



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

CATARINA LABOURÉ BENFICA TOLEDO

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS NO
GREENSTONE BELT BARBACENA, REGIÃO DE NAZARENO, MG

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de
Doutor em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Asit Choudhuri

Co-orientador: Prof. Dr. Gergely Andrés Julio Szabó

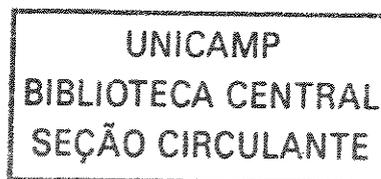
Este exemplar corresponde a
redação final da tese defendida
por Catarina Labouré Benfica Toledo
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 20/11/2002

Asit Choudhuri

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Outubro - 2002



i

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

UNIDADE	FE
Nº CHAMADA	TUNICAMP T575e
V	EX
TOMBO BC/	52429
PROC.	124103
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	01/03/03
Nº CPD	

CM00179861-6

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

BIB ID 281958

T575e Toledo, Catarina Labouré Benfica
Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no *Greenstone Belt*
Barbacena, região Nazareno, MG / Catarina Labouré Benfica Toledo.-
Campinas,SP.: [s.n.], 2002.

Orientador: Asit Choudhuri
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Rochas ígneas – Nazareno-MG. 2. Belts, Greenstone. 3. Komatitos
4. Geoquímica. 5. Metamorfismo. 6. Geologia Estrutural 7. Petrologia.
I. Choudhuri, Asit. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências III. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: CATARINA LABOURÉ BENFICA TOLEDO

TÍTULO DA TESE: EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS ROCHAS MÁFICAS E
ULTRAMÁFICAS NO *GREENSTONE BELT* BARBACENA, REGIÃO DE NAZARENO,
MG

ORIENTADOR: Prof. Dr. Asit Choudhuri

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó

Aprovada em: 2011/12002

PRESIDENTE: Prof. Dr. Asit Choudhuri

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Asit Choudhuri - Presidente

Prof. Dr. Ciro A. Ávila

Ciro Alexandre Ávila

Prof. Dr. Aripínio A. Nilson

Aripínio A. Nilson

Prof. Dr. Alfonso Schrank

Alfonso Schrank

Prof. Dr. Job J. Batista

Job J. Batista

Campinas – outubro 2002

*Valeu a pena? Tudo vale a pena
se a alma não é pequena.
Quem quer passar além do Bojador
tem que passar além da dor.
Deus, ao mar o perigo e o abismo deu
mas, nele é que espalhou o céu.*

Fernando Pessoa

*Para meus pais, Juracy e Geraldo (in memoriam),
e para minhas queridas filhas
Flora e Raiza*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que de alguma forma, ou de muitas formas, contribuíram para a realização desta tese.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pela bolsa de estudos e pelo suporte financeiro para realização desta pesquisa (Processo N^o.98/2293-3).

Ao meu sábio orientador Prof. Dr. Asit Choudhuri, com quem aprendi muitas coisas além de geologia, agradeço por todos os ensinamentos, pelas enriquecedoras discussões geológicas, pela amizade, incentivo e apoio durante todos estes anos.

Ao Prf. Dr. Gergely A. J. Szabó, co-orientador desta tese, agradeço pela ajuda inestimável na aquisição dos dados de química mineral, pela participação nos trabalhos campo e pelas discussões geológicas que muito contribuíram para a finalização desta tese.

Aos professores Dr. Ciro Ávila, Dr. Alfonso Schrank e Dr. Job J. Batista, membros da qualificação, pelas críticas e sugestões.

À Profa. Dra. Jacinta Enzweiler pelo auxílio na aquisição dos dados geoquímicos e pelo incentivo. Ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira agradeço a disponibilidade em discutir sobre a geologia da área e pelas indicações de literatura relativas aos temas abordados nesta tese.

Aos funcionários do Instituto de Geociências: Juarez, Edinalva, Sr. Aníbal, Davison, Paulo, Cássia, Dorinha, Márcia e Maurícia, pelo agradável convívio ao longo desses anos e pelas famosas “quebradas de galho”.

Aos demais professores e funcionários do IG/UNICAMP pela acolhida durante o curso de doutorado. Agradecimento especial à querida Valdirene pela amizade e pelo alto astral.

Aos Profs. Drs. André Ribeiro e Joel Valença da UFRJ pelo incentivo para iniciar esta pesquisa e pelas proveitosas conversas geológicas.

Aos professores Dr. Márcio Pimentel, Dr. Elton Dantas e a amiga Simone Gioia, do Laboratório de Geocronologia da UNB, pela solicitude e ajuda na preparação das amostras para análises de Sm-Nd e no tratamento desses resultados.

Aos amigos e colegas de pós-graduação: Monge, Carrera, Dailto, Aparecida, Solange, Barata (vulgo Clausionor), Rose, Benvenuto, Tapia, Rigoberto, Tiçoca, Alexandre e Fabio pela força em inúmeras oportunidades e por todos os momentos de convívio agradabilíssimo.

Aos amigos Analuisa, José Renato e Alexandre (Baleia) pela excelente e divertida companhia nos trabalhos de campo e pelas discussões sobre a geologia da área.

Ao Hector pelo auxílio na interpretação dos resultados de geoquímica e por aqueles momentos de lamentos conjunto que só os seres em final de tese podem entender.

