petrologia dos complexos mafico-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sancrelândia, Goiás*. São Paulo. 400p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- CAWTHORN, R.G.; MEYER, P.S.; KRUGER, F.J. 1991. Major addition of magma at the Pyroxenite Marker in the Western Bushveld Complex, South Africa. *Jour. Petrol.*, 32(4):739-763.
- CAWTHORN, R.G. 1996. Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex. *Contr. Miner. Petrol.*, 123:109-115.
- CAWTHORN, R.G.; DAVIES, G.; CLUBLEY-ARMSTRONG, A.; MCCARTHY, T.S. 1981. Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa: An estimate of the parental magma composition. *Lithos*, 14:1-15.

- CHEN, C.F. & TURNER, J.S. 1980. Crystallization in double-diffusive system. *Jour. Geophysical Research*, 85-B5:2573-2593.
- CORREIA, C.T. & GIRARDI, V.A.V. 1994. Inferred composition of parental magma of mafic ultramafic complex of Cana Brava, Goiás, Brazil. In: INTER. SYMP. PHYS. CHEM. UPPER MANTLE. São Paulo. 1994. *Proceedings.....* São Paulo. p:163-165.
- CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V.; LAMBERT, D.D.; KINNY, P.D.; REEVES, S.J. 1996. 2 Ga U-Pb (SHRIMP-II) and Re-Os ages for the Niquelândia Basic-Ultrabasic Layered Intrusion, Central Goiás, Brazil. In: CONG. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Anais.....* Salvador, SBG. v.6. p.187-189.
- CORREIA, C.T. 1994. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. 151p. São Paulo. (Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- COUTO, L.F. 1989. *Estudo petrológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (BA) e dos óxidos de Fe, Ti (V) associados*. Brasília. 169p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Georg Allen & Unwin Ltd. 450p
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON, P. ed. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p.237-274.
- D'EL-REY SILVA, L.J.H.; FUCK, R.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; NILSON, A.A. 1996. The Niquelândia Layered Intrusion and underthrusting in the Brasília Fold Belt. In: CONG. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Anais.....* Salvador, SBG. v.6. p.87-91.
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. 1978. As sequências granulítica, anortosítica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Resumos... Recife, SBG. Bol. n° 1, p.45.*
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. 1981. The Niquelândia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anorthosite-metavolcanic associations (inedito).
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; KUYUMJIAN, R.M.; LEONARDOS, O.H.; WINGE, M. 1984. O Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2):128-136.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. 1982. Archaean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rundschau.*, 71(1):291-317.
- DARDENNE, M.A. & FARIA, A. 1985. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso, Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2, Goiania, 1985. *Ata... Goiania, SBG-Núcleo Centro-Oeste*. p.65-71.
- DARDENNE, M.A. et al. 1973. Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel (Goiás). In: CONG. BRAS. GEOL. 27, Aracaju, *Resumos.....* Aracaju, SBG, 1973, v.2, p.139-141 (boletim 1).

- DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife. SBG. v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMP. SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo da Bahia. p. 140-157.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock forming minerals. Non-silicates*. Vol. 5. Longman London. 371p.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. *Rock forming minerals. Single-chain silicates*. Vol. 2A. Longman London. 528p.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1982. *Rock forming minerals. Orthosilicates*. Vol. 1A (2ed). Longman London & New York. 919p.
- DePAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 53:189-202.
- DREHER, A.M.; GIRARDI, V.A.V, COMIN-CHIARAMONTI, P. 1989. Petrologia dos rodingitos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):224-236.
- EALLES, H.V.; TEIGLER, B.; MAIER, W.D. 1993. Cryptic variations of minor elements Al, Cr, Ti and Mn in Lower and Critical Zone orthopyroxenes of the Western Bushveld Complex. *Miner. Magaz.* 57:257-264.
- ELLIOTT, D. 1981. The strength of rocks in thrust sheets. *EOS*. 62:397.
- EVANS, A.M. 1980. *An Introduction to ore geology (Geoscience text)*. Vol 2. London, Blackwell Scienc. Publ. 231p.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosm. Acta*, 42:1199-1212.
- FARIA, A. & DARDENNE, M.A. 1995. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região Alto Paraiso de Goiás-São João da Aliança. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 5, Goiânia, 1995. *Anais...* Goiânia, SBG. Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 75-76.
- FERREIRA FILHO, C.F. & NALDRETT, A.J. 1993. The Niquelândia mafic-ultramafic complex revisited: tectonic setting and potential for PGE deposits. [ext.abs]: I Brazilian PGE Metg., *Extended Abstract Volume*, p. 25-28.
- FERREIRA FILHO, C.F.; FAWCETT, J.J.; NALDRETT, A.J. 1992a. The hercynite and quartz equilibria assemblages from the Niquelândia layered mafic-ultramafic complex, Brazil: Petrology and tectonic implications. [abst.]: Geol. Soc. America, Ann. Metg., *Abstracts with Program*. v24, p. A265.
- FERREIRA FILHO, C.F.; NALDRETT, A.J. 1991. Prograde metamorphism of the Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex - Brazil: Preliminary results. [abst.]: Geol. Assoc. Canada - Mineral Assoc. Canada, Ann. Metg., *Program with Abstracts*, v. 19, A37.

- FERREIRA FILHO, C.F.; NILSON, A.A.; NALDRETT, A.J. 1992b. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian. Research.*, 59:125-143.
- FERREIRA FILHO, C.F. 1995. *The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Complex, north-Goiás, Brazil: petrology, age and potencial for PGE ore deposits*. Toronto. 270p. (Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of the University of Toronto).
- FERREIRA FILHO, C.F.; KAMO, S.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E.; NALDRETT, A.J. 1994. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*. 68:241-255.
- FIGUEIREDO, A.N. 1978. *Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás*. Brasília. 104p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- FIGUEIREDO, J.A.; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, GO. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiania, 1981. *Ata...* Goiania, SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília. p.422-441.
- FLEET, M.E.; MacRae, N.D.; HERZBERG, C.T. 1977. Partition of nickel between olivine and sulfide: A test for immiscible sulfide liquids. *Contr. Min. Petr.*, 65:191-198.
- FONSECA, M.A. & DARDENNE, M.A. 1995. Tectônica transpressional no contexto do núcleo metamórfico externo da Faixa Brasília, em seu segmento setentrional. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 5, Goiania, 1995. *Anais...* Goiania, SBG-Núcleos Centro Oeste e Brasília. p.84-86.
- FROST, B.R. & LINDSLEY, D.H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: LINDSLEY, D.H. (ed). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance - Reviews in mineralogy*. 25. p.433-468.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMP. SOBRE CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SBG. p.118-130.
- FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. 1981. Geologia da região de Goianésia. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiania, 1981. *Anais...* Goiania, SBG, p.447-467.
- FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; SOARES, A.C.P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (ed.), *O Craton do São Francisco*. SBG\SGM\CNPq, Salvador. p.161-185.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A.; FIGUEIREDO, A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Colinas, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.* 18(1):56-62.

- FUCK,R.A.;NEVES,B.B.B.;CORDANI,U.G.;KAWASHITA,K.1989.Geocronologia Rb-Sr no Complexo de Barro Alto, Goiás: Evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central.*Geochim. Brasil.*,3(2):125-140.
- FUCK,R.A.1994.A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins.In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,4. Brasília,1994.*Resumos...*Brasília,SBG.p.184-187.
- FUJI,M.1989.*REE geochemistry and Sm/Nd geocronology of the Cana Brava Complex-Brazil*.Kobe.55p (Master Thesis, Universit of Kobe).
- GIRARDI,V.A.V. & KURAT,G.1982.Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - mineral compositions and evolution.*Rev. Bras. Geol.*,12(1-3):313-323.
- GIRARDI,V.A.V.; FERRARA,G.R.;SIENA,F;SINIGOI,S.1981.Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria.*N. Jb. Miner. Abh.*,142(3):270-291.
- GIRARDI,V.A.V.;KAWASHITA,K.;BASEI,M.A.S.;CORDANI,U.G.1978.Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos.In:CONGR. BRAS. GEOL.;30.Recife,1978.*Anais...*Recife,SBG.v.1,p.337-347.
- GIRARDI,V.A.V.1978.Estudo preliminar sobre a petrologia do Maciço de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;30.Recife,1978.*Resumos...*Recife,SBG.Bol.1,p.76.
- GIRARDI,V.A.V;COUTINHO,J.M.V.;MATSUI,K.;SILVEIRA,T.1976.Os rodingitos do Complexo de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;29.Ouro Preto,1976.*Resumos...*Ouro Preto,SBG., p.342.
- GIRARDI,V.A.V;RIVALENTI,G.;SINIGOI,S.1986.The petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil.*Jour. Petrol.*27(3):715-744.
- GODOY,A.C.1968.Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos. In: CONGR. BRAS. GEOL.;22.Belo Horizonte,1968.*Anais...*Belo Horizonte,SBG.,p.223-229.
- GRAIG,J.R. & VAUGHAN,D.J.1981.*Ore microscopy and ore petrography*.John Wiley & Sons, Inc.405p.
- GREEN,D.H. & RINGWOOD,A.E.1967a.The genesis of basaltic magmas.*Contr. Min. Petrol.*15:103-190.
- GREEN,D.H. & RINGWOOD,A.E.1967b.An experimetal investigation of the gabbro to eclogite tranformation and its petrological applications.*Geoch. Cosm. Acta*,31:767-833.
- HAGGERTY,S.E.1976.Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks.RUMBLE III,D.(ed), *Oxide Minerals-Reviews in Mineralogy* 3:Hg101-Hg300.
- HANSON,G.N.1980.Rare earth elements in petrologenetetic studies of igneous systems.*Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*,8:371-406.

- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D.1979.Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bul.*,63(7):1016-1058.
- HARMER,R.E. & SHARPER,M.R.1985.Field relations and strontium isotope systematics of the marginal rocks of the Eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*. 80:813-837.
- HASKIN,L.A.1984.Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. In:HENDERSON,P.(ed).*Rare earth element geochemistry*.Amsterdam,Elsevier.p.115-152
- HASUI,Y. & MAGALHAES,F.S.1990.Modelo estrutural e evolutivo da Mina de Cana Brava (GO) e sua importância.*Geociências*,9:1-34.
- HAWTHORNE,F.C.1982. Crystal chemistry of the amphiboles.In.VEBLEN,D.R. & RIBBE,P.H. (ed). *Amphibole: Petrology and experimental phase relations - Reviews in Mineralogy*. 9A.p.1-25.
- HENDERSON,P.1984.General geochemical properties and abundances of the rare earth elements.In:HENDERSON,P(ed).*Rare earth element geochemistry*. Amsterdam,Elsevier.p1-32.
- HOOVER,J.D.1989.Petrology of the Marginal Bordes Series of the Skaergaard Intrusion.*Jour. Petrol.* 30 (2):399-349.
- HUPPERT,H.E. & SPARKS,R,S.1984.Double-diffusive convection due to crystallization in magmas.*Ann. Rev. Earth Planet.Sci.*12:11-37.
- HUPPERT,H.E. & SPARKS,R.S.J.1980.The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense, ultrabasic magma.*Contr. Miner. Petrol.*,75:279-289.
- HUPPERT,H.E. & TURNER,J.S.1981.A laboratory model of a replenished magma chamber.*Earth and Planet. Sci. Let.*,54:144-152.
- HUPPERT,H.E.; TURNER,J.S. & SPARKS,R,S.1982. Replenished magma changes: effects of compositional zonation and input rates.*Earth and Planet. Sci. Let.*,57:345-357.
- IRVINE,T.N.1980.Magmatic density currents and cumulus processes.*Amer. Jour.Science*,280-A:1-58.
- IRVINE,T.N.1980.Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization,and adcumulus growth in the Muscox Intrusion and other layered intrusions.In.HARGRAVES,R.B.(ed),*Physics of magmatic processes*.New Jersey. Princeton Univers. press.p.325-383.
- IRVINE,T.N.1982.Terminology for Layered Intrusions.*Jour. Petrol.*,23(2):127-162.
- IRVING,A.J.1978.A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geoch. Cosm. Acta*,42:743-770.
- ISHIWATARI,A.1984.Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: Evidence for unusually thick oceanic crust.*Jour. Petrol.*,26(1):1-30.

- JACKSON,E.D.1967.Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld Intrusions.In:WILLIE,P.J.(ed).*Ultramafic related rocks*.New York.p.20-38.
- JACKSON,E.D.1970.The cyclic unit in layered intrusions-a comparasion of repetitive stratigraphy in the ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke, and Bushveld Complexes.*Spec. Publ.Geol. Soc.S.Afr.*,1:391-429.
- KRUGER,F.J & MARSH,J.S.1982.Significance of Sr87/Sr86 ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex.*Nature*.298:53-55.
- KUSHIRO,I.1960.Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. Journ. of Science*.258:548-554.
- LEAKE,B.E.1978.Nomenclature of amphibole.*Can. Mineral.*,16:501-520.
- LEÃO NETO,R. & OLIVATTI,O.1983.*Projeto Palmeirópolis - Etapa preliminar*. ConvênioDNPM-CPRM.Goiânia,29p. (inédito).
- LeBAS,M.J.1962.The role of aluminun in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.*Amer. Journ. of Science*,260:267-288.
- LIU, C.C.1988.A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MMS do LANDSAT.SIMP. BRAS. SENS. REMOT.,5.Natal.1988.*Anais...Natal*,p.282-293.
- LOWELL,J.D.1972.Spitsbergen Tertiary Orogeny Belt and the Spitsbergen fracture zone.*G.S.A.Bull*.83:3091-3101.
- MAMEDE, L.ROSS,J.L.S.;SANTOS,L.M.1981.Geomorfologia. In.*PROJETO RADAMBRASIL-Levantamento Recursos Naturais*.Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro.p197-248.
- MANDL,G. & CRANS,W.1981.Gravitational gliding in deltas.In:McCLAY,K.R. & PRICE,N.J.(ed).Thrust and nappe tectonics.*Spec. Publ.Geol.Soc.Lond*.9,41-54.
- MARINI, O.J.;FUCK,R.A.1981.A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,1,Goiania,1981.*Ata...Goiania*,SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília.p.716-745.
- MARINI,O.J. & BOTELHO,N.F.1986.A província de granitos estaníferos de Goiás. *Rev. Bras. Geol*.16:119-131.
- MARINI,O.J.;DARDENNE,M.A.;FUCK,R.A.;FARIA,A.1976.Projeto Serra Dourada-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL.;29.Ouro Preto,1976.*Resumos...Ouro Preto*,SBG, p.15-16.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.;LOGUEIRO,S.O.C.;RAMALHO,R. 1984.As faixas de dobramentos Brasília,Uruaçú e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS,C. ;CAMPOS,D.A.; DERZE,G.R.; ASMUS,H.E.(coords.). *Geologia do Brasil*. DNPM.Brasília.p.251-303.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.1981.A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento.In:SIMP. SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E

- SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo da Bahia. p.110-115.
- MARINI, O.J.; FUCHS, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. 1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.* 7:304-324
- MARINI, O.J.; LIBERAL, O.J.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.H.; SOUZA, S.I. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Recife. 1978. *Resumos...* Recife, SBG. Bol. Esp. 1:126-127.
- MARINI, O.J.; CAMPOS NETO, M.C.; FRÁGUAS, S.R.; SILVA, M.T.; VIEIRA, S.A.B. 1974. Folha Dois de Julho (SD-22-X-D-111-3), 1/50.000. Brasília. FUB/DNPM. *Projeto Serra Dourada* (inédito).
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37:239-248.
- MATSUI, K.; GIRARDI, V.A.V.; BASEI, M.A.S.; HASUI, Y. 1976. Idades K/Ar do Complexo Básico-Ultrabásico de Cana Brava - Goiás. In: ONGR. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG., p.269-277.
- McBIRNEY, A.R. & NOYES, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Jour. Petrol.*, 20(3):487-554.
- McCALLUM, I.S.; RAEDEKE, L.D.; MATHEZ, E.A. 1980. Investigations of the Stillwater Complex: Part I. Stratigraphy and structure of the banded zone. *Amer. Jour. Science*. 280-A:59-87.
- MERCIER, J.C.C. & NICOLAS, A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Jour. Petrol.*, 16(2):454-487.
- MILEWSKI, J.P.; PAMPLONA, R.; OSTRONOFF, C.; SARMENTO, C.E.M. 1970. Excursão N°7: Região de Cana Brava. In: CONGR. BRAS. GEOL., 24. Brasília, 1970. *Bol. Esp. n°02...* Brasília, SBG, p.115-130.
- MISHA, K.C. & FLEET, M.E. 1973. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. *Economic Geology*, 68:518-539.
- MOTTA, J.; ARAÚJO, V.; MELLO, J.C.R.; OGUINO, K. 1972. *Projeto Niquelândia. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. vol.1, 224p (inédito).
- NAGAO, M. 1974. *Mapa geológico do Complexo de Cana Brava-GO (1:50.000)*. Mineração de Amianto S.A (SAMA), Minaçu-GO, Brasil. (inédito).
- NALDRETT, A.J. & von GRUENEWALDT, G. 1989. The association of PGE with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Economic Geology*. 84:180-187.
- NALDRETT, A.J.; GASPARRINI, E.C.; BARNES, S.J.; von GRUENEWALDT, G.; SHARPE, M.R. 1986. The upper critical zone the Bushveld Complex and a model for origin of Merensky-Type ores. *Economic Geology*, 81:1105-1118.