Aos amigos que já não se encontram por aqui, mas com os quais dividi muitos momentos de alegria: Mara, Eder, Carla, Tati e Dani.

A Irian gostaria de agradecer pela confecção e impressão dos mapas desta tese e, sobretudo, pela amizade, apoio e carinho nestes últimos anos. Valeu a força !!

A Adalene que nesta etapa final de tese ajudou de todas as formas que uma amiga pode ajudar, corrigindo textos madrugada adentro, discutindo sobre a evolução geológica da área e estimulando com sua força e otimismo.

Ao Guilherme meu agradecimento especial, pela ajuda imprescindível em várias etapas de campo, pelas longas e intermináveis discussões sobre geologia e pelo carinho, leveza e companheirismo de sempre.

A minha mãe e as minhas irmãs Terezinha, Margarida e Goretti, com quem aprendo diariamente o significado das palavras amor, cuidado e solidariedade, gostaria de expressar minha profunda gratidão pelo apoio incondicional e por toda a alegria compartilhada até aqui. Que ainda sejam muitas...

As minhas adoráveis filhas, Raiza e Flora, pela amizade e carinho com que me ajudam a seguir olhando sempre na direção do sol nascente...



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS NO
GREENSTONE BELT BARBACENA, REGIÃO DE NAZARENO, MG.**

RESUMO

TESE DE DOUTRADO

Catarina Labouré Benfica Toledo

A região de Nazareno está localizada na borda meridional do Cráton do São Francisco e inclui rochas de origem plutônica, vulcânica e sedimentar, arqueanas a mesoproterozóicas, retrabalhadas por eventos termo-tectônicos subsequentes. Dois conjuntos distintos de rochas máficas e ultramáficas ocorrem nesta região. O primeiro representado por metavulcânicas de filiação komatiítica e toleítica, pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena, e o segundo caracterizado por corpos máfico-ultramáficos diferenciados encaixados nessa sucessão vulcano-sedimentar. O presente estudo pretende caracterizar e reconstruir a história evolutiva desses conjuntos de rochas máficas e ultramáficas.

As rochas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar estão distribuídas em duas faixas irregulares com direção NE-SW, Faixa Nazareno e Faixa Rio das Mortes, delimitadas por granitóides paleoproterozóicos intrusivos. As rochas de filiação komatiítica são depletadas em alumínio e apresentam características químicas semelhantes às ocorrências clássicas de komatiitos do tipo ADK, com valores de $Al_2O_3/TiO_2 < 20$, razões entre Ti, Zr, Sc distintas das razões condriticas e depleção de ETR pesados, sugerindo uma origem a partir de plumas mantélicas profundas, geradas entre 450 e 650 km. As rochas de filiação toleítica apresentam características transicionais entre E-MORB e N-MORB e são semelhantes aos basaltos de *plateaus* oceânicos, formados por plumas mantélicas em ambiente intraplaca.

Associados às faixas vulcano-sedimentares ocorrem quatro corpos máfico-ultramáficos diferenciados, lenticulares e isolados, que apresentam proporções variáveis de termos máficos (metagabros e anfíbolitos) e ultramáficos (metaperidotito e metapiroxenito). Apesar do metamorfismo e deformação, as feições texturais originais indicativas de protólitos magmáticos plutônicos diferenciados, tais como texturas cumuláticas e acamamento ígneo, encontram-se ainda preservadas. Os padrões de ETR destes corpos são semelhantes aos dos complexos estratiformes clássicos, sugerindo cristalização em ambiente anorogênico.

A região foi afetada por pelo menos três eventos termo-tectônicos, D_{n-1} , D_n e D_{n+1} . O mais antigo, possivelmente arqueano, desenvolveu-se em condições de fácies anfíbolito inferior (M_1) e seus registros estão impressos nas rochas da sucessão vulcano-sedimentar. O evento de deformação principal (D_n) gerou as feições tectônicas penetrativas da área, registradas tanto na sucessão vulcânica quanto nos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. Este evento se processou em condições de fácies anfíbolito inferior a médio (M_2) e representa a primeira manifestação do Evento Transamazônico na região. A fase D_{n+1} afetou todas as rochas da região e se desenvolveu em condições de fácies xisto verde superior (M_3). Ela pode representar a segunda manifestação do Evento Transamazônico ou estar relacionada à Orogênese Brasileira.

A evolução geológica proposta para essas rochas envolve a deposição da sucessão vulcano-sedimentar em ambiente de *plateau* oceânico; colagem e acreção desse *plateau* em uma margem continental; intrusão de corpos máfico-ultramáficos em ambiente anorogênico; deformação e metamorfismo dessas seqüências durante o Evento Transamazônico, acompanhado pela intrusão de vários corpos granitóides e dioritos associados ao magmatismo do Cinturão Mineiro; e reativação de estruturas mais antigas durante o Evento Brasileiro. A idade do ponto de partida desta evolução ainda não está definida, visto que não existem dados geocronológicos acerca da sucessão vulcano-sedimentar. A idade mínima é balizada pela idade do Trondhjemito Cassiterita (2.162 ± 10 Ma), intrusivo nos corpos máfico-ultramáficos e em suas encaixantes.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**GEOLOGICAL EVOLUTION OF MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS IN THE
BARBACENA GREENSTONE BELT, NAZARENO REGION, MG**

ABSTRACT

DOCTORATE THESIS

Catarina Labouré Benfica Toledo

The study area is located at the southern border of the São Francisco Craton and shows plutonic, volcanic and sedimentary rocks, of Archean to Mesoproterozoic age, reworked by later thermo-tectonic events. Two different groups of mafic and ultramafic rocks occur in this region. The first is a komatiite-tholeiite sequence belonging to the Barbacena Greenstone Belt, and the second consists of differentiated mafic-ultramafic bodies intruded in this volcanic-sedimentary sequence. This research aims to characterize and reconstruct the evolution of these two groups of mafic and ultramafic rocks.

The rocks of the volcanic-sedimentary sequence are distributed in two irregular NE-SW belts, named Nazareno and Rio das Mortes belts, surrounded by intrusive Paleoproterozoic granitoids. The Al-depleted komatiites ($ADK, Al_2O_3/TiO_2 < 20$) present Ti, Zr, Sc ratios different from the chondrite patterns and are HREE depleted. They are interpreted as the result of plume related magmatism generated at depths of 450 to 600 km. The tholeiite succession presents transitional characteristic between E-MORB and N-MORB, similar to basalts of oceanic plateau, and is best interpreted as the result of a mantle plume related intra-oceanic plate.

Four different mafic-ultramafic layered bodies are distributed in the volcanic sedimentary belts with different proportions of mafic (metagabbros and amphibolites) and ultramafic (metaperidotite and metapiroxenite) components. In spite of the metamorphism and deformation, the original textural features such as cumulate textures and magmatic layering, indicative of differentiated magmatic plutonic protholiths, are still preserved in some of them. The REE patterns of these bodies are similar to the classical layered complex, suggesting an anorogenic setting.

The region was affected by at least three thermo-tectonic events, D_{n-1} , D_n e D_{n+1} . The oldest, probably of Archean age, developed at lower amphibolite conditions (M_1) is recognizable in the volcanic sedimentary rocks. Pervasive tectonic features recorded also in the volcanic succession and in the mafic-ultramafic layered bodies, characterize the main deformation event D_n . This event occurs in lower to middle amphibolite facies and represents the first register of the Transamazonian Event in the region. The D_{n+1} phase is impressed in all rocks of the study area and developed at upper greenschist facies (M_3), representing either the second manifestation of the Transamazonian Event or an event related to the Brasiliano Orogenic Cycle.

The geological evolution proposed for these rocks involves the deposition of volcano-sedimentary succession in an oceanic plateau setting; collage and accretion of oceanic plateau at a continental margin; intrusion of mafic-ultramafic layered bodies in an anorogenic setting; deformation and metamorphism of these sequences during the Transamazonian event, followed by the intrusion of several granitoid bodies and diorites associated to magmatism of the Mineiro Belt. Probably, the reactivation of the oldest structures in greenschist facies occurred during the Brasiliano Event. The age of the beginning of this evolution is still poorly known. However, the minimum age is marked by the Cassiterite Trondhjemite body (2.612 ± 10 Ma) intrusive in the mafic-ultramafic bodies and their host rocks

SUMÁRIO

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO

I.1. Objetivos da pesquisa	03
I.2. Localização da área de estudo.....	03
I.3. Etapas e métodos de trabalho	04
I.4. Nomenclatura adotada	09

CAPÍTULO II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1. Aspectos geológicos da porção sul do Cráton São Francisco	13
II.1.1. Unidades arqueanas	14
II.1.2. Unidades proterozóicas.....	23
II.2. O <i>Greenstone Belt</i> Barbacena - compartimentação e estruturação interna	27
II.2.1. Litotipos e empilhamento estratigráfico	27
II.2.2. Corpos máficos e ultramáficos	29
II.2.3. Deformação e metamorfismo	30

CAPÍTULO III. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

III.1. Unidades litológicas	33
III.1.1. Sucessão vulcano-sedimentar	33
III.1.2. Corpos máfico-ultramáficos diferenciados	37
III.1.3. Granitos, gnaisses e migmatitos indivisos.....	39
III.1.4. Corpos intermediários e félsicos	46
III.1.5. Diques de metadiabásio.....	63
III.1.6. Rochas metassedimentares da Serra Ouro Grosso	64
III.2. Geologia estrutural	65
III.2.1. A Fase de Deformação Dn-1	65
III.2.2. A Fase de Deformação Dn	66
III.2.3. A Fase de Deformação Dn+1	71
III.2.4. Correlações Regionais	71

CAPÍTULO IV. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS VULCÂNICAS

IV.1. Rochas ultramáficas	75
IV.1.1. Aspectos de campo	76
IV.1.2. Petrografia	81
IV.2. Rochas máficas	99
IV.2.1. Aspectos de campo.....	99
IV.2.2. Petrografia.....	100
IV.3. Metamorfismo e deformação	117
IV.2.1. Metamorfismo das rochas ultramáficas	117
.2.2. IV Metamorfismo das rochas máficas.....	120
IV.4. Características químicas das rochas máficas e ultramáficas vulcânicas.....	125
IV.4.1. Classificação química	125
IV.4.2. Vulcânicas de filiação komatiítica	133
IV.4.2.1. Mobilidade química em processos secundários.....	133
IV.4.2.2. Comportamento dos elementos maiores, menores e traço	142
IV.4.2.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras.....	157
IV.4.3. Vulcânicas de filiação toleítica	163
IV.4.3.1. Mobilidade química em processos secundários.....	163
IV.4.3.2. Comportamento dos elementos maiores, menores e traço	164
IV.4.3.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras.....	173
IV.4.4. Integração e interpretação dos resultados	174
IV.5. Geoquímica isotópica – Sistema Sm-Nd	181