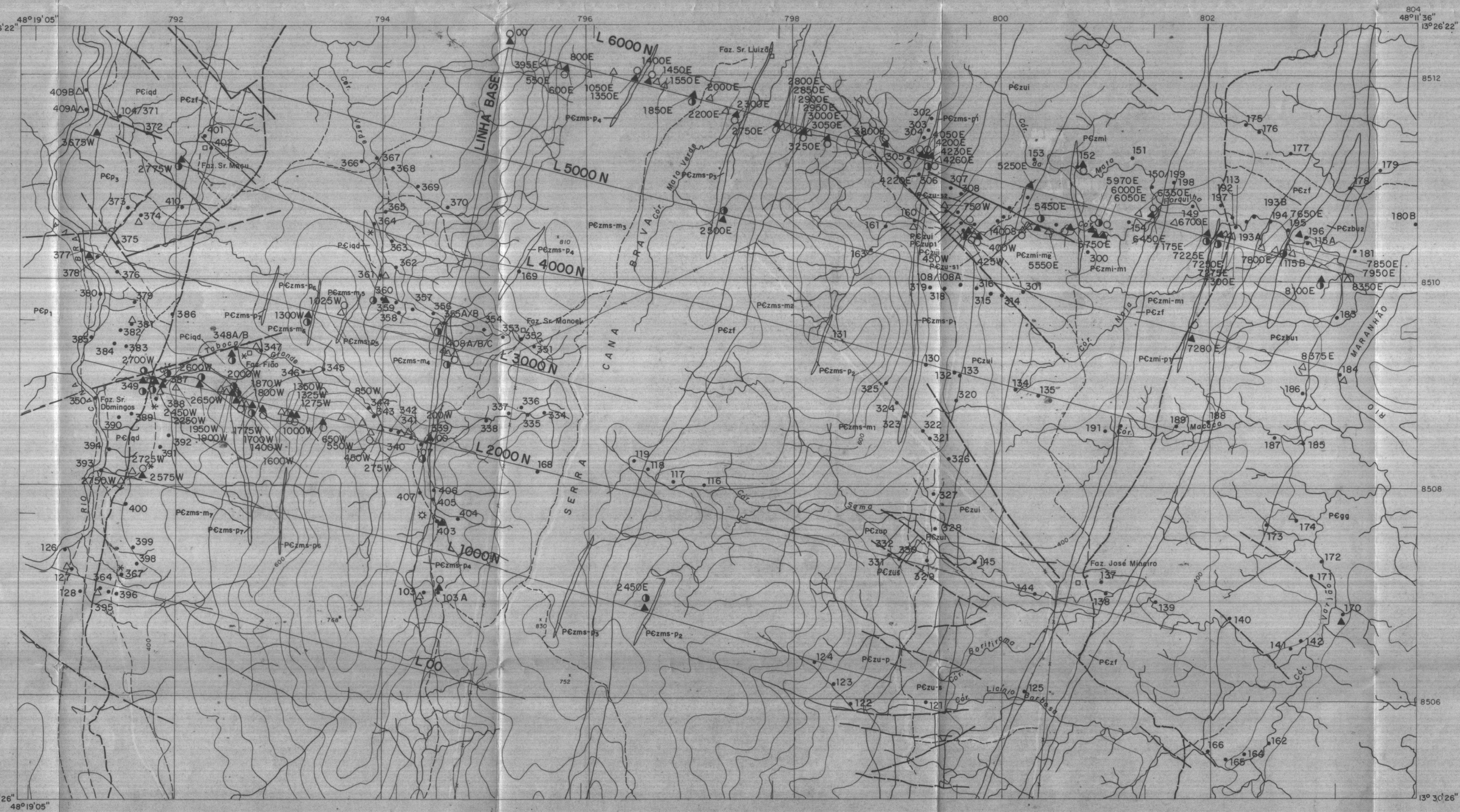
- NALDRETT,A.J.;BRUGMANN,G.E.;WILSON,A.H.1990.Models for the concentration of PGE in layered intrusions.*Can. Mineral.*,28:289-408.
- NALDRETT,A.J.1989.*Magmatic sulfide deposits*.New York,Clarendon Press & Oxford Univ. Press.189p
- NALDRETT,A.J.1993.Models for the formation of strata-bound concentrations of platinum-group elements in layered intrusions.In.Kirkhan,R.V.,Sinclair,W.D,Thorpe,R.I. and Duke,J.M.(eds.),*Mineral Deposit Modeling:Geological Association of Canada, Special Paper*, 40:373-387.
- NICOLAS, A.1987.*Principles of rock deformation*.2°ed.Dordrecht,D.Reidel Publishing Company.208p.
- NICOLAS,A. & DUPUY,C.1984.Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites.*Tectonophysics*,110:177-187.
- NICOLAS,A. & POIRIER,J.P.1976.*Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley-Interscience.New York.
- NILSON,A.A.;BOTELHO,N.F.;FERREIRA FILHO,C.F.1994.Rifteamento meso-proterozóico no Centro-Norte de Goiás.In: CONG. BRAS. GEOL.,38,Camburiú,1994.*Resumos...*Camburiú.p.248-259.
- O'LEARY, D.W.;FRIEDMAN,D.D.;POHN,HA.1976.Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms.*Geol. Soc. Am. Bul.* 97:1463-1469.
- OLIVEIRA,A.M.1993.*Petrologia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para Elementos do Grupo da Platina (EGP) no Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, Goiás*. 86p.Brasília.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- PALACZ,Z.A.1985.Sr-Nd-Pb isotopic evidence for crustal contamination in the Rhum intrusion.*Earth Planet. Sci. Lett.*,74:35-44.
- PAMPLONA,R.I. & NAGAO,M.1981.Jazimentos de aminato crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás.IN: SCHMARTZ,W.H.(coord.).*Os Principais depósitos minerais da região Centro-Oeste*.DNPM,1981,p.77-137.
- PARKER, R.G.1988.*Geological structures and moving plates*.1°ed.New York, Chapman and Hall.337p.
- PASSHIER,C.W. & SIMPSON,C.1986.Porphyroclast systems as kinematic indicators.*Journ. Struct. Geol.*,8(8):831-843.
- PASSHIER,C.W.;MYERS,J.S.;KRÖNER,A.1990.*Field geology of high-grade gneiss terrains*.1°ed.Berlin, Springer-Verlag.150p.
- PIMENTEL,M.M & FUCK,R.A.1987.Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO).*Rev. Bras. Geoc.* 17(1):2-14.

- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1991. Idades U-Pb em zircão de meta-riolito do Grupo Araí e granitos associados. *Bol. Infor. SBG, Núcleo Centro-Oeste*, 14:41-52.
- PIMENTEL, M.M. et al. 1993. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro-Oeste. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4, Brasília, 1993. *Anais...* Brasília, SBGq.p.255-256.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-tube acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- PRESNALL, D.C.; DIXON, S.A.; DIXON, J.R.; O'DONNELL, T.H.; BRENNER, N.L.; SCHROCK, R.L.; DYCUS, D.W. 1978. Liquidus phase relations on the join diopside-fosterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contr. Miner. Petrol.*, 66:203-220.
- QUEIROZ, C.L. 1995. *Caracterização dos domínios estruturais e da arquitetura do Greenstone Belt de Crixás, GO*. 177p. Brasília. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- RAEDEKE, L.D.; McCALLUM, I.S. 1984. Investigations in the Stillwater Complex: Part II. petrology and petrogenesis of the Ultramafic Series. *Jour. Petrol.* 25:395-420.
- RAMSAY, R.G. & HUBER, M., I. 1987. *Modern structural geology*. vol.2. San Diego, Acad. Press Inc. 700p.
- RAMSAY, R.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill. New York. 568p.
- RAMSAY, R.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.* 2(1/2):83-99.
- REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G. 1984. Influência do evento geodinâmico Brasileiro nos resultados radiométricos do centro-oeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p.2276-2288.
- RIBBIE, P.H. 1983. Chemistry, structure and nomenclature of feldspars. In: RIBBIE, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy - Review in Mineralogy*. 2.p.1-20.
- RIBEIRO FILHO, W. & TEIXEIRA, N.A. 1981. Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Canabrava. Goiania, SBG-Núcleo Centro-Oeste, *Bol. Inform.* 10:157-173.
- RICHARD, L.R. 1995. Mimpet for windows-version 2.02-reference manual, Minpet Geological Software, Quebec, Canada.
- RILEY, J.F. 1977. The pentlandite group (Fe,Ni,Co)₉S₈: new data and an appraisal of structure-composition relationships. *Min. Magaz.*, 41:345-349.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; SINIGOI, S.; ROSSI, A.; SIENA, F. 1982. The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Brazil: petrological considerations. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:380-391.

- ROBINSON,P.1980.The composition space of terrestrial pyroxenes-internal and external limits.In:PREWITT,C.T. (ed).*Pyroxenes;Reviews in Mineralogy*.7.p.419-494.
- ROBINSON,P.;SPEAR,F.;SCHUMACHER,J.C.;LAIRD,J.;KLEIN,C.;EVANS,B.W.;DAALAN,B. L.1982.In: In.VEBLEN,D.R. & RIBBE,P.H. (ed). *Amphibole: Petrology and experimental phase relations - Reviews in Mineralogy*. 9B.p.1-227.
- RODRIGUES,J.E. & LIU,C.C.1988.A geometria da iluminação solar e sua influência na observação de estruturas geológicas em imagens orbitais.SIMP. BRAS. SENS. REMOT.,5.Natal.1988.*Anais...Natal*,p.294-302.
- SACK,R.O. & GHIORSO,M.S.1991. Chromite as a petrogenetic indicator.In:LINDSLEY,D.H.(ed).*Oxide mineral:Petrology and magnetic significance - Reviews in Mineralogy*.25.p.323-354.
- SANDERSON,D.J. & MARCHINI,W.R.D.1984.Transpression.*Jour. Struc. Geol.* (5):449-458.
- SANDIFORD,M. & POWELL,R.1986.Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples.*Earth Plan. Scie. Letters*,79:151-158.
- SHARPE,M.R.1981.The chronology of magma influxes to eastern compartment of the Bushveld Complex as exemplified by its marginal border groups.*Jour. Geol. Soc. London*,138:307-326.
- SHARPE,M.R.1985.Strontium isotope evidence for preserved density stratification in main zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Nature*,316:119-126.
- SIBSON,R.H.1977.Fault rocks and fault mechanisms.*J.Geol. Soc. Lond.*,133:191-213.
- SILVA,F.O.1991.*Geologia,estrutura,petrologia e mineralizações de Fe, Ti,V associados ao Complexo Gabro-Anortosítico Acamadado de Santa Barbara (Goiás)*.Brasília.177p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- SIMKIN,T. & SMITH,J.V.1970.Minor element distribution in olivine.*Jour. Geol.*,78:304-325p.
- SMITH,J.V.1983.Some chemical properties of feldspars. In:RIBBE,P.H.(ed).*Feldspar mineralogy - Review in Mineralogy*.2.p.281-296.
- SOARES,P.C. & FIORI,A.P.1976.Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografia aérea em geologia.*Notícias Geomorfológicas*.Campinas, 16(32):71-104.
- SPARKS,R.S.J. & HUPPERT,H.E.1984.Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications.*Contr. Miner.Petrol*,85:300-309.
- SPEAR,F.S.1981.An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite.*Am. Jour. Sci.*,281:697-734.
- STACHE,G.A.1973.*Untersuchungen zur Geologie, Petrografie, Metamorphose und Genese des Basich-Ultrabasischen Massivs von Barro Alto - Goiás (Brasilien)*. Clausther Geol. Abh.,24,149.Verlag Ellen Pilger, Berlin.

- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12:1-33.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1991. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.* 22 (2):204-215.
- SUN, S.-S. 1982. Chemical composition and origin of earth's primitive mantle. *Geoch. Cosm. Acta*, 46:179-192.
- TREUIL, M.; JORON, J.L.; JAFFREZIC, H. 1977. Trace element geochemistry of magmatic rock series of converging and diverging plate boundaries. *Jour. Radional. Chem.*, 38:351-362.
- TURNER, J.S. & CAMPBELL, I.H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 23:255-352.
- VERNON, R.H. 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Jour. Metam. Geol.*(5):51-68.
- VON GRUENEVALDT, G.; SHARPE, M.R.; HATTON, C.J. 1985. The Bushveld complex: Introduction and review. *Economic Geology*. 80:803-812.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1968. *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Ltd. Edimburgh, 588 p.
- WAGER, L.R. 1960. The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *Jour. Petrol.*, 1:364-398.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. 1979. The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. *Precambrian Res.*, 8:1-17.
- WERNICK, E. 1981. The Archaean of Brazil. *Earth-Sci. Rev.*, 17:31-48.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struc. Geol.*, 2(12):175-187.
- WILSON, A.H. 1982. The geology of the Great "Dyke," Zimbabwe: The ultramafic rocks. *Jour. Petrol.*, 42:109-124.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis-a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman. 466p.
- WINKLER, H.G. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4th ed. Springer. 334 p.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3(3):342-532.

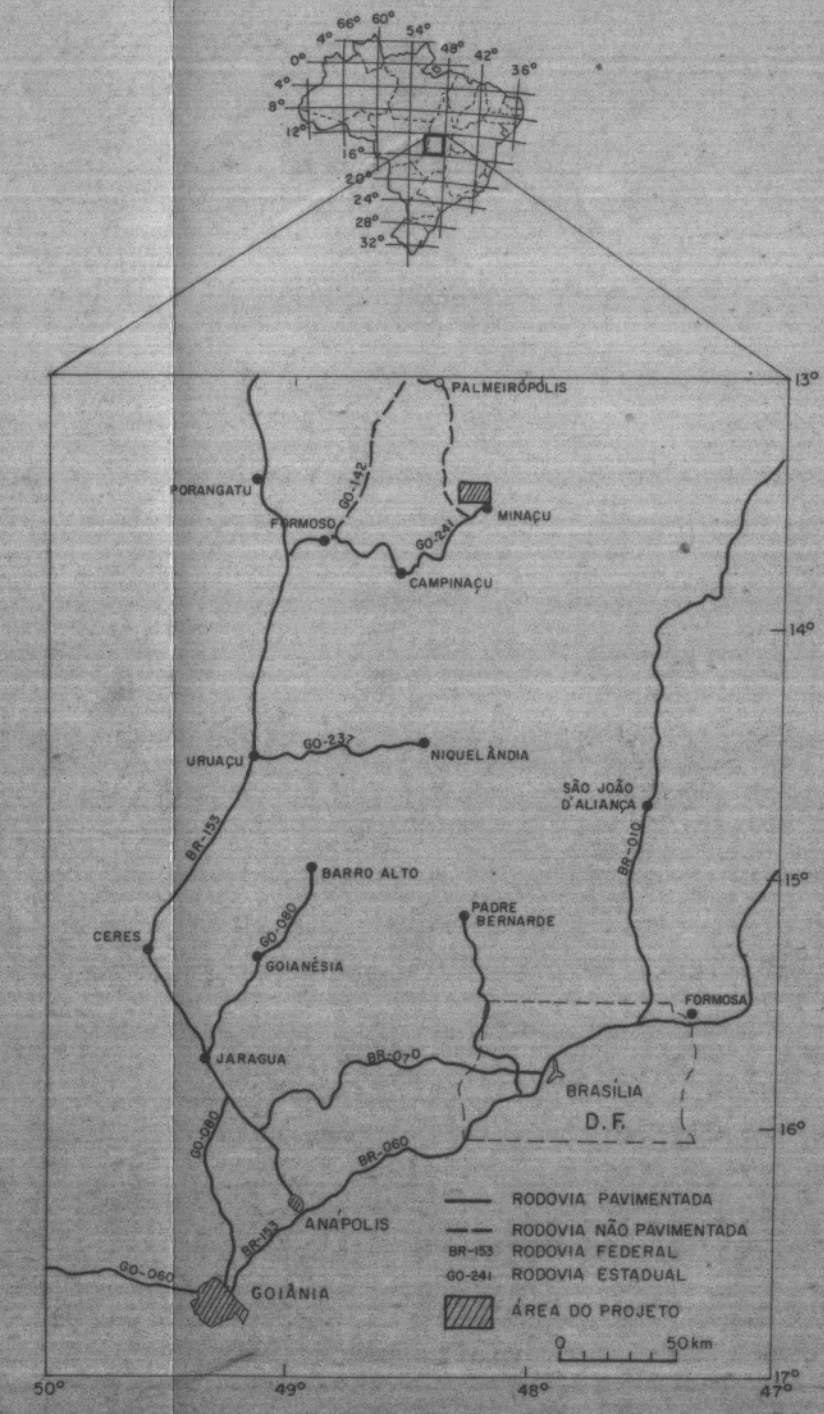
ANEXOS



LEGENDA

S.V.S. PALMEIRÓPOLIS	PEp1	PEp1 - DIOPSÍDIO-GRANADA ANFIBOLITOS, BIOTITA-GRANADA-AFIBOLITOS Finos a médios, localmente com bandamentos metamórficos
	PEp3	PEp3 - (GRANADA?) - MUSCOVITA - QUARTZO - XISTOS
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA	PEin	ZNB - HIPERTÊNIO-QUARTZO-NORITOS, HIPERTÊNIO-BIOTITA-GRANADA-GNÁISES, ULTRAMILONITOS RICOS EM QUARTZO (localmente com porfiroclastos de hiperstênio), BIOTITA-ANFIBÓLIO-NORITOS. XENÓLITOS DE GABRO NORITOS A NORITOS, HORNBLENDA NORITOS E ANFIBOLITOS.
	PEzf	ZNC - NORITOS PEzf - ZONA DE FALHA com predomínio de ultramilonitos ricos em quartzo e anfibolitos subordinados.
	PEzms-m7	PEzms-m7 - NORITOS E GABRO NORITOS MÉDIOS, isotrópicos, às vezes protomiloníticos e miloníticos e granulitizados. SUBZONA - ZMS-07
	PEzms-p7	PEzms-p7 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. SUBZONA - ZMS-06
	PEzms-me	PEzms-me - NORITOS E GABRO NORITOS médios a grosseiros, isotrópicos. Localmente miloníticos e granulitizados.
	PEzms-pe	PEzms-pe - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. SUBZONA - ZMS-05
	PEzms-m9	PEzms-m9 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PEzms-p5	PEzms-p5 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. SUBZONA - ZMS-04
	PEzms-m4	PEzms-m4 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, granulitizados. Localmente corpos intrusivos hiperstênio-quartzo-dioritos.
	PEzms-p4	PEzms-p4 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, OLIVINA-WEBSTERITOS, isotrópicos. AUTOLITOS DE GABRO NORITOS finos. SUBZONA - ZMS-03
	PEzms-m3	PEzms-m3 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS finos e granulitizados.
	PEzms-p3	PEzms-p3 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS A MELAGABRO NORITOS CORONÍTICOS A OLIVINA, isotrópicos. SUBZONA - ZMS-02
COMPLEXO GRANÍTO GNAISSICO	PEzms-m2	PEzms-m2 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PEzms-p2	PEzms-p2 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. Localmente com recristalização granulítica. SUBZONA - ZMS-01
	PEzms-m1	PEzms-m1 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PEzms-p1	PEzms-p1 - WEBSTERITOS de cor preta, isotrópicos. Localmente feldspáticos.
	PEzul	PEzul - ZONA ULTRAMÁFICA INDEFERENCIADA (SERPENTINITOS?) (PIROXENITOS?) (SOLO). SUBZONA - ZU-02
	PEzu-s2	PEzu-s2 - SERPENTINITOS de cor castanho, intesamente alterados.
	PEzu-p1	PEzu-p1 - WEBSTERITOS MÉDIOS, WEBSTERITOS GROSSEIROS A PEGMATÓIDES, WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. SUBZONA - ZU-01
	PEzu-s1	PEzu-s1 - SERPENTINITOS de cor verde a castanho, intesamente alterados e deformados, localmente com fibras de crisotilo. Intercalações centimétrica a decimétrica de metagabro noritos e metapiroxenitos.
	PEzmi-m2	PEzmi-m2 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, granulitizados. Localmente com substituições para anfibolitos. SUBZONA - ZM1-02
	PEzmi-p2	PEzmi-p2 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, ANFIBÓLIO-MELAGABRO NORITOS, localmente granulitizados.
	PEzmi-m1	PEzmi-m1 - METAGABRO NORITOS MILONÍTICOS, de granulização fina, granulitizados. Localmente com substituições para anfibolitos. SUBZONA - ZM1-01
	PEzmi-p1	PEzmi-p1 - CLINOPIROXÊNIO - METAGORTIPIROXÊNITO FELDSPÁTICO, médio a fino e granulitizado.
SUBZONA BASAL		
PEsb3	PEsb3 - METAGABRO NORITOS ULTRAMILONÍTICOS, finos, granulitizados, frequentemente substituídos por minerais da fácies xistoverde (anfibiolo, clorita, talco, epidoto).	
PEsb2	PEsb2 - OLIVINA-MELAGABRO NORITOS CORONÍTICOS, localmente com texturas isotrópicas preservadas.	
PEsb1	PEsb1 - METAGABRO NORITOS ULTRAMILONÍTICOS, finos, granulitizados, frequentemente substituídos por minerais da fácies xistoverde (anfibiolo, clorita, talco, epidoto).	
PEgg	PEgg - BIOTITA - MUSCOVITA - AUGEN GNÁISES MILONÍTICOS, GRANADA - BIOTITA - MUSCOVITA - GNÁISES BANDADOS E ULTRA MILONÍTICOS, de composição granítica e granodiorítica.	

* IND - INTRUSÕES NORÍTICAS



BASE PLANIMÉTRICA: CARTA TOPOGRÁFICA - MINAÇU - SD.22-X-D-IV - ESCALA - 1:100.000
 CARTA TOPOGRÁFICA - PALMEIRÓPOLIS - SD.22-X-D-III - ESCALA - 1:100.000
 DSG - MINISTÉRIO DO EXÉRCITO

CURVAS DE NÍVEL : 40m

BASE HIDROGRÁFICA: FOTOGRAFIAS AÉRFAS - PROSPÉC - PROJETO BRASÍLIA - 1969
 ESCALA APROXIMADA : 1:43.850

- CONTATO GEOLÓGICO
- FALHA
- XENÓLITO (X) / AUTOLITO (A)
- CONVENÇÕES AMOSTRAGEM
- △ LÂMINA DELGADA
 - ▲ LÂMINA POLIDA - ANÁLISE QUÍMICA MINERAL
 - AMOSTRA - ANÁLISE LITOGEOQUÍMICA - ELEMENTOS MAIORES/MENORES/TRAÇOS
 - AMOSTRAS - ANÁLISE LITOGEOQUÍMICA - ELEMENTOS MAIORES/MENORES/TRAÇOS/ETR
 - PONTO DE DESCRIÇÃO GEOLÓGICA/AMOSTRAGEM
- CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS
- ESTRADA PRINCIPAL
 - ESTRADA SECUNDÁRIA
 - CERCA
 - SEDE FAZENDA
 - DRENAGEM
 - CURVA DE NÍVEL
 - PICADAS/LINHA BASE

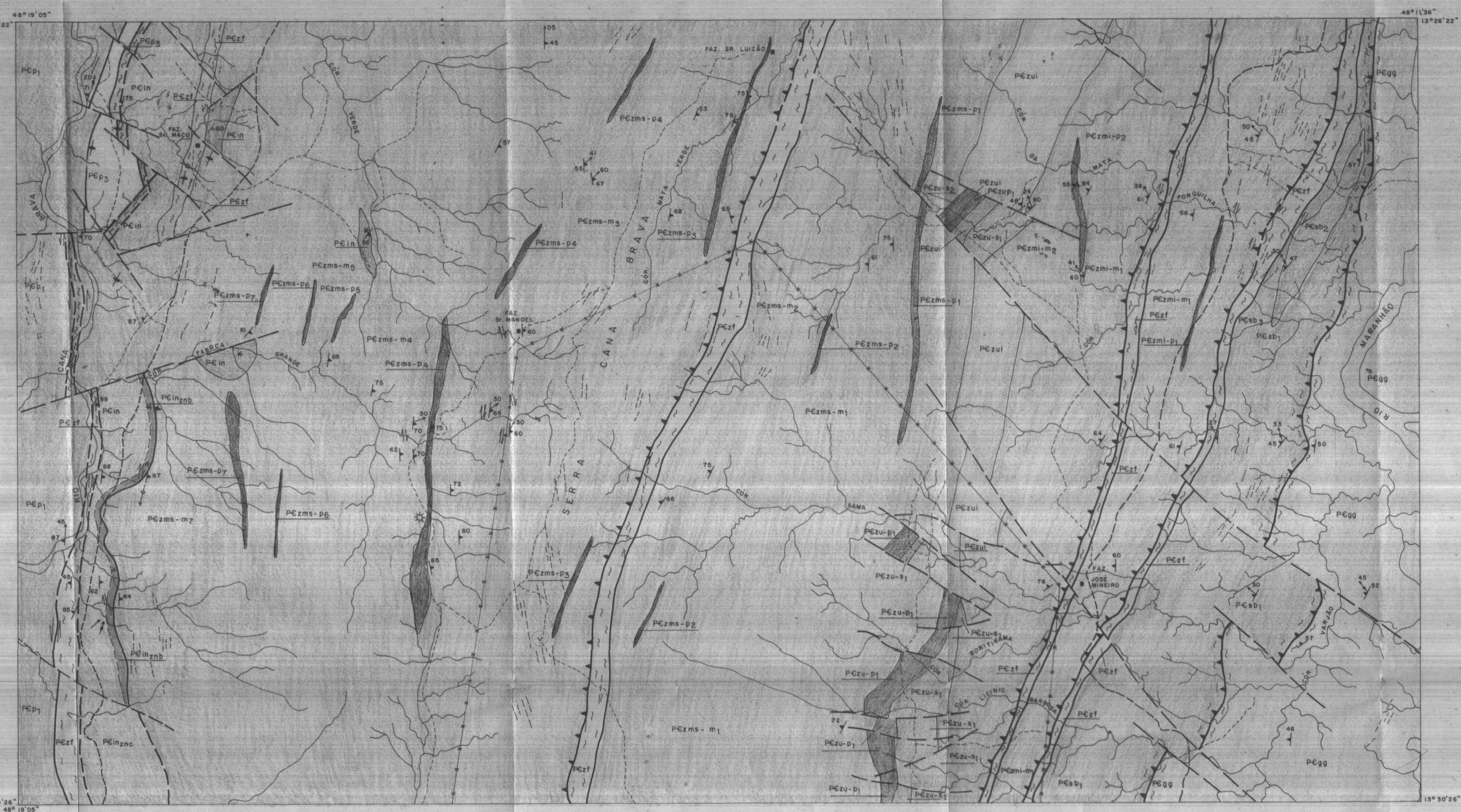
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MAPA DE PONTOS E LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 118 - THIERS MUNIZ LIMA

ESCALA 1:25.000 DATA 21/02/1997



LEGENDA

S.V.S. PALMEI- RÓPOLIS	PCp1	PCp1 - DIOPSÍDIO-GRANADA ANFIBOLITOS, BIOTITA - GRANADA - ANFIBOLITOS Finos a médios, localmente com bandamentos metamórficos.
	PCp3	PCp3 (GRANADA?) MUSCOVITA - QUARTZO - XISTOS.
IN	PCIn	Znb - QUARTZO-NORITO HIPERTÊNIO-BIOTITA-GRANADA-GNAÍSES, ULTRAMILONITOS RICOS EM QUARTZO (localmente com porfiroclastos de hiperstênio), BIOTITA-ANFIBÓLIO-NORITOS XENÓLITOS DE GABRONORITOS A NORITOS, HORNBLENDA NORITOS E ANFIBOLITOS
	PCzf	Znc - NORITOS, HORNBLENDA NORITOS, HORNBLENDA - BIOTITA - NORITOS. PCzf - ZONA DE FALHA com predomínio de ultramilonitos ricos em quartzo e anfibólitos subordinados.
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA	PCzms-m7	SUBZONA - ZMS-07 PCzms-m7 - NORITOS E GABRONORITOS MÉDIOS, isotrópicos, às vezes protomiloníticos a miloníticos e granulitizados.
	PCzms-p7	SUBZONA - ZMS-06 PCzms-p7 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos.
SÉRIE CANA BRAVA	PCzms-m6	SUBZONA - ZMS-06 PCzms-m6 - NORITOS E GABRONORITOS médios a grosseiros, isotrópicos. Localmente miloníticos e granulitizados.
	PCzms-p6	SUBZONA - ZMS-05 PCzms-p6 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos.
ZONA MÁFICA SUPERIOR	PCzms-m5	SUBZONA - ZMS-05 PCzms-m5 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PCzms-p5	SUBZONA - ZMS-04 PCzms-p5 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos.
ZONA MÁFICA INFERIOR	PCzms-m4	SUBZONA - ZMS-04 PCzms-m4 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS, granulitizados. Localmente corpos intrusivos hiperstênio-quartzo-dioritos.
	PCzms-p4	SUBZONA - ZMS-03 PCzms-p4 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, OLIVINA - WEBSTERITOS, isotrópicos. AUTOLITOS DE GABRONORITOS finos.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzms-m3	SUBZONA - ZMS-03 PCzms-m3 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS finos e granulitizados.
	PCzms-p3	SUBZONA - ZMS-02 PCzms-p3 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS A MELAGABRONORÍTICOS A OLIVINA, isotrópicos
COMPLEXO GRANITO GNAÍSSICO	PCzms-m2	SUBZONA - ZMS-02 PCzms-m2 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PCzms-p2	SUBZONA - ZMS-01 PCzms-p2 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos. Localmente com recristalização granulitizados.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzms-m1	SUBZONA - ZU-01 PCzms-m1 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS, granulitizados.
	PCzms-p1	SUBZONA - ZMI-02 PCzms-p1 - WEBSTERITOS de cor preta, isotrópicos. Localmente feldspáticos
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzu-1	SUBZONA - ZU-02 PCzu-1 - ZONA ULTRAMÁFICA INDIFERENCIADA (SERPENTINITOS ? / PIROXENITOS ? / SOLO).
	PCzu-s2	SUBZONA - ZU-02 PCzu-s2 - SERPENTINITOS de cor castanho, intensamente alterados.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzu-p1	SUBZONA - ZU-01 PCzu-p1 - WEBSTERITOS MÉDIOS, WEBSTERITOS GROSSEIROS A PEGMATÓIDES, WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, isotrópicos
	PCzu-s1	SUBZONA - ZMI-02 PCzu-s1 - SERPENTINITOS de cor verde a castanho, intensamente alterados e deformados, localmente com fibras de cristão. Intercalações centimétrica a decimétrica de metagabronoritos e metapiroxenitos.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzmi-m2	SUBZONA - ZMI-02 PCzmi-m2 - METAGABRONORITO MILONÍTICOS, granulitizados. Localmente com substituições para anfibólitos.
	PCzmi-p2	SUBZONA - ZMI-01 PCzmi-p2 - WEBSTERITOS FELDSPÁTICOS, ANFIBÓLIO - METAGABRONORITOS, localmente granulitizados.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCzmi-m1	SUBZONA - ZMI-01 PCzmi-m1 - METAGABRONORITOS MILONÍTICOS, de granulção fina granulitizados. Localmente com substituições para anfibólitos.
	PCzmi-p1	SUBZONA - ZMI-01 PCzmi-p1 - CLINOPIROXENO - METAGORTOPIROXENITO FELDSPÁTICO, médio a fino e granulitizado.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCsb3	SUBZONA - ZMI - SB PCsb3 - METAGABRONORITOS ULTRAMILONÍTICOS, finos, granulitizados, frequentemente substituídos por minerais da fácies xistoverde (anfíbólios, clorita, talco, epidoto).
	PCsb2	PCsb2 - OLIVINA - METAGABRONORITOS CORONÍTICOS, localmente com texturas isotrópicas preservadas.
ZONA ULTRAMÁFICA	PCsb1	PCsb1 - METAGABRONORITOS ULTRAMILONÍTICOS, finos, granulitizados frequentemente substituídos por minerais da fácies xistoverde (anfíbólios, clorita, talco, epidoto).
	PCgg	PCgg - BIOTITA-MUSCOVITA - AUGEN GNAÍSES MILONÍTICOS, GRANADA - BIOTITA - MUSCOVITA, GNAÍSES BANDADOS ULTRAMILONÍTICOS, de composição granítica e granodiorítica.