CAPÍTULO V. CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DIFERENCIADOS

V.1. Corpo Forro	189
V.1.1. Aspectos de campo.....	189
V.1.2. Petrografia	197
V.2. Corpo Manuel Inácio.....	209
V.2.1. Aspectos de campo.....	209
V.2.2. Petrografia	210
V.3. Corpo Rio dos Peixes	220
V.3.1. Aspectos de campo.....	220
V.3.2. Petrografia	220
V.4. Corpo Rio Grande	227
V.4.1. Aspectos de campo.....	227
V.4.2. Petrografia	227
V.5. Metamorfismo e deformação.....	241
V.5.1. Metamorfismo das rochas ultramáficas.....	242
V.5.2. Metamorfismo das rochas máficas	244
V.6. Características químicas dos corpos máfico- ultramáficos diferenciados.....	249
V.6.1. Mobilidade dos elementos químicos	249
V.6.2. Comportamento dos elementos maiores menores e traço	255
V.6.2.1. Classificação química.....	255
V.6.2.2. Diagramas de variação binários	259
V.6.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras	268
V.6.4. Integração e interpretação dos resultados.....	274
V.7. Geoquímica isotópica – Sistema Sm-Nd.....	281

CAPÍTULO VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

VI.1. Considerações finais	285
VI.2. Evolução Geológica	292
VI.3. Trabalhos futuros	295

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	297
---	------------

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área investigada e principais vias de acesso.....	05
Figura 2. Mapa simplificado da porção meridional do Cráton São Francisco (extraída e modificada de Marshak <i>et al.</i> 1992).	15
Figura 3. Distribuição do <i>Greenstone Belt</i> Barbacena e localização da área investigada (extraída e modificada de Pires <i>et al.</i> 1990).	17
Figura 4. Mapa geológico da borda meridional do Cráton São Francisco, mostrando a distribuição aproximada das principais unidades geológicas (extraída de Ávila 2000).....	21
Figura 5. Classificação de anfibólio cálcico em metakomatiitos.....	87
Figura 6. Classificação de clorita em metakomatiitos.	87
Figura 7. Classificação de anfibólio cálcico em clorita-anfibólio xisto.....	93
Figura 8. Classificação de clorita em clorita-anfibólio xisto.	93
Figura 9. Classificação de anfibólio cálcico em olivina-clorita-anfibólio xisto..	95
Figura 10. Classificação de clorita em olivina-clorita-anfibólio xisto.....	95
Figura 11. Classificação de anfibólio cálcico em rochas metavulcânicas máficas.....	107
Figura 12. Classificação de plagioclásio em rochas metavulcânicas máficas.	109
Figura 13. Classificação e nomenclatura das rochas (meta)vulcânicas no diagrama álcalis x sílica de Le Maitre <i>et al.</i> (1989).....	127
Figura 14. Classificação das rochas (meta)vulcânicas máficas sub-alcálicas com base no diagrama K ₂ O x SiO ₂ (Le Maitre <i>et al.</i> 1989 e Rickwood 1989).....	127
Figura 15. Classificação de Le Bas (2000) para rochas vulcânicas magnesianas (MgO > 12 %).....	129
Figura 16. Classificação das rochas (meta) vulcânicas máficas e ultramáficas segundo o Diagrama Catiônico de Jensen (1976).....	131
Figura 17. Diagramas de variação triangulares para rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas.....	131
Figura 18. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para as rochas de filiação komatiítica.....	137
Figura 19. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para as rochas de filiação komatiítica.....	139
Figura 20. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. MgO x PF, SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _T , CaO, Na ₂ O + K ₂ O (% em peso).....	143

Figura 21. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Zr, Nb (ppm).	145
Figura 22. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. Ti (ppm) x SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _T , CaO (% em peso), Cr e Ni (ppm).....	149
Figura 23. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. Sc x SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _T , Cr e Zr x Al ₂ O ₃ , Cr.....	151
Figura 24. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. Al ₂ O ₃ x TiO ₂ , CaO x Al ₂ O ₃ (% em peso), Ti x Sc, Sc x Zr, Ti x Zr, Ti x Y (ppm). Razões condriticas extraídas de Nesbitt <i>et al.</i> 1979.	155
Figura 25. Padrões de ETR para amostras de rochas metavulcânicas de filiação komatiítica, normalizados para o condrito C1 de Boynton <i>et al.</i> (1984).....	161
Figura 26. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para rochas metavulcânicas de filiação toleítica.	165
Figura 27. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica. MgO x SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _T , CaO, Na ₂ O, P ₂ O ₅ (% em peso).....	167
Figura 28. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica. MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Zr, Nb Y, Hf (ppm).	169
Figura 29. Diagramas de variação binários para amostras de vulcânicas de filiação toleítica. Zr x Nb, Ti x Zr, Zr x Y, Nb x Hf, La x Sm, La x Yb (ppm).	171
Figura 30. (a) Padrão de ETR para amostras de vulcânicas de filiação toleítica da área estudada; (b) Padrão médio de ETR para N-MORB, E-MORB e OIB; e (c) Padrão de ETR para amostras do Plateau do Caribe.....	177
Figura 31. Diagramas de isócronas Sm-Nd para: (a) amostras de metavulcânicas ultramáficas e máficas das Faixas Nazareno e Rio das Mortes; (b) amostras de metabasaltos e anfibólitos da Faixa Rio das Mortes.....	183
Figura 32. Perfil esquemático, E-W, ao longo das principais exposições do Corpo.	191
Figura 33. (a) Classificação de anfibólitos em metaperidotito do Corpo Forro (b) Classificação de anfibólio cálcico em metaperidotito do Corpo Forro.....	203
Figura 34. Classificação de clorita em metaperidotito do Corpo Forro.....	203
Figura 35. Classificação de anfibólitos em metapiroxenito do Corpo Forro: (a) Classificação de pseudomorfos de <i>cumulus</i> de piroxênio; (b) Classificação de pseudomorfos poiquilíticos de piroxênio; (c) Classificação de anfibólio cálcico; (d) Classificação de anfibólio ferro-magnesiano..	207
Figura 36. Composição de anfibólio e plagioclásio de metagabro do Corpo Manuel Inácio.....	217
Figura 37. Composição de Ca-anfibólio e plagioclásio de metagabro do Corpo Manuel Inácio.	217