* IN - INTRUSÕES NORÍTICAS

CONVENÇÕES ESTRUTURAIS E GEOLÓGICAS

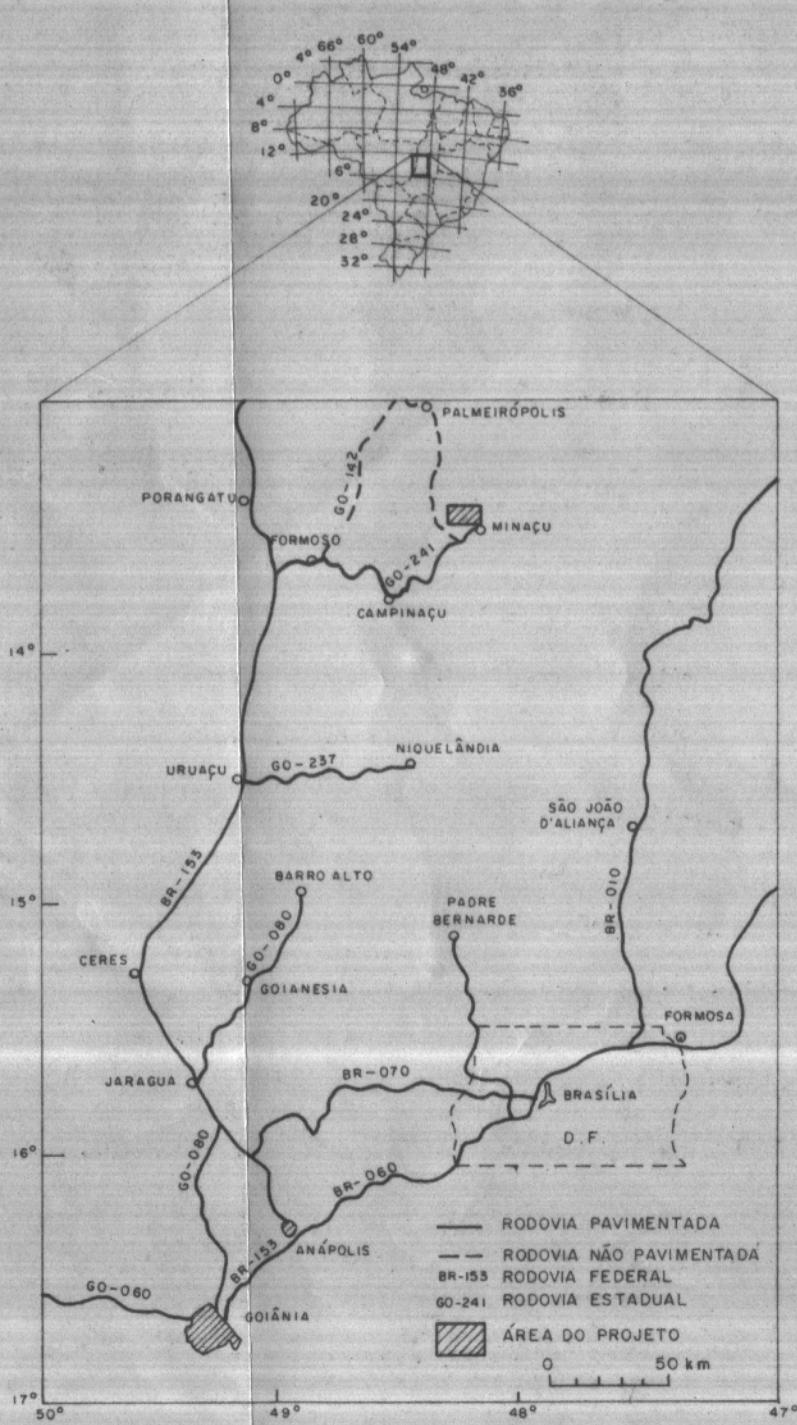
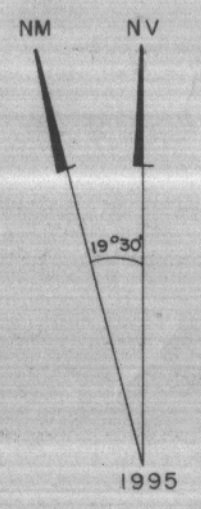
- 90 DIREÇÃO E MERGULHO DE FOLIAÇÃO Sn
- FOLIAÇÃO Sn VERTICAL
- LINEAÇÃO MINERAL
- LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO
- LINEAÇÃO DE EIXO DE DOBRAS
- INDICADOR CINEMÁTICO
- ACAMAMENTO IGNEO - SO
- FOTOLINEAMENTOS - FOLIAÇÃO
- FALHA INFERIDA
- FALHA REVERSA OBLÍQUA
- FALHA DIRECIONAL
- CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
- CONTATO GEOLÓGICO DEFINIDO
- ZONA COM PREDOMÍNIO DE ULTRAMILONITOS
- XENÓLITO (*), AUTOLITO (☆)

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- ESTRADA PRINCIPAL
- ESTRADA SECUNDÁRIA
- CERCA
- FAZENDA
- DRENAGEM

BASE PLANIMÉTRICA: CARTA TOPOGRÁFICA - MINAÇU-SD 22-X-D-IV - ESCALA - 1:100.000
 CARTA TOPOGRÁFICA - PALMEIRÓPOLIS - SD 22-X-D-III - ESCALA - 1:100.000
 DSG - MINISTÉRIO DO EXÉRCITO

BASE HIDROGRÁFICA: FOTOGRAFIAS AÉREAS - PROSPEC - PROJETO BRASÍLIA - 1969
 ESCALA APROXIMADA 1:43.850



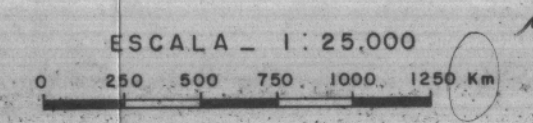
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

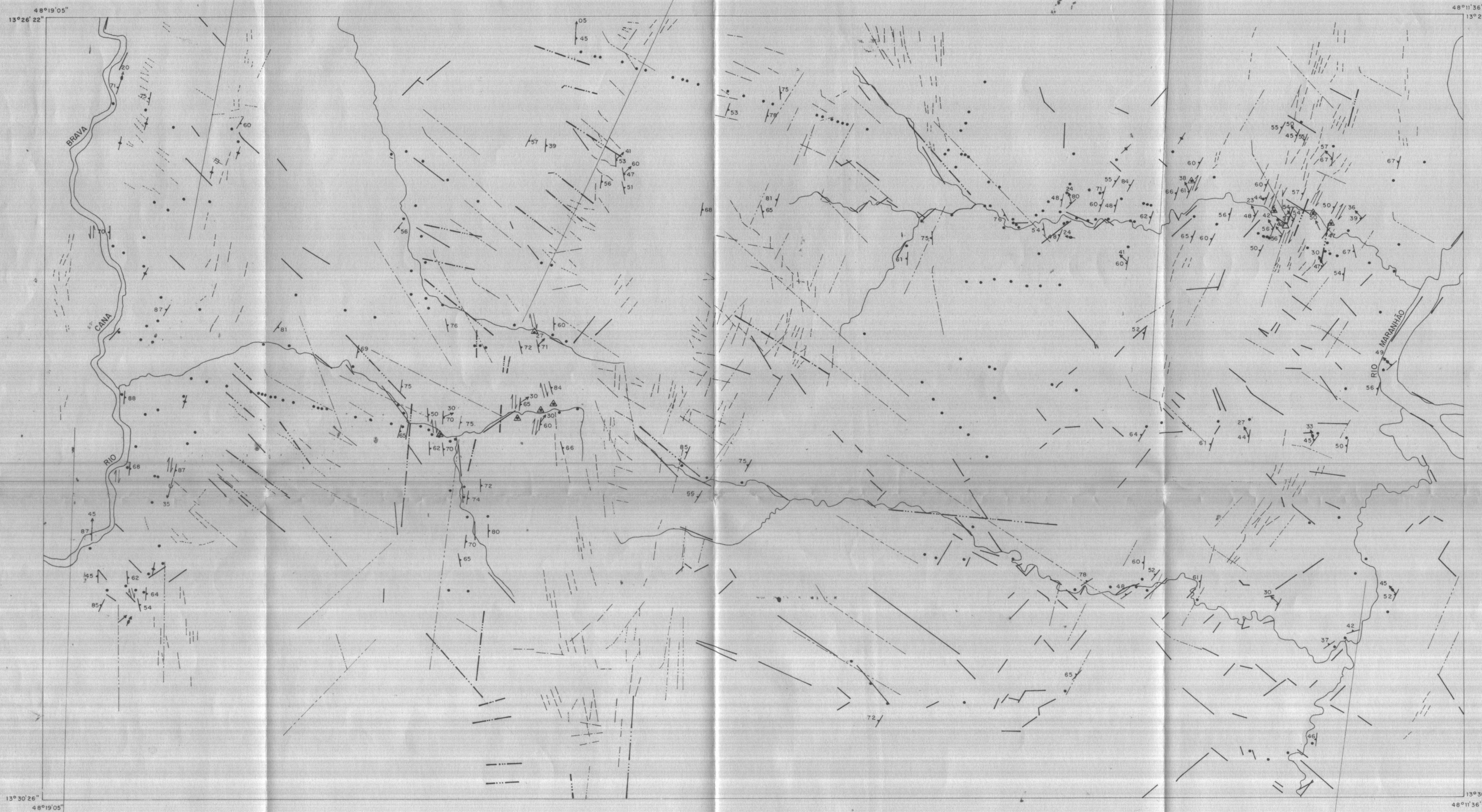
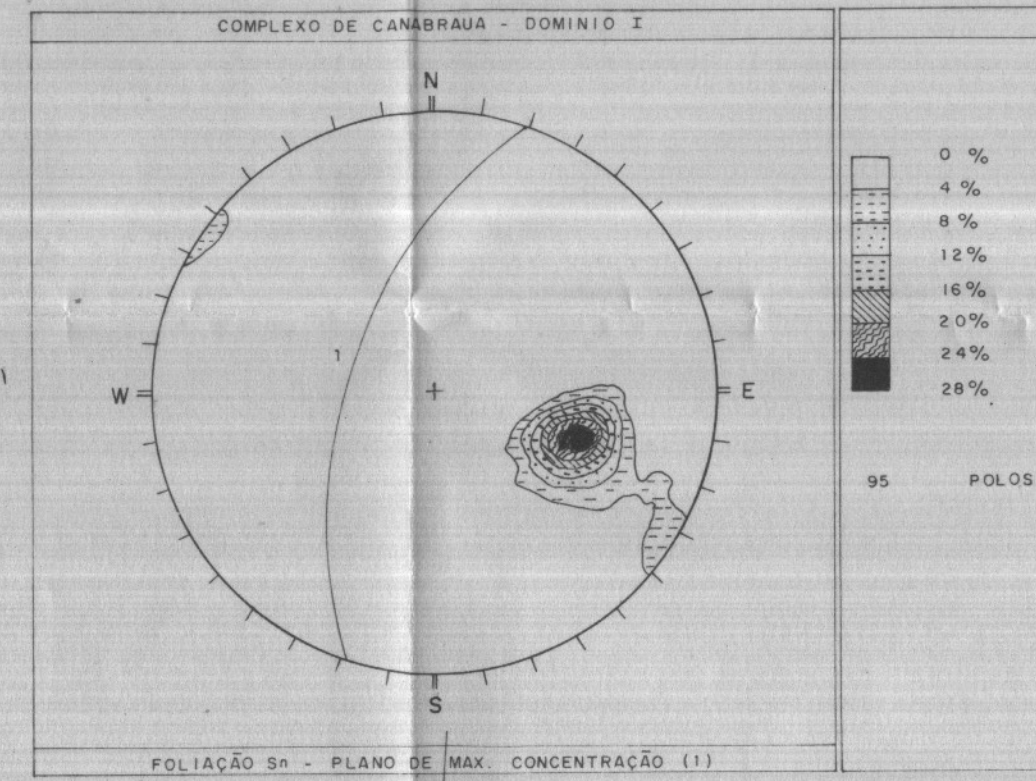
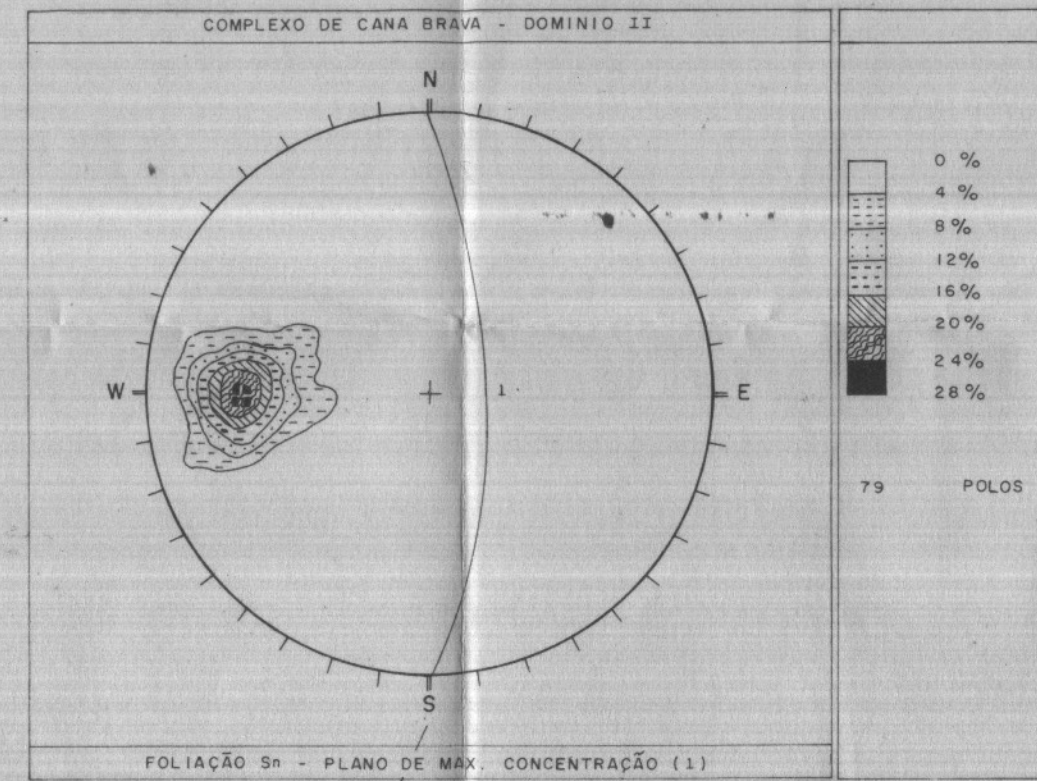
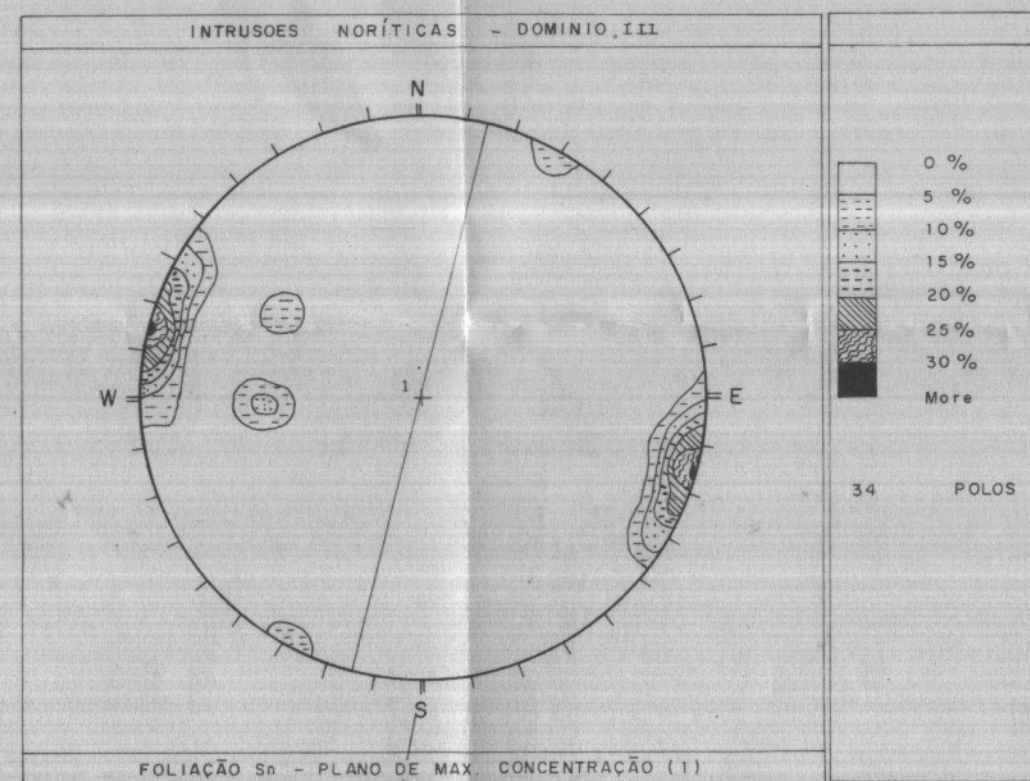
MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUL DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 118