Figura 38. (a) Classificação de anfibólio cálcico em metagabro do Corpo Rio dos Peixes; (b) Classificação de plagioclásio em metagabro do Corpo Rio dos Peixes.....	223
Figura 39. (a) Classificação de anfibólio cálcico em metagabro do Corpo Rio Grande; (b) Classificação de plagioclásio em metagabro do Corpo Rio Grande.....	231
Figura 40. Classificação de anfibólio cálcico em anfibolito do Corpo Rio Grande.	237
Figura 41. Classificação de anfibólio cálcico em metapiroxenito do Corpo Rio Grande.....	237
Figura 42. Diagramas de Razões de Propoções Moleculares para amostras de peridotito, olivina piroxenito, piroxenito, serpentinito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	251
Figura 43. Diagramas de Razões de Propoções Moleculares para amostras de peridotito, olivina piroxenito, piroxenito, serpentinito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	253
Figura 44. Diagrama classificatório álcali x sílica para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	257
Figura 45. Diagramas de variação triangulares para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	257
Figura 46. Diagramas de variação binários MgO x PF, SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO, Na ₂ O (% em peso) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	261
Figura 47. Diagramas de variação binários MgO (% em peso) x K ₂ O, P ₂ O ₅ , FeO _T , TiO ₂ (% em peso) e Sr, Ga (ppm) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	263
Figura 48. Diagramas de variação binários MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Y e Zr (ppm) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.	265
Figura 49. Padrões de Elementos Terras Raras para as amostras de peridotito, piroxenito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. (a) Corpo Forro, (b) Corpo Manuel Inácio e (c) Corpo Rio Grande e Rio dos Peixes.....	269
Figura 50. Padrões de Elementos Terras Raras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e de outras ocorrências clássicas de rochas máfica-ultramáficas.	275
Figura 51. Padrões de Elementos Terras Raras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e dos basaltos toleíticos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar (Faixa Rio das Mortes).....	279

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1. Bandas centimétricas de metapelito branco, muito alterado, intercaladas em pacote de gonditos	35
Fotografia 2. Biotita granito foliado cortando anfibolitos pertencentes à Faixa Nazareno.	41
Fotografia 3. Biotita granodiorito gnaïsse apresentando vênulas graníticas e pegmatitos concordantes com a foliação principal (Sn).	41
Fotografia 4. Biotita granodiorito gnaïsse cortado por pelo menos duas gerações de veios graníticos.....	43
Fotografia 5. Biotita granodiorito gnaïsse cortado por zona de cisalhamento direcional sinistral, atribuída à fase Dn+1.....	43
Fotografia 6. Bandamento gnáïssico caracterizado pela alternância de bandas claras e escuras, ambas de composição tonalítica, em gnaïsse bandado migmatítico.	47
Fotografia 7. Gnaïsse bandado migmatítico apresentando bandamento gnáïssico dobrado e transposto pela foliação tectônica regional (Sn).	47
Fotografia 8. Dique metabásico cortando gnaïsse bandado tonalítico.	49
Fotografia 9. Xenólitos de anfibolito pertencente à Faixa Rio das Mortes em biotita hornblenda diorito foliado.	49
Fotografia 10. Zona de cisalhamento vertical (Dn) cortando rochas dioríticas e anfibolitos (xenólitos) pertencentes ao corpo de biotita hornblenda diorito.....	53
Fotografia 11. Detalhe da foto anterior, mostrando o caráter tardio dos corpos pegmatíticos, que se apresentam concordantes a levemente discordantes da foliação e, localmente, englobam rochas dioríticas cisalhadas	53
Fotografia 12. Enclave de gnaïsse máfico bandado em biotita hornblenda tonalito.	57
Fotografia 13. Biotita granito porfirítico apresentando fenocristais de K-feldspato orientados segundo a foliação de fluxo magmático, que é concordante com a foliação regional Sn.	57
Fotografia 14. Xenólito de biotita granito porfirítico observado nas bordas do corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado.	61
Fotografia 15. Contato planar entre o corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado e os xistos máficos pertencentes à Faixa Rio das Mortes.....	61
Fotografia 16. Xenólito de metagabro cisalhado pertencente ao Corpo Manuel Inácio, envolto por biotita granodiorito/tonalito foliado, próximo do contato entre estas duas unidades.	61
Fotografia 17. Xenólito de anfibolito em biotita hornblenda diorito, apresentando foliação tectônica Sn-1, dobrada por dobras Fn. Três gerações de vênulas ou veios podem ser observadas nesta	