THIERS MUNIZ LIMA

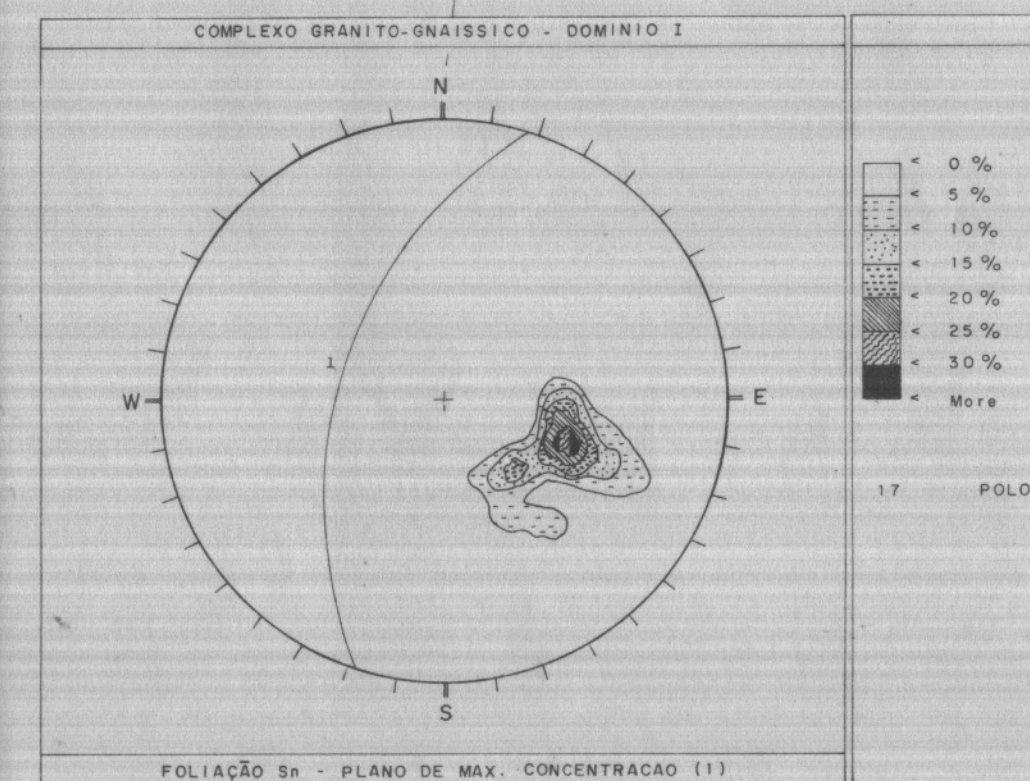
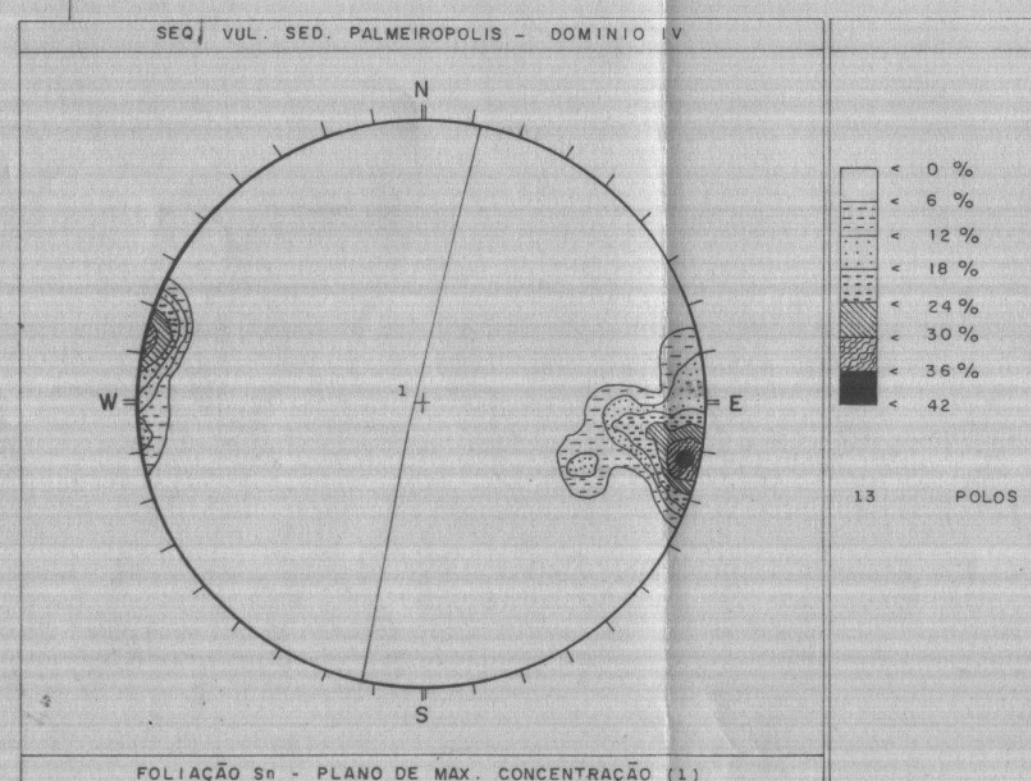


ESCALA - 1:25.000
 DATA: 21/02/1997



LEGENDA

- 50 → DIREÇÃO E MERGULHO DE FOLIAÇÃO S_n
- FOLIAÇÃO S_n VERTICAL
- LINEAÇÃO MINERAL
- LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO
- 10 ← LINEAÇÃO DE EIXO DE DOBRAS
- ⇒ INDICADOR CINEMÁTICO
- ACAMAMENTO IGNEO-SO
- FOTOLINEAMENTOS: FOLIAÇÃO
- FOTOLINEAMENTOS: QUEBRA POSITIVA DE RELEVO
- FOTOLINEAMENTOS: QUEBRA NEGATIVA DE RELEVO
- FOTOLINEAMENTOS: QUEBRA NEGATIVA DE RELEVO-DRENAGEM
- LINEAMENTOS DE IMAGENS DE SATÉLITE
- LINEAMENTOS DE IMAGENS DE RADAR
- DRENAGENS
- PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO
- △ LÂMINA DELGADA ORIENTADAS



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

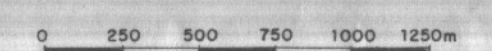
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MAPA DE LINEAMENTOS E MEDIDAS ESTRUTURAIS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº118 - THIERS MUNIZ LIMA

ESCALA 1:25.000

DATA 21/02/1997



ANFIBÓLIO - INTRUSÕES NORÍTICAS

ZONA AMOSTRA ANÁLISE	ZNC 4N2775A1 T23GF2	ZNC 4N2775A1 T23GF3	ZNC 4N2775A1 T23GF4	ZNC 4N2775A1 T23JF1	ZNC 4N2775A1 T23JF2	ZNC 4N2775A1 T23JF3	ZNC TLR349 T31FF1	ZNC TLR349 T31FF2	ZNC TLR349 T31GF1	ZNC TLR349 T31GF2	ZNC TLR349 T31HF1	ZNC TLR349 T31HF2
SiO2 %	49,406	50,39	50,754	51,315	51,438	50,396	46,7543	46,1588	46,4045	46,7664	46,6618	46,9203
TiO2 %	1,336	1,173	1,035	0,858	0,733	0,85	1,5162	1,5862	1,878	1,8007	1,2875	1,3922
Al2O3 %	8,34	7,46	7,119	6,966	6,838	7,798	10,4006	10,788	10,0557	10,0271	10,7554	10,6135
FeO %	9,45	8,897	8,679	8,539	8,46	8,832	12,219	12,4459	12,2576	11,9788	11,9748	11,8918
Cr2O3 %	0,276	0,166	0,192	0,138	0,163	0,188	0,4775	0,5404	0,5696	0,5499	0,4986	0,5581
MnO %	0,08	0,146	0,103	0,097	0,134	0,097	0,1403	0,1752	0,0865	0,1527	0,1445	0,1577
MgO %	15,651	16,232	16,624	16,694	17,032	16,567	13,4854	12,9333	12,954	12,9997	13,0928	13,1217
CaO %	11,686	11,796	12,009	12,142	12,005	12,227	10,6316	10,8224	10,7708	11,0865	10,573	10,505
Na2O %	0,884	0,819	0,669	0,699	0,645	0,811	0,9856	1,0232	1,081	0,9474	0,9723	0,9711
K2O %	0,664	0,556	0,565	0,43	0,474	0,592	0,8369	0,9056	0,9577	0,9044	0,8162	0,8506
H2O %	2,099	2,105	2,11	2,118	2,12	2,118	2,0605	2,0521	2,0456	2,0534	2,0507	2,0563
Total	99,872	99,74	99,859	99,996	100,042	100,476	99,5079	99,4311	99,061	99,267	98,8276	99,0383
TSi	7	7,124	7,157	7,221	7,21	7,08	6,682	6,644	6,722	6,763	6,714	6,736
TAI	1	0,876	0,843	0,779	0,79	0,92	1,318	1,356	1,278	1,237	1,286	1,264
TFe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0,392	0,366	0,339	0,375	0,338	0,37	0,433	0,472	0,437	0,471	0,537	0,531
CCr	0,031	0,019	0,021	0,015	0,018	0,021	0,054	0,061	0,065	0,063	0,057	0,063
CFe3	0,382	0,343	0,351	0,278	0,414	0,341	0,824	0,689	0,542	0,443	0,732	0,711
CTi	0,142	0,125	0,11	0,091	0,077	0,09	0,163	0,172	0,205	0,196	0,139	0,15
CMg	3,306	3,421	3,494	3,502	3,559	3,47	2,873	2,775	2,797	2,803	2,809	2,808
CFe2	0,738	0,709	0,673	0,727	0,578	0,697	0,637	0,809	0,942	1,006	0,709	0,717
CMn	0,01	0,017	0,012	0,012	0,016	0,012	0,017	0,021	0,011	0,019	0,018	0,019
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	1,774	1,787	1,814	1,831	1,803	1,84	1,628	1,669	1,672	1,718	1,63	1,616
BNa	0,226	0,213	0,183	0,169	0,175	0,16	0,273	0,286	0,304	0,266	0,271	0,27
Total B	2	2	1,997	2	1,978	2	1,901	1,955	1,975	1,984	1,901	1,886
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0,017	0,011	0	0,021	0	0,061	0	0	0	0	0	0
AK	0,12	0,1	0,102	0,077	0,085	0,106	0,153	0,166	0,177	0,167	0,15	0,156
Total A	0,137	0,112	0,102	0,099	0,085	0,167	0,153	0,166	0,177	0,167	0,15	0,156
Total Cat.	15,137	15,112	15,099	15,099	15,063	15,167	15,054	15,121	15,152	15,15	15,051	15,042
CCI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CF	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OH												
Oxig.	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23

Tabela A.7 - Análises de anfibólio das Intrusões Noríticas

CLINOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO AMOSTRA ANÁLISE	ZMI									ZU	
	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-P2	ZMI-P2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZU-S1	ZU-P1	ZU-P1
	L6000N-8100W <i>T06DC3</i>	TLR-196 <i>T01IC4</i>	L6000N-7225E <i>T15IC4</i>	L6000N-6000E <i>T16DC3</i>	TLR-152 <i>T37AC1</i>	L6000N-5970E <i>T38CC1</i>	L6000N-5750E <i>T03FC3</i>	L6000N-5450E <i>T07CC2</i>	G24 <i>Md 15 Anal.</i>	L400S-400W <i>T40FC1</i>	L400S-450W <i>T22FC5</i>
SiO ₂ %	52,930	52,776	53,763	52,839	51,526	52,613	51,183	51,351	54,100	52,602	52,300
TiO ₂ %	0,699	0,356	0,154	0,228	0,412	0,267	0,538	0,432	0,230	0,306	0,289
Al ₂ O ₃ %	3,850	3,669	2,283	3,858	3,372	3,983	3,785	3,252	2,900	3,836	4,231
Cr ₂ O ₃ %	0,491	0,948	0,657	0,345	0,131	0,502	0,083	0,084	0,510	0,621	0,594
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	4,266	2,632	4,519	5,446	9,523	6,754	9,378	12,285	2,530	3,362	3,378
MnO %	0,119	0,083	0,195	0,123	0,112	0,138	0,262	0,245	0,070	0,091	0,101
NiO %	0,049	0,053	0,043	0,034	0,000	0,226	0,000	0,029	0,060	0,000	0,000
MgO %	14,712	15,357	15,995	14,391	12,526	15,271	12,299	11,938	16,100	15,491	15,282
CaO %	23,003	23,522	22,643	22,449	22,089	20,325	21,721	20,628	22,600	23,590	23,527
Na ₂ O %	0,602	0,517	0,461	0,637	0,307	0,582	0,360	0,321	0,580	0,241	0,246
K ₂ O %	0,040	0,003	0,000	0,025	0,000	0,002	0,006	0,000	0,020	0,014	0,000
Total	100,761	99,916	100,713	100,375	99,998	100,663	99,615	100,565	99,700	100,154	99,948
Normalização dos cátions na base de 6 oxigênios											
Si IV	1,922	1,924	1,954	1,932	1,926	1,921	1,919	1,927	1,973	1,916	1,909
Al IV	0,078	0,076	0,046	0,068	0,074	0,079	0,081	0,073	0,027	0,084	0,091
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,087	0,081	0,052	0,099	0,075	0,093	0,087	0,071	0,098	0,081	0,091
Ti	0,019	0,010	0,004	0,006	0,012	0,007	0,015	0,012	0,006	0,008	0,008
Cr	0,014	0,027	0,019	0,010	0,004	0,014	0,002	0,002	0,015	0,018	0,017
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,130	0,080	0,137	0,167	0,298	0,206	0,294	0,385	0,077	0,102	0,103
Mn ⁺²	0,004	0,003	0,006	0,004	0,004	0,004	0,008	0,008	0,002	0,003	0,003
Ni	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,007	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Mg	0,797	0,834	0,867	0,785	0,698	0,831	0,688	0,668	0,875	0,841	0,832
Ca	0,895	0,919	0,882	0,880	0,885	0,795	0,873	0,829	0,883	0,921	0,920
Na	0,042	0,037	0,032	0,045	0,022	0,041	0,026	0,023	0,041	0,017	0,017
K	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Sítios M1, M2	1,991	1,992	2,000	1,997	1,997	1,999	1,994	2,000		1,993	1,992
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000		6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,860	0,912	0,863	0,825	0,701	0,801	0,700	0,634	0,919	0,891	0,890
En	43,6	45,5	45,8	42,8	37,1	45,3	36,9	35,3	47,6	45,1	44,8
Fs	7,3	4,5	7,6	9,3	16,0	11,5	16,2	20,8	4,3	5,6	5,7
Wo	49,0	50,0	46,6	47,9	47,0	43,3	46,9	43,9	48,1	49,3	49,5

Tabela A1 - Análises químicas representativas de clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava

CLINOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO AMOSTRA ANÁLISE	ZMS											
	ZMS-P1	ZMS-M1	ZMS-P2	ZMS-M3	ZMS-M3	ZMS-M3	AUTÓLITO	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-M4
	L6000N-4230E T17FC1	L6000N-3250E T08GC1	L1000N-2450E T28IC2	L6000N-2300E T53CO2	L6000N-1850E T10BC3	L6000N-1400E T43CC1	TLR-403B T14ACA2	TLR-355B T19AC3	TLR-408B T18DC4	TLR-408C T29GC2	TLR-103A T55CC2	L2000N-00 T11GC1
SiO ₂ %	51,066	52,580	53,220	52,245	52,197	53,961	54,060	54,115	54,311	53,622	52,495	52,868
TiO ₂ %	0,749	0,187	0,505	0,470	0,191	0,115	0,195	0,291	0,226	0,212	0,275	0,103
Al ₂ O ₃ %	5,218	2,389	2,661	2,366	1,938	1,435	1,318	1,855	1,827	1,912	1,685	1,187
Cr ₂ O ₃ %	0,334	0,144	0,285	0,179	0,021	0,188	0,188	0,438	0,492	0,854	0,372	0,132
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	5,329	8,667	4,682	7,471	10,944	7,790	5,810	3,326	3,673	3,899	5,676	8,520
MnO %	0,127	0,222	0,194	0,190	0,233	0,222	0,199	0,139	0,084	0,063	0,157	0,162
NiO %	0,050	0,000	0,000	0,071	0,048	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO %	14,636	13,943	15,359	13,825	12,844	14,448	15,523	17,454	16,188	17,602	15,275	13,955
CaO %	22,689	21,908	22,885	22,534	21,475	22,129	22,912	22,564	23,567	21,208	23,424	22,470
Na ₂ O %	0,267	0,379	0,306	0,402	0,344	0,307	0,213	0,148	0,316	0,244	0,308	0,255
K ₂ O %	0,017	0,000	0,003	0,000	0,004	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005	0,015
Total	100,482	100,420	100,100	99,753	100,239	100,630	100,418	100,333	100,684	99,616	99,672	99,667
Normalização dos cátions na base de 6 oxigênios												
Si IV	1,870	1,949	1,947	1,945	1,957	1,985	1,979	1,959	1,968	1,956	1,946	1,976
Al IV	0,130	0,051	0,053	0,055	0,043	0,015	0,021	0,041	0,032	0,044	0,054	0,024
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,095	0,053	0,061	0,048	0,043	0,047	0,036	0,039	0,046	0,038	0,019	0,028
Ti	0,021	0,005	0,014	0,013	0,005	0,003	0,005	0,008	0,006	0,006	0,008	0,003
Cr	0,010	0,004	0,008	0,005	0,001	0,005	0,005	0,013	0,014	0,025	0,011	0,004
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,163	0,269	0,143	0,233	0,343	0,240	0,178	0,101	0,111	0,119	0,176	0,266
Mn ⁺²	0,004	0,007	0,006	0,006	0,007	0,007	0,006	0,004	0,003	0,002	0,005	0,005
Ni	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,799	0,770	0,837	0,767	0,718	0,792	0,847	0,942	0,874	0,957	0,844	0,777
Ca	0,890	0,870	0,897	0,899	0,863	0,872	0,899	0,875	0,915	0,829	0,930	0,900
Na	0,019	0,027	0,022	0,029	0,025	0,022	0,015	0,010	0,022	0,017	0,022	0,018
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Sítios M1, M2	2,002	2,005	1,989	2,002	2,007	1,989	1,992	1,992	1,991	1,993	2,015	2,003
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,830	0,741	0,854	0,767	0,677	0,768	0,826	0,903	0,887	0,889	0,828	0,745
En	43,0	40,2	44,5	40,3	37,2	41,5	43,9	49,0	45,9	50,2	43,2	39,9
Fs	9,0	14,4	7,9	12,5	18,2	12,9	9,5	5,5	6,0	6,3	9,3	13,9
Wo	48,0	45,4	47,6	47,2	44,7	45,6	46,6	45,5	48,1	43,5	47,6	46,2

Tabela A1 - Análises químicas representativas de clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava (cont.)

CLINOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO AMOSTRA ANÁLISE	ZMS								
	ZMS-M4	ZMS-M4	ZMS-P5	ZMS-P6	ZMS-M6	ZMS-M6	ZMS-P7	ZMS-M7	XENÓLITO
	L2000N-550W T04CC3	L2000N-1000W T58AO3	TLR-360 T27DC3	L3000N-1300W T20GO1	L2000N-1600W T60EC1	L2000N-1700W T13FC3	L2000N-1870W T21IC2	L2000N-2600W T05GC5	TLR-348BX T33BC3
SiO ₂ %	52,906	53,003	54,049	54,005	54,307	54,150	54,047	52,728	53,263
TiO ₂ %	0,131	0,152	0,213	0,242	0,202	0,160	0,218	0,090	0,155
Al ₂ O ₃ %	1,378	1,605	1,177	1,453	1,181	1,113	1,170	1,511	1,290
Cr ₂ O ₃ %	0,075	0,130	0,190	0,353	0,171	0,138	0,347	0,048	0,055
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	10,073	10,215	6,169	5,198	4,414	5,355	5,107	10,778	8,180
MnO %	0,406	0,336	0,177	0,117	0,087	0,142	0,123	0,299	0,161
NiO %	0,020	0,000	0,000	0,000	0,119	0,000	0,000	0,015	0,000
MgO %	12,923	13,108	14,662	15,117	15,875	15,678	15,741	13,253	14,059
CaO %	22,308	21,877	22,931	23,623	23,587	23,547	23,460	20,578	22,597
Na ₂ O %	0,291	0,284	0,242	0,236	0,250	0,250	0,270	0,305	0,278
K ₂ O %	0,005	0,018	0,000	0,006	0,000	0,000	0,018	0,000	0,019
Total	100,516	100,728	99,810	100,350	100,193	100,533	100,501	99,605	100,057
Normalização dos cátions na base de 6 oxigênios									
Si IV	1,974	1,971	1,993	1,977	1,984	1,980	1,976	1,981	1,978
Al IV	0,026	0,029	0,007	0,023	0,016	0,020	0,024	0,019	0,022
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,035	0,042	0,044	0,040	0,035	0,028	0,026	0,048	0,035
Ti	0,004	0,004	0,006	0,007	0,006	0,004	0,006	0,003	0,004
Cr	0,002	0,004	0,006	0,010	0,005	0,004	0,010	0,001	0,002
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,314	0,318	0,190	0,159	0,135	0,164	0,156	0,339	0,254
Mn ⁺²	0,013	0,011	0,006	0,004	0,003	0,004	0,004	0,010	0,005
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,719	0,727	0,806	0,825	0,865	0,854	0,858	0,742	0,778
Ca	0,892	0,872	0,906	0,927	0,923	0,922	0,919	0,828	0,899
Na	0,021	0,020	0,017	0,017	0,018	0,018	0,019	0,022	0,020
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Sítios M1, M2	2,001	1,998	1,981	1,988	1,992	1,999	1,998	1,993	1,999
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,696	0,696	0,809	0,838	0,865	0,839	0,846	0,687	0,754
En	37,1	37,7	42,2	43,1	44,9	43,9	44,3	38,7	40,2
Fs	16,9	17,0	10,3	8,5	7,1	8,6	8,3	18,1	13,4
Wo	46,0	45,2	47,5	48,4	48,0	47,4	47,4	43,2	46,4

Tabela A1 - Análises químicas representativas de clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava (cont.)

CROMO-ESPINÉLIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA**ESPINÉLIO VERDE - COMPLEXO DE CANA BR**

ZONA	ZU	ZU	ZMS	ZONA	ZMI	ZMI	ZMS
MEMBRO	ZU-S1	ZU-CAVAB	ZMS-P4	MEMBRO	ZMI-SB	ZMI-P2	ZMS-P4
AMOSTRA	L400S-85E	CAVAB	TLR-355B	AMOSTRA	TLR-196	L6000N-6000E	TLR-355B
ANÁLISE	T34BR1	T64AR3	T19KR1	ANÁLISE	T01LS5	T16OS4	T19LSA2
SiO2 %	0,029	0,000	0,000	SiO2 %	0,018	0,115	0,000
Al2O3 %	25,257	34,089	30,324	Al2O3 %	51,910	59,448	52,405
MgO %	7,882	11,885	8,345	MgO %	15,371	11,904	13,882
CaO %	0,008	0,012	0,053	CaO %	0,000	0,025	0,038
TiO2 %	0,223	0,181	0,174	TiO2 %	0,000	0,021	0,087
Cr2O3 %	33,552	29,774	34,723	Cr2O3 %	13,244	2,037	13,106
MnO %	0,417	0,429	0,315	MnO %	0,182	0,191	0,234
FeO %	22,836	18,033	23,001	FeO %	15,899	22,149	18,204
NiO %	0,055	0,085	0,121	NiO %	0,178	0,227	0,213
ZnO %	0,555	0,315	0,416	ZnO %	0,059	0,519	0,239
V2O5 %	0,000	0,000	0,000	V2O5 %	0,000	0,000	0,000
Fe2O3%	9,207	4,295	2,144	Fe2O3%	2,219	3,349	1,409
Total	100,021	99,098	99,616	Total	99,079	99,985	99,817
Si	0,001	0,000	0,000	Si	0,000	0,003	0,000
Al	0,937	1,196	1,099	Al	1,667	1,885	1,685
Mg	0,371	0,529	0,384	Mg	0,627	0,479	0,567
Ca	0,000	0,000	0,002	Ca	0,000	0,001	0,001
Ti	0,005	0,004	0,004	Ti	0,000	0,000	0,002
Cr	0,838	0,704	0,848	Cr	0,287	0,044	0,284
Mn	0,011	0,011	0,008	Mn	0,004	0,004	0,005
Fe ⁺²	0,603	0,451	0,594	Fe ⁺²	0,364	0,500	0,417
Ni	0,001	0,002	0,003	Ni	0,004	0,005	0,005
Zn	0,013	0,007	0,009	Zn	0,001	0,010	0,005
V	0,000	0,000	0,000	V	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,219	0,097	0,050	Fe ⁺³	0,046	0,068	0,029
Total Cátions	3,000	3,000	3,000	Total Cátions	3,000	3,000	3,000
Fe ⁺² /Fe ⁺² +Mg	0,62	0,46	0,61	Fe ⁺² /Fe ⁺² +Mg	0,37	0,51	0,42
Cr/Cr+Al	0,47	0,37	0,44	Cr/Cr+Al	0,15	0,02	0,14
Fe ⁺³ /Fe ⁺³ +Al+Cr	0,11	0,05	0,02	Fe ⁺³ /Fe ⁺³ +Al+Cr	0,02	0,03	0,01
Ti/Ti+Al+Cr	0,00	0,00	0,00	Ti/Ti+Al+Cr	0,00	0,00	0,00

Tabela A.5 - Análises químicas representativas de cromo-espinélio e espinélio verde do Complexo de Cana Brava

ZONA AMOSTRA ANÁLISE	MICA - INTRUSÕES NORÍTICAS								MICA - COMPLEXO DE CANA BRAVA					
	ZNC	ZNC	ZNC	ZNC	ZNB	ZNB	ZNB	ZNB	ZMS-P5	ZMS-P5	ZMS-P5	ZMS-P5	ZMS-P5	ZMS-P5
	TLR-349 T31EB2	TLR-349 T31EB2	TLR-349 T31CB1	TLR-349 T31CB2	L2000N-2700W T30IB1	L2000N-2700W T30IB2	L2000N-2700W T30IBB1	L2000N-2700W T30IBB2	TLR-360 T27FB1	TLR-360 T27FB2	TLR-360 T27FB3	TLR-360 T27?B1	TLR-360 T27?B2	TLR-360 T27?B3
SiO2 %	37,429	37,260	37,477	37,475	37,617	37,559	36,902	37,597	38,112	38,336	38,372	38,492	38,791	39,059
TiO2 %	3,727	4,087	4,040	4,160	3,497	3,626	3,477	3,572	4,914	4,707	4,708	4,899	4,537	4,546
Al2O3 %	15,567	15,718	15,430	15,572	16,508	16,717	16,226	16,001	14,928	14,840	14,929	14,700	15,006	15,098
Cr2O3 %	0,139	0,183	0,171	0,223	0,365	0,332	0,333	0,356	0,830	0,874	0,934	0,799	0,748	0,709
Fe2O3 %	0,461	0,451	0,470	0,310	0,500	0,576	0,489	0,394	0,903	0,893	0,878	0,918	1,172	1,018
FeO %	13,711	13,776	13,334	13,266	13,152	13,290	14,098	14,084	9,083	9,315	9,089	9,255	9,075	9,488
MnO %	0,000	0,015	0,122	0,096	0,000	0,037	0,055	0,000	0,039	0,025	0,010	0,000	0,017	0,000
MgO %	14,346	14,530	14,543	14,526	14,214	14,185	14,092	14,296	16,381	16,419	16,455	16,803	16,743	16,762
BaO %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,073	0,000	0,279	0,128	0,152	0,187	0,269	0,245
CaO %	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,021	0,005	0,002	0,020	0,045	0,014	0,005
Na2O %	0,039	0,002	0,041	0,057	0,086	0,138	0,106	0,157	0,115	0,112	0,090	0,084	0,065	0,048
K2O %	9,721	9,774	9,872	9,833	9,795	9,589	9,267	9,259	9,741	9,838	9,735	9,824	9,769	9,669
H2O %	3,872	3,899	3,883	3,942	3,901	3,890	3,857	3,923	3,802	3,814	3,820	3,827	3,757	3,829
F %	0,189	0,179	0,182	0,117	0,205	0,243	0,194	0,146	0,379	0,373	0,364	0,384	0,492	0,422
Cl %	0,036	0,044	0,062	0,049	0,028	0,019	0,051	0,070	0,038	0,033	0,042	0,039	0,047	0,051
TOTAL	99,238	99,918	99,627	99,626	99,868	100,200	99,228	99,876	99,549	99,709	99,598	100,256	100,503	100,948
O=F	0,080	0,076	0,076	0,049	0,086	0,102	0,082	0,061	0,159	0,157	0,153	0,161	0,207	0,177
O=Cl	0,008	0,010	0,014	0,011	0,006	0,004	0,011	0,016	0,008	0,008	0,010	0,009	0,011	0,011
Total	99,151	99,832	99,536	99,566	99,775	100,094	99,135	99,799	99,381	99,544	99,435	100,085	100,285	100,759
Si IV	5,579	5,522	5,566	5,556	5,554	5,527	5,509	5,561	5,584	5,607	5,609	5,599	5,626	5,635
Al IV	2,421	2,478	2,434	2,444	2,446	2,473	2,491	2,439	2,416	2,393	2,391	2,401	2,374	2,365
Fe IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T site	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,314	0,268	0,267	0,277	0,427	0,427	0,363	0,350	0,162	0,165	0,181	0,120	0,191	0,202
Ti VI	0,418	0,456	0,451	0,464	0,388	0,401	0,390	0,397	0,541	0,518	0,518	0,536	0,495	0,493
Cr	0,016	0,021	0,020	0,026	0,043	0,039	0,039	0,042	0,096	0,101	0,108	0,092	0,086	0,081
Fe +3	0,052	0,050	0,052	0,035	0,056	0,064	0,055	0,044	0,100	0,098	0,097	0,100	0,128	0,111
Fe +2	1,709	1,707	1,656	1,645	1,624	1,636	1,760	1,742	1,113	1,139	1,111	1,126	1,101	1,145
Mn +2	0,000	0,002	0,015	0,012	0,000	0,005	0,007	0,000	0,005	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000
Mg	3,188	3,210	3,220	3,210	3,129	3,112	3,136	3,152	3,578	3,580	3,586	3,644	3,620	3,605
O site	5,697	5,715	5,682	5,669	5,665	5,683	5,751	5,727	5,594	5,604	5,601	5,618	5,623	5,637
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,016	0,007	0,009	0,011	0,015	0,014
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,003	0,007	0,002	0,001
Na	0,011	0,001	0,012	0,016	0,025	0,039	0,031	0,045	0,033	0,032	0,026	0,024	0,018	0,013
K	1,849	1,848	1,870	1,860	1,845	1,800	1,765	1,747	1,821	1,836	1,815	1,823	1,808	1,780
A site	1,860	1,849	1,882	1,876	1,870	1,840	1,801	1,795	1,870	1,875	1,853	1,864	1,843	1,808
O	20,052	20,050	20,052	20,035	20,056	20,064	20,055	20,044	20,100	20,098	20,097	20,100	20,128	20,111
OH	3,850	3,855	3,847	3,898	3,842	3,819	3,841	3,870	3,716	3,721	3,725	3,713	3,635	3,685
F	0,089	0,084	0,085	0,055	0,096	0,113	0,092	0,068	0,175	0,173	0,168	0,176	0,226	0,192
Cl	0,009	0,011	0,016	0,012	0,007	0,005	0,013	0,018	0,009	0,008	0,011	0,010	0,012	0,012
Fe/Fe+Mg	0,35	0,35	0,34	0,34	0,34	0,34	0,36	0,36	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,24