exposição. Uma zona de cisalhamento sinistral tardia (Dn+1) corta os flancos da dobra, a foliação Sn impressa nos veios graníticos e as vênulas tonalíticas.....	67
Fotografia 18. Exposição de anfibolito pertencente à porção central da Faixa Rio das Mortes, apresentando dobras da foliação Sn-1, que se encontram localmente rompida por zonas de cisalhamento dextrais (Dn).	69
Fotografia 19. <i>Pod</i> de deformação em gnaiss bandado tonalítico, apresentando bandamento gnáissico Sn-1 dobrado por dobras Fn.	69
Fotografia 20. Forma de ocorrência de xistos ultramáficos.	77
Fotografia 21. Padrão estrutural típico dos afloramentos de rochas metaultramáficas.	77
Fotografia 22. Amêndoas centimétricas observadas em afloramentos de xistos ultramáficos.....	79
Fotografia 23. Textura <i>spinifex</i> observada em núcleo lenticular centimétrico preservado da deformação.	79
Fotografia 24. Relictos de disjunções poliedrais preservadas em <i>pods</i> de deformação.	83
Fotografia 25. Agregados de pseudomorfos de piroxênios originais, totalmente substituídos por Ca-anfibólios, compondo arranjo fibroso/radial.....	83
Fotografia 26. Textura <i>spinifex</i> planar caracterizada por feixes plano-paralelos de placas de olivinas, totalmente substituídas por clorita e opacos, organizadas em arranjo cônico triangular.	85
Fotografia 27. Pseudomorfos de piroxênios plumosos a radiais, totalmente substituídos por anfibólio cálcico em metakomatiítios.....	85
Fotografia 28. Vênula de serpentina cortando a trama original e englobando relictos de Ca-anfibólio e clorita.....	91
Fotografia 29. Pseudomorfos de fenocristais originais de piroxênio, totalmente substituídos por Ca-anfibólio e contornados pela foliação Sn.	91
Fotografia 30. Porfiroblastos de olivina apresentando várias inclusões de minerais opacos.	97
Fotografia 31. Relictos de agregados de anfibólio cálcico em serpentinito.	97
Fotografia 32 Afloramento de anfibolito na margem do Rio das Mortes, apresentado xistosidade sub-vertical Sn.	101
Fotografia 33 Anfibolito apresentando foliação Sn-1 dobrada e transposta pela foliação Sn.....	101
Fotografia 34 Pseudomorfos de piroxênios fibrosos e radiais, totalmente substituídos por Mg-hornblenda, em metabasaltos magnesianos.	103
Fotografia 35. Pseudomorfos de piroxênios esqueletais, totalmente substituídos por Mg-hornblenda, em metabasaltos magnesianos.	103

Fotografia 36 Porfiroblastos prismáticos de Mg-hornblenda orientados segundo a foliação Sn e dispostos em uma matriz composta por plagioclásio.....	111
Fotografia 37 Porfiroblastos de Fe-hornblenda em metabasalto tholeiítico.....	111
Fotografia 38 Porfiroblastos de antofilita, tardi-Sn, em antofilita–tremolita xisto.	115
Fotografia 39. Acamamento ígneo preservado em metapiroxenito do Corpo ultramáfico Forro.....	193
Fotografia 40. Acamamento ígneo superposto pela foliação Sn, em metapiroxenito do Corpo ultramáfico Forro	193
Fotografia 41. Resquício de acamamento cruzado, em metapiroxenito do Corpo ultramáfico Forro.....	195
Fotografia 42. Acamamento concêntrico em metapiroxenito do Corpo Forro.....	195
Fotografia 43. Textura poiquilítica mesocumulática caracterizada por cristais <i>cumulus</i> de olivina e ortopiroxênio (→ clorita), inclusos em cristal poiquilítico de piroxênios totalmente substituído por tremolita/Mg-hornblenda.....	199
Fotografia 44. Textura mesocumulática pseudomórfica definida por cristais <i>cumulus</i> de olivina (→ serpentina), inclusos em pseudomorfos de piroxênio, totalmente substituído por tremolita e cummingtonita.	199
Fotografia 45. <i>Cumulus</i> de ortopiroxênio totalmente substituído por clorita e tremolita fibrosa. O oikocristal hospedeiro apresenta núcleo de composição tremolítica e bordos de composição cummingtonita.	201
Fotografia 46. Textura poiquilítica mesocumulática em metapiroxenito do Corpo Manuel Inácio.....	201
Fotografia 47. <i>Cumulus</i> de clinopiroxênio totalmente substituído por anfibólio. O núcleo deste pseudomorfo apresenta finas inclusões de opacos e composição tremolítica, enquanto as bordas são compostas por Mg-cummingtonita.	211
Fotografia 48. Textura poiquilítica ortocumulática em metapiroxenito do Corpo Manuel Inácio.	211
Fotografia 49. Detalhe da foto anterior, mostrando <i>cumulus</i> de piroxênio, totalmente substituído por Mg-cummingtonita	215
Fotografia 50. Textura sub-ofítica em Metagabro do Corpo Manuel Inácio.....	215
Fotografia 51. Resquício de textura sub-ofítica definida por ripas de plagioclásio inclusas em pseudomorfo de piroxênio, totalmente substituído actinolita (núcleo) e hornblenda tchermakítica (borda).	225
Fotografia 52. Afloramento de metagabro nas margens do Rio Grande.	225
Fotografia 53. Textura blastoporfirítica caracterizada por pseudomorfos de piroxênios originais (→ hornblenda actinolítica) envoltos por uma matriz muito fina composta por plagioclásio.	229
Fotografia 54. Pseudomorfos de piroxênios originais substituídos por hornblenda e actinolita fibrosa em metagabro do Corpo Rio Grande.	229

Fotografia 55. Pseudomorfos de piroxênios originais substituídos por agregados de actinolita acicular ou idioblástica, em metagabro do Corpo Rio Grande.	235
Fotografia 56. Porfiroblastos de Mg-hornblenda com bordos de actinolita, definindo <i>trend</i> tchermarkítico inverso, do núcleo para as bordas do anfibólio.	235
Fotografia 57. Porfiroblastos sin-Sn de hornblenda contornados pela foliação Sn+1, definida por filmes milimétricos de clorita e zoisita/clinsoizita.....	239
Fotografia 58. Porfiroblastos de Mg-hornblenda, orientados segundo a foliação Sn, apresentando bordos de composição actinolítica.....	239

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Abreviações minerais segundo Kretz (1983).....	10
Tabela 2. Idades U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos corpos plutônicos paleoproterozóicos do segmento Conselheiro Lafaiete – Lavras.	25
Tabela 3. Assembléias metamórficas associadas aos eventos metamórficos M ₁ , M ₂ e M ₃ , nas metavulcânicas máficas e ultramáficas.....	121
Tabela 4. Análise de Elementos Terras Raras para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica.....	159
Tabela 5. Análises de Elementos Terras Raras para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica.	175
Tabela 6. Dados isotópicos Sm-Nd (rocha total) para amostras de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas provenientes das Faixas Nazareno e Rio das Mortes.	185
Tabela 7 – Assembléias metamórficas associadas aos eventos metamórficos M ₂ e M ₃ , impressos nas rochas dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	247
Tabela 8. Análises de Elementos Terras Raras para amostras dos corpos máfico-ultramáfico diferenciados.....	271
Tabela.9. Dados isotópicos Sm-Nd (rocha total) para amostras de rochas dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.....	283

LISTA DE ANEXOS

ANEXO I. Mapa geológico-estrutural.

ANEXO II. Mapa de pontos.

ANEXO III. Tabela de análises químicas para rochas máficas e ultramáficas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar.

ANEXO IV. Tabela de análises químicas para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados

ANEXO V. Tabela de análises químicas minerais

I. INTRODUÇÃO

Os terrenos arqueanos encerram uma grande parte da história evolutiva da terra, no entanto este registro é fragmentado e envolve processos complexos, pouco compreendidos, que culminaram na formação de áreas cratônicas estáveis ao final do Arqueano.

Nas últimas décadas, vários avanços vêm sendo obtidos no entendimento das rochas e processos formadores da crosta arqueana devido ao estudo das suas sucessões supracrustais. Estas seqüências, embora representem uma pequena proporção dos terrenos arqueanos, têm sido alvo de estudos em vários continentes, em função da grande quantidade e variedade de depósitos minerais a elas associados.

A reconstrução estratigráfica e paleogeográfica nestas sucessões supracrustais é uma tarefa difícil e fortemente complicada pela existência de dobramentos, falhas, escassez de unidades marcadoras, descontinuidades das unidades vulcânicas, mudanças rápidas de fácies relacionadas aos centros vulcânicos e, principalmente, pelas incertezas com relação aos processos tectônicos atuantes no Arqueano. Mesmo assim, uma boa documentação geológica vem sendo obtida em muitos *greenstone belts* através da utilização de conceitos modernos de estratigrafia, sedimentologia e vulcanologia, em conjunção com levantamentos geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos. Os resultados de investigações desta natureza têm se mostrado valiosos, tanto no que diz respeito ao entendimento do desenvolvimento da crosta (*cf.* Barley 1993; Alterman, 1996, Kerrich *et al.* 1999 a, b) como também na prospecção mineral (*cf.* Dimroth *et al.* 1985; Lowe 1985).

No Brasil poucos trabalhos foram realizados nos *Greenstone Belts* até o presente momento, quando comparado ao que tem sido feito em outros continentes (Schrank & Silva 1993). Na maioria destas seqüências existem poucas informações no que tange aos seus empilhamentos estratigráficos, às suas relações com os terrenos granito-gnáissicos circundantes, à sua paleogeografia e, ainda, com relação às idades das rochas vulcânicas e intrusivas a elas associadas.