Tabela A8 - Análise de micas do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas

OLIVINA - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA	ZMI	ZU	ZMS	ZMS
MEMBRO	ZMI-SB	ZU-S1	ZMS-P3	ZMS-P4
AMOSTRA	TLR-196	CAVAB	L5000N-2500E	TLR-355B
ANÁLISE	T01GL3	T64FL1	T26DL2B	T19GL3
SiO ₂ %	40,090	41,032	38,266	39,407
TiO ₂ %	0,020	0,000	0,000	0,014
Al ₂ O ₃ %	0,013	0,011	0,328	0,000
FeO %	14,651	10,541	23,851	17,197
MnO %	0,147	0,188	0,241	0,193
Cr ₂ O ₃ %	0,000	0,033	0,000	0,000
MgO %	45,013	47,601	37,581	42,736
CaO %	0,016	0,036	0,015	0,014
Na ₂ O %	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO %	0,286	0,253	0,119	0,158
Total	100,240	99,700	100,400	99,720
Normalização de cátions na base de 4 oxigênios				
Si	1,002	1,011	0,998	1,003
Al	0,000	0,000	0,010	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²	0,306	0,217	0,520	0,366
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004
Mg	1,678	1,749	1,461	1,621
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,005	0,002	0,003
Total	2,995	2,987	2,996	2,997
Fo	84,6	89,0	73,8	81,6
Fs	15,2	10,7	26,2	18,7

Tabela A4 - Análises químicas representativas de olivina do Complexo de Cana Brava

ORTOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO LÂMINA AMOSTRA	ZMI									
	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-P1	ZMI-M1	ZMI-P2	ZMI-P2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZMI-M2
	L6000N-8100E	TLR-196	L5000N-7280E	L6000N-7225E	L6000N-7125E	L6000N-6000E	TLR-152	L6000N-5970E	L6000N-5750E	L6000N-5450E
	T06B01	T01K02	T49D02	T15E02	T02A02	T16E02	T37C02	T38B01	T03H04	T07I01
SiO ₂ %	54,761	56,538	54,796	55,289	51,655	53,513	51,963	53,165	51,967	51,408
TiO ₂ %	0,148	0,047	0,202	0,046	0,046	0,044	0,103	0,089	0,099	0,102
Al ₂ O ₃ %	2,304	1,550	1,674	1,760	1,501	3,857	2,258	4,414	2,061	1,807
Cr ₂ O ₃ %	0,240	0,019	0,216	0,294	0,031	0,000	0,070	0,069	0,049	0,035
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	13,686	9,888	15,412	14,490	28,197	16,927	25,013	16,938	24,865	28,019
MnO %	0,279	0,136	0,204	0,189	0,420	0,262	0,358	0,310	0,454	0,552
NiO %	0,089	0,058	0,090	0,038	0,000	0,038	0,030	0,100	0,075	0,000
MgO %	28,411	32,028	27,154	28,699	18,332	26,113	19,633	25,396	19,859	17,542
CaO %	0,764	0,150	0,496	0,250	0,387	0,284	0,814	0,220	0,365	0,817
Na ₂ O %	0,033	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,016	0,000
K ₂ O %	0,018	0,005	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,007	0,018
Total	100,733	100,422	100,245	101,056	100,573	101,038	100,259	100,701	99,817	100,300
Normalização de cátions na base de 6 oxigênios										
Si IV	1,943	1,969	1,966	1,958	1,965	1,916	1,954	1,911	1,961	1,963
Al IV	0,057	0,031	0,034	0,042	0,035	0,084	0,046	0,089	0,039	0,037
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,040	0,033	0,036	0,031	0,032	0,079	0,054	0,098	0,052	0,044
Ti	0,004	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003
Cr	0,007	0,001	0,006	0,008	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,406	0,288	0,462	0,429	0,897	0,507	0,787	0,509	0,784	0,895
Mn ⁺²	0,008	0,004	0,006	0,006	0,014	0,008	0,011	0,009	0,015	0,018
Ni	0,003	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002	0,000
Mg	1,503	1,663	1,452	1,515	1,039	1,394	1,101	1,361	1,117	0,998
Ca	0,029	0,006	0,019	0,009	0,016	0,011	0,033	0,008	0,015	0,033
Na	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Sítios M1,M2	2,003	1,998	1,990	2,000	2,000	2,001	1,993	1,992	1,991	1,993
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg\Mg+Fe (MMF)	0,787	0,852	0,758	0,779	0,537	0,733	0,583	0,728	0,587	0,527
En	77,2	84,8	74,9	77,3	52,9	72,6	57,0	72,1	57,9	51,4
Fs	21,3	14,9	24,2	22,2	46,3	26,8	41,3	27,5	41,4	46,9
Wo	1,5	0,3	1,0	0,5	0,8	0,6	1,7	0,4	0,8	1,7

Tabela A2 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas

ORTOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO LÂMINA AMOSTRA	ZU			ZMS						
	ZU-S1	ZU-P1	ZU-P1	ZMS-P1	ZMS-P1	ZMS-P1	ZMS-M1	ZMS-P2	ZMS-P3	ZMS-M3
	G24OPX	L400S-400W	L400S-450W	L6000N-4230E	L6000N-4220E	L6000N-4200E	L6000N-3250E	L1000N-2450E	L5000N-2500E	L6000N-2300E
	<i>Md 15 Anal.</i>	<i>T40CO2</i>	<i>T22EO2</i>	<i>T17EO1</i>	<i>T45GO1</i>	<i>T50EO2</i>	<i>T08IO3</i>	<i>T28EO1</i>	<i>T26DO1</i>	<i>T53AO3</i>
SiO2 %	56,900	55,223	54,342	53,362	52,769	53,133	52,722	55,512	54,476	53,376
TiO2 %	0,070	0,066	0,084	0,083	0,076	0,083	0,116	0,075	0,163	0,081
Al2O3 %	2,500	3,339	3,983	3,927	4,264	2,593	1,695	1,451	3,015	1,342
Cr2O3 %	0,290	0,412	0,406	0,285	0,087	0,185	0,073	0,206	0,109	0,056
Fe2O3 %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	7,600	10,528	10,158	15,214	16,634	17,770	21,928	14,710	14,552	20,783
MnO %	0,200	0,220	0,234	0,337	0,291	0,218	0,479	0,275	0,152	0,483
NiO %	0,050	0,056	0,016	0,000	0,015	0,000	0,010	0,076	0,035	0,096
MgO %	32,500	30,153	30,002	26,765	25,677	25,214	21,821	27,999	27,823	22,745
CaO %	0,310	0,343	0,368	0,430	0,288	0,318	0,493	0,319	0,529	0,506
Na2O %	0,000	0,002	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000
K2O %	0,000	0,021	0,016	0,000	0,001	0,000	0,000	0,018	0,000	0,001
Total	100,420	100,363	99,614	100,405	100,102	99,514	99,337	100,643	100,860	99,469
Normalização de cátions na base de 6 oxigênios										
Si IV	1,971	1,934	1,916	1,911	1,907	1,942	1,971	1,975	1,934	1,981
Al IV	0,029	0,066	0,084	0,089	0,093	0,058	0,029	0,025	0,066	0,019
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,073	0,072	0,081	0,077	0,088	0,054	0,045	0,036	0,060	0,040
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004	0,002
Cr	0,008	0,011	0,011	0,008	0,002	0,005	0,002	0,006	0,003	0,002
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,220	0,308	0,300	0,456	0,503	0,543	0,685	0,438	0,432	0,645
Mn ⁺²	0,006	0,007	0,007	0,010	0,009	0,007	0,015	0,008	0,005	0,015
Ni	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003
Mg	1,678	1,574	1,577	1,429	1,383	1,374	1,216	1,485	1,472	1,259
Ca	0,012	0,013	0,014	0,017	0,011	0,012	0,020	0,012	0,020	0,020
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Sítios M1,M2	2,000	1,990	1,994	1,999	1,999	1,997	1,988	1,990	1,998	1,986
O		6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,884	0,836	0,840	0,758	0,733	0,717	0,639	0,772	0,773	0,661
En	87,6	82,8	83,1	74,8	72,6	71,0	62,8	76,4	76,3	64,9
Fs	11,8	16,6	16,2	24,4	26,8	28,4	36,2	23,0	22,6	34,1
Wo	0,6	0,7	0,7	0,9	0,6	0,6	1,0	0,6	1,0	1,0

Tabela A2 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas (cont.)

ORTOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA MEMBRO LÂMINA AMOSTRA	ZMS											
	ZMS-M3	ZMS-M3	AUTÓLITO	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-M4	ZMS-M4	ZMS-M4	XENÓLITO
	L6000N-1850E	L6000N-1400E	TLR-403B	L6000N-1350E	TLR-355B	TLR-408B	TLR-408C	TLR-103A	L2000N-00	L2000N-550W	L2000N-1000W	TLR-348X
	T10HO1	T41FO1	T14BO3	T54DO2	T19DO3	T18BO3	T29HO2	T55BO2	T11DO2	T04DO3	T58DO2	T67EC2
SiO ₂ %	51,890	53,176	54,521	55,067	55,608	55,454	55,484	53,408	52,364	52,546	52,311	52,052
TiO ₂ %	0,099	0,126	0,075	0,084	0,099	0,057	0,090	0,073	0,049	0,148	0,086	0,070
Al ₂ O ₃ %	1,198	1,035	1,008	0,898	2,237	1,551	1,662	1,006	0,876	0,910	0,917	1,133
Cr ₂ O ₃ %	0,002	0,096	0,034	0,242	0,436	0,511	0,429	0,212	0,028	0,015	0,036	0,000
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	26,697	23,056	19,275	15,099	10,770	13,203	11,344	19,251	25,497	26,317	26,879	24,969
MnO %	0,424	0,590	0,371	0,218	0,186	0,185	0,165	0,492	0,552	0,622	0,714	0,665
NiO %	0,058	0,015	0,000	0,066	0,000	0,048	0,085	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
MgO %	18,504	21,209	24,554	27,193	30,651	29,074	29,730	25,052	20,110	19,342	18,925	19,708
CaO %	0,763	0,616	0,313	0,415	0,339	0,480	0,845	0,292	0,491	0,591	0,615	0,445
Na ₂ O %	0,004	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O %	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,015	0,030	0,010	0,000	0,000	0,000
Total	99,639	99,919	100,158	99,282	100,334	100,563	99,869	99,816	99,977	100,525	100,483	99,042
Normalização de cátions na base de 6 oxigênios												
Si IV	1,981	1,987	1,990	1,991	1,950	1,964	1,964	1,964	1,980	1,983	1,982	1,983
Al IV	0,019	0,013	0,010	0,009	0,050	0,036	0,036	0,036	0,020	0,017	0,018	0,017
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,035	0,033	0,034	0,029	0,043	0,028	0,033	0,008	0,019	0,024	0,023	0,034
Ti	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,002
Cr	0,000	0,003	0,001	0,007	0,012	0,014	0,012	0,006	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,852	0,721	0,588	0,456	0,316	0,391	0,336	0,592	0,806	0,831	0,852	0,795
Mn ⁺²	0,014	0,019	0,011	0,007	0,006	0,006	0,005	0,015	0,018	0,020	0,023	0,022
Ni	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	1,053	1,182	1,336	1,465	1,603	1,535	1,569	1,373	1,134	1,088	1,069	1,119
Ca	0,031	0,025	0,012	0,016	0,013	0,018	0,032	0,012	0,020	0,024	0,025	0,018
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítios M1,M2	1,990	1,985	1,986	1,985	1,995	1,995	1,994	2,010	1,999	1,992	1,995	1,990
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,553	0,621	0,694	0,762	0,835	0,797	0,824	0,699	0,584	0,567	0,557	0,585
En	54,0	60,7	68,6	75,4	82,7	78,7	80,8	68,9	57,3	55,4	54,3	57,3
Fs	44,4	38,0	30,8	23,8	16,6	20,3	17,6	30,5	41,7	43,3	44,4	41,8
Wo	1,6	1,3	0,6	0,8	0,7	0,9	1,7	0,6	1,0	1,2	1,3	0,9

Tabela A2 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas (cont.)

ORTOPIROXÊNIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA	ZMS									
	ZMS-P5	ZMS-M5	ZMS-P6	ZMS-M6	ZMS-M6	ZMS-M6	ZMS-P7	ZMS-M7	ZMS-M7	XENÓLITO
	L2000N-1275W	L2000N-1275W	L3000N-1300W	L2000N-1325E	L2000N-1600W	L2000N-1700W	L2000N-1870W	L2000N-2250W	L2000N-2600W	L1000N-2575BW
MEMBRO	TLR-360	L2000N-1275W	L3000N-1300W	L2000N-1325E	L2000N-1600W	L2000N-1700W	L2000N-1870W	L2000N-2250W	L2000N-2600W	L1000N-2575BW
LÂMINA	TLR-360	L2000N-1275W	L3000N-1300W	L2000N-1325E	L2000N-1600W	L2000N-1700W	L2000N-1870W	L2000N-2250W	L2000N-2600W	L1000N-2575BW
AMOSTRA	T27CO1	T12GO2	T20HO1	T59CO3	T60BO1	T13JO2	T21HO2	T65JO2	T05AO5	T32CO1
SiO ₂ %	54,082	51,780	54,768	52,507	55,143	54,992	55,253	53,219	51,999	51,458
TiO ₂ %	0,045	0,053	0,112	0,068	0,046	0,090	0,121	0,071	0,066	0,031
Al ₂ O ₃ %	0,855	0,818	1,165	0,811	0,997	1,001	1,041	1,038	0,970	1,458
Cr ₂ O ₃ %	0,163	0,008	0,298	0,114	0,136	0,084	0,182	0,131	0,051	0,014
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	20,585	27,810	16,965	26,108	15,159	17,160	16,374	22,630	26,650	29,568
MnO %	0,442	0,652	0,406	0,546	0,311	0,353	0,306	0,630	0,736	0,665
NiO %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,070	0,000	0,000	0,010	0,053
MgO %	23,344	18,569	26,058	19,464	27,795	26,529	27,241	21,328	18,880	16,901
CaO %	0,404	0,449	0,581	0,420	0,258	0,415	0,390	0,433	0,530	0,414
Na ₂ O %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000
K ₂ O %	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,034
Total	99,920	100,139	100,370	100,038	99,865	100,694	100,908	99,494	99,900	100,596
Normalização de cátions na base de 6 oxigênios										
Si IV	1,994	1,978	1,978	1,988	1,982	1,979	1,977	1,992	1,981	1,972
Al IV	0,006	0,022	0,022	0,012	0,018	0,021	0,023	0,008	0,019	0,028
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,031	0,015	0,028	0,024	0,024	0,022	0,020	0,038	0,024	0,038
Ti	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001
Cr	0,005	0,000	0,009	0,003	0,004	0,002	0,005	0,004	0,002	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,635	0,888	0,512	0,827	0,456	0,517	0,490	0,709	0,849	0,948
Mn ⁺²	0,014	0,021	0,012	0,018	0,009	0,011	0,009	0,020	0,024	0,022
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	1,283	1,057	1,403	1,099	1,489	1,424	1,453	1,190	1,072	0,966
Ca	0,016	0,018	0,022	0,017	0,010	0,016	0,015	0,017	0,022	0,017
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Sítios M1,M2	1,984	2,002	1,990	1,990	1,994	1,996	1,996	1,981	1,995	1,995
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/Mg+Fe (MMF)	0,669	0,543	0,732	0,571	0,766	0,734	0,748	0,627	0,558	0,505
En	65,9	53,3	71,9	56,1	75,8	72,4	73,9	61,5	54,5	49,5
Fs	33,3	45,8	26,9	43,1	23,7	26,8	25,4	37,6	44,4	49,7
Wo	0,8	0,9	1,2	0,9	0,5	0,8	0,8	0,9	1,1	0,9

Tabela A2 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas (cont.)

ORTOPIROXÊNIO - INTRUSÕES NORÍTICAS

ZONA	ZNC	ZNC	ZNC	ZNB	ZNB	ZNB
MEMBRO	L4000N-2775A1W	L4000N-2775A2W	TLR-349	L2000N-2700W	L1000N-2575BWIN	TLR-348IN
LÂMINA						
AMOSTRA	T23CO3	T24DO2	T31DO2	T30FO2	T32AO1	T67CO2
SiO ₂ %	53,942	53,984	53,266	52,833	51,846	52,439
TiO ₂ %	0,069	0,056	0,097	0,089	0,054	0,075
Al ₂ O ₃ %	0,927	1,233	0,900	1,326	1,431	0,907
Cr ₂ O ₃ %	0,063	0,009	0,019	0,146	0,000	0,025
Fe ₂ O ₃ %	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO %	21,486	20,240	24,824	25,214	29,559	25,372
MnO %	0,555	0,437	0,591	0,677	0,670	0,746
NiO %	0,000	0,037	0,071	0,000	0,069	0,107
MgO %	22,960	23,854	20,044	19,806	16,594	19,119
CaO %	0,411	0,390	0,567	0,444	0,487	0,680
Na ₂ O %	0,000	0,000	0,011	0,015	0,000	0,000
K ₂ O %	0,026	0,011	0,000	0,000	0,004	0,000
Total	100,439	100,251	100,390	100,550	100,714	99,470
Normalização de cátions na base de 6 oxigênios						
Si IV	1,988	1,980	1,996	1,981	1,983	1,994
Al IV	0,012	0,020	0,004	0,019	0,018	0,006
Sítio Tetr.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al VI	0,028	0,034	0,036	0,040	0,047	0,035
Ti	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002
Cr	0,002	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,662	0,621	0,778	0,791	0,945	0,807
Mn ⁺²	0,017	0,014	0,019	0,022	0,022	0,024
Ni	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,003
Mg	1,261	1,305	1,120	1,107	0,946	1,084
Ca	0,016	0,015	0,023	0,018	0,020	0,028
Na	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
K	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítios M1,M2	1,990	1,992	1,981	1,985	1,984	1,983
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg(Mg+Fe) (MMF)	0,656	0,678	0,590	0,583	0,500	0,573
En	64,5	66,7	57,7	57,2	48,9	55,8
Fs	34,7	32,5	41,1	41,9	50,0	42,8
Wo	0,8	0,8	1,2	0,9	1,0	1,4

Tabela A2 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas (cont.)

PLAGIOCLÁSIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA	ZMI							ZMS		
MEMBRO	ZMI-SB	ZMI-SB	ZMI-P1	ZMI-P2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZMI-M2	ZMS-M1	ZMS-P2	ZMS-M3
AMOSTRA	L6000N-8100E	TLR-196	L6000N-7125E	L6000N-6000E	L6000N-5970E	L6000N-5750E	L6000N-5450E	L6000N-3250E	L1000N-2450E	L6000N-1850E
ANÁLISE	T06EP4	T01FP3	T02EP4	T16BP2	T38CP1	T03JP1	T07DP4	T08FP4	T28CP3	T10GP1
Na2O %	2,052	1,513	4,189	2,445	2,056	1,293	1,398	3,154	1,701	2,933
SiO2 %	48,486	46,656	54,529	48,972	48,780	46,373	47,498	51,753	47,867	51,140
Al2O3 %	33,587	34,373	30,617	33,218	33,471	35,247	34,250	31,229	34,524	32,126
K2O %	0,014	0,029	0,723	0,045	0,037	0,016	0,066	0,151	0,053	0,169
FeO %	0,007	0,019	0,009	0,014	0,027	0,062	0,045	0,091	0,000	0,080
BaO %	0,049	0,039	0,086	0,000	0,073	0,107	0,000	0,098	0,000	0,000
CaO %	16,340	17,668	10,611	15,602	16,383	17,608	17,465	14,081	16,681	14,249
SrO %	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,119	0,000	0,000	0,000
Total	100,535	100,297	100,764	100,306	100,827	100,706	100,841	100,557	100,826	100,697
Normalização dos cátions na base de 8 oxigênios										
Na ⁺¹	0,181	0,134	0,363	0,216	0,181	0,114	0,123	0,276	0,150	0,257
Si ⁺⁴	2,205	2,139	2,435	2,229	2,213	2,117	2,162	2,338	2,172	2,307
Al ⁺³	1,801	1,857	1,612	1,782	1,790	1,896	1,837	1,663	1,846	1,708
K	0,001	0,002	0,041	0,003	0,002	0,001	0,004	0,009	0,003	0,010
Fe ⁺²	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,000	0,003
Ba ⁺²	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Ca ⁺²	0,796	0,868	0,508	0,761	0,796	0,861	0,852	0,682	0,811	0,689
Sr ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
TOTAL	4,985	5,001	4,961	4,990	4,984	4,993	4,983	4,973	4,982	4,972
O-2	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
An	81,4	86,4	55,7	77,7	81,3	88,2	87,0	70,5	84,2	72,1
Ab	18,5	13,4	39,8	22,0	18,5	11,7	12,6	28,6	15,5	26,9
Or	0,1	0,2	4,5	0,3	0,2	0,1	0,4	0,9	0,3	1,0

Tabela A3 - Análises químicas representativas de plagioclásio do Complexo de Cana Brava

PLAGIOCLÁSIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA	ZMS										
MEMBRO	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-M4	ZMS-M4	ZMS-P5	ZMS-M5	ZMS-P6	ZMS-M6	ZMS-M6	ZMS-P7
AMOSTRA	TLR-408B	TLR-408C	TLR-103A	L2000N-00	L2000N-550W	TLR-360	L2000N-1275W	L3000N-1300W	L2000N-1600W	L2000N-1700W	L3000N-1800W
ANÁLISE	T18CPA2	T29AP1	T55AP1	T11FP3	T04EP1	T27GP5	T12BP1	T20AP1	T60FP2	T13AP1	T61CP3
Na ₂ O %	1,402	0,840	1,205	1,561	1,980	1,787	1,598	1,365	1,237	1,250	0,781
SiO ₂ %	46,858	44,748	45,365	46,927	48,350	48,097	47,005	46,574	46,194	45,918	45,072
Al ₂ O ₃ %	34,747	34,977	33,928	34,540	33,875	34,127	34,378	34,780	34,278	34,571	35,000
K ₂ O %	0,004	0,010	0,046	0,032	0,031	0,055	0,058	0,016	0,051	0,046	0,000
FeO %	0,016	0,041	0,070	0,033	0,029	0,116	0,109	0,014	0,041	0,315	0,000
BaO %	0,050	0,000	0,191	0,121	0,098	0,073	0,049	0,000	0,049	0,122	0,000
CaO %	17,487	18,850	18,229	16,989	16,497	16,493	17,292	17,650	17,928	17,664	18,750
SrO %	0,000	0,000	0,039	0,049	0,000	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,564	99,466	99,073	100,252	100,860	100,748	100,538	100,399	99,778	99,886	99,603
Normalização dos cátions na base de 8 oxigénios											
Na ⁺¹	0,124	0,076	0,109	0,139	0,174	0,157	0,142	0,121	0,111	0,112	0,070
Si ⁺⁴	2,139	2,077	2,115	2,148	2,194	2,185	2,148	2,130	2,130	2,118	2,086
Al ⁺³	1,869	1,913	1,864	1,864	1,812	1,827	1,852	1,875	1,863	1,879	1,909
K	0,000	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,000
Fe ⁺²	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,004	0,004	0,001	0,002	0,012	0,000
Ba ⁺²	0,001	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000
Ca ⁺²	0,855	0,937	0,911	0,833	0,802	0,803	0,847	0,865	0,886	0,873	0,930
Sr ⁺²	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	4,989	5,005	5,009	4,990	4,988	4,982	4,998	4,993	4,995	4,999	4,995
O-2	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
An	87,3	92,5	89,1	85,6	82,0	83,3	85,4	87,6	88,6	88,4	93,0
Ab	12,7	7,5	10,7	14,2	17,8	16,3	14,3	12,3	11,1	11,3	7,0
Or	0,0	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,3	0,3	0,0

Tabela A3 - Análises químicas representativas de plagioclásio do Complexo de Cana Brava (cont.)

PLAGIOCLÁSIO - COMPLEXO DE CANA BRAVA				PLAGIOCLÁSIO - INTRUSÕES NORÍTICAS					
ZONA	ZMS			ZNC	ZNC	ZNC	ZNB	ZNB	
MEMBRO	ZMS-P7	ZMS-M7	XENÓLITO						
AMOSTRA	L2000N-1870W	L2000N-2250W	L1000N-2575BWX	TLR-349	L4000N-2775A1W	L4000N-2775A2W	L1000N-2575BWIN	TLR-348IN	
ANÁLISE	T21DP3	T65BP1	T32EP3	T31NP4	T23EP2	T24FP5	T32AP1	T67AP1	
Na2O %	1,620	1,246	2,572	1,672	1,078	1,506	3,526	4,525	
SiO2 %	47,070	46,361	49,425	47,593	45,872	46,959	51,896	53,948	
Al2O3 %	34,330	34,226	31,828	34,212	35,049	34,430	30,372	28,741	
K2O %	0,050	0,013	0,047	0,043	0,037	0,000	0,098	0,100	
FeO %	0,196	0,050	0,105	0,095	0,009	0,142	0,069	0,039	
BaO %	0,000	0,051	0,174	0,000	0,126	0,051	0,025	0,000	
CaO %	17,097	17,835	15,167	16,385	18,089	17,505	13,519	11,785	
SrO %	0,000	0,000	0,000	0,049	0,020	0,000	0,000	0,000	
Total	100,363	99,782	99,318	100,049	100,280	100,593	99,505	99,138	
Normalização dos cátions na base de 8 oxigênios									
Na ⁺¹	0,144	0,111	0,229	0,148	0,096	0,133	0,312	0,399	
Si ⁺⁴	2,153	2,136	2,272	2,176	2,106	2,145	2,365	2,455	
Al ⁺³	1,851	1,859	1,724	1,843	1,897	1,854	1,632	1,541	
K	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,000	0,006	0,006	
Fe ⁺²	0,007	0,002	0,004	0,004	0,000	0,005	0,003	0,001	
Ba ⁺²	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	
Ca ⁺²	0,838	0,881	0,747	0,803	0,890	0,857	0,660	0,575	
Sr ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	
TOTAL	4,995	4,990	4,982	4,978	4,994	4,995	4,977	4,977	
O-2	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
An	85,1	88,7	76,3	84,2	90,1	86,5	67,5	58,7	
Ab	14,6	11,2	23,4	15,5	9,7	13,5	31,9	40,8	
Or	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,0	0,6	0,6	

Tabela A3 - Análises químicas representativas de plagioclásio do Complexo de Cana Brava e das Intrusões Noríticas (cont.)

SULFETOS - COMPLEXO DE CANA BRAVA

ZONA	CALCOPIRITA	PENTLANDITA			TROILITA	PIRROTITA					
	ZMS	ZMS			ZMS	ZMS					
MEMBRO	ZMS-P4	ZMS-P1	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P1	ZMS-P1	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P4	ZMS-P7
AMOSTRA	TLR-355A	L6000N-4230E	TLR-408A	TLR-355A	L6000N-4230E	L6000N-4230E	TLR-408A	TLR-355A	TLR-408A	L3000N-1800W	
ANÁLISE	TS07AZ2	TS05BK1	TS01BN1	TS07AN3	TS06CT2	TS06CT4	TS01BT2	TS07AT3	TS01BT3	T3000N	
Fe %	30,472	32,093	30,871	30,213	61,023	60,696	59,899	60,685	59,168	58,266	
Ni%	0,019	31,488	34,970	34,768	0,141	0,202	0,253	0,246	0,338	0,237	
Co %	0,000	3,478	1,217	1,744	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	
Cu %	34,408	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,059	0,002	0,096	
S %	34,671	33,232	33,378	33,564	38,746	38,543	39,807	38,798	39,113	39,381	
Total	99,570	100,291	100,472	100,289	99,910	99,441	99,990	99,788	98,621	97,980	
% at Fe	25,158	26,042	25,003	24,482	47,436	47,412	46,253	47,209	46,364	45,819	
% at Ni	0,015	24,315	26,952	26,809	0,104	0,150	0,186	0,182	0,252	0,177	
% at Co	0,000	2,675	0,934	1,339	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	
% at Cu	24,970	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,001	0,066	
% at S	49,857	46,968	47,085	47,370	52,459	52,438	53,538	52,569	53,382	53,938	
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	
Un.For At.Fe	1,006	4,427	4,251	4,162	0,949	7,112	6,938	7,081	6,955	6,873	
Un.For At.Ni	0,001	4,134	4,582	4,558	0,002	0,023	0,028	0,027	0,038	0,027	
Un.For At.Co	0,000	0,455	0,159	0,228	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	
Un.For At.Cu	0,999	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,010	
Un.For At.S	1,994	7,985	8,004	8,053	1,049	7,866	8,031	7,885	8,007	8,091	
Total	4,000	17,000	17,000	17,000	2,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	

Tabela A.6 - Análises químicas representativas de sulfetos do Complexo de Cana Brava