Neste contexto está inserido o *Greenstone Belt* Barbacena (Pires 1978), que consiste em um dos remanescentes de fragmentos supracrustais arqueanos existentes na borda meridional do Cráton São Francisco. Este *greenstone belt* se apresenta como faixas vulcano-sedimentares, relativamente contínuas e de contornos irregulares, encaixadas em substrato arqueano correspondente à infra-estrutura siálica, que engloba os amplos terrenos gnáissicos e migmatíticos do limite sul do Cráton São Francisco (Pires *et al.* 1990). As faixas apresentam direção NE-SW e se estendem desde Conselheiro Lafaiete (sudoeste do Quadrilátero Ferrífero) até a cidade de Lavras. Associam-se a esta seqüência vários depósitos e ocorrências de manganês, bem como pegmatitos mineralizados (Sn-Ta-Nb-Be-Li) e lentes de sulfetos maciços polimetálicos (Fe-Cu-Zn-Ag-Au).

Nos últimos anos, vários pesquisadores vêm se dedicando ao estudo da região supramencionada. Tais estudos enfocaram principalmente a caracterização, datação e evolução de corpos plutônicos intrusivos no *Greenstone Belt* Barbacena e contribuíram significativamente para história evolutiva destes terrenos durante o Paleoproterozóico (Ávila 2000, Noce *et al.* 2000, Quéméneur & Noce 2000). Por outro lado, poucos trabalhos têm se dedicado ao estudo sistemático das faixas vulcano-sedimentares, restando assim inúmeras questões relacionadas à distribuição, caracterização, idades e evolução desta sucessão supracrustal.

Outra questão ainda pendente no contexto geológico desta região está relacionada ao significado e caracterização dos corpos máficos e ultramáficos diferenciados, supostamente arqueanos, associados espacialmente a esta sucessão vulcano-sedimentar. Tais corpos vêm sendo descritos não só no *Greenstone Belt* Barbacena (Barbosa 1998, Ávila 2000, Toledo *et al.* 2002) como também no *Greenstone Belt* Morro do Ferro (Szabó 1996) e no *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Pinheiro & Nilson, 2000). No entanto, seu papel na evolução destas sucessões supracrustais ainda não está devidamente esclarecido.

A proposta desta pesquisa é apresentar um estudo detalhado das rochas metamáficas e metaultramáficas de origem vulcânica e plutônica da região de Nazareno-Mercês de Água Limpa, visando estabelecer uma estratigrafia para esta porção do *Greenstone Belt* Barbacena, a partir de estudos estratigráficos, petrogenéticos e químicos detalhados. Pretende-se assim, contribuir para uma melhor compreensão dos ambientes e processos envolvidos na gênese dessa seqüência e, conseqüentemente, fornecer subsídios para a elaboração de um modelo integrado de evolução para os fragmentos supracrustais arqueanos da borda meridional do Cráton São Francisco.

I.1. Objetivos da pesquisa

O objetivo central desta pesquisa é reconstruir parte da história evolutiva do *Greenstone Belt* Barbacena, a partir da análise estratigráfica, petrográfica e química das rochas máficas ultramáficas, de origem vulcânica e plutônica, da região de Nazareno-Mercês de Água Limpa.

Para atingir tal proposta traçou-se os seguintes objetivos secundários, que tiveram como base o mapeamento geológico, escala 1:50.000:

- (i) delimitação das faixas vulcano-sedimentares e estudo das relações de contato destas com os terrenos granito-gnáissicos circundantes;
- (ii) estudo do conteúdo litológico destas faixas vulcano-sedimentares, buscando não somente compreender a distribuição dos diferentes litotipos, como também realizar uma criteriosa identificação dos protólitos e suas sucessões;
- (iii) delimitação e caracterização dos corpos plutônicos máficos e ultramáficos diferenciados e estudo de suas relações estratigráficas com a sucessão vulcano-sedimentar e com as demais unidades geológicas da área;
- (iv) identificação das estruturas ou famílias de estruturas indicativas dos eventos tectônicos regionais em cada uma das unidades geológicas da área estudada;
- (v) identificação das associações metamórficas diagnósticas dos eventos tectono-metamórficos regionais nas rochas máficas e ultramáficas;
- (vi) caracterização química das rochas máficas e ultramáficas;
- (vii) geoquímica de isótopos de Nd, na tentativa de estabelecer as idades das rochas máficas e ultramáficas de origem vulcânica e plutônica.

I.2. Localização e acesso à área investigada

A área investigada está localizada na parte sul do estado de Minas Gerais e engloba as cidades de Nazareno, Mercês de Água Limpa, Itutinga e Ibituruna (Figura 1). Ela inclui boa parte de Carta Topográfica NAZARENO (Folha SF-23-X-C-1-4) e a parte norte da carta ITUTINGA (Folha SF-23-X-C-1-4), ambas pertencentes ao arquivo Cartas Topográficas do Brasil – escala

1:50.000. A área é balizada pelas coordenadas 21° 00' a 21° 20' latitude sul e 44° 45' e 44° 31' longitude oeste.

O acesso à área é feito através da Rodovia Fernão Dias (BR-381), que liga São Paulo a Belo Horizonte, até a cidade de Lavras. A partir deste ponto segue-se pela BR-265, que liga as cidades Lavras e São João Del Rei, até a estrada secundária que dá acesso à cidade de Nazareno (Figura 1).

I.3. Etapas e métodos de trabalho

Com a finalidade de atingir os objetivos propostos nesta pesquisa foram estabelecidas as seguintes etapas de trabalho:

a. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas com enfoques distintos, em função das limitações relacionadas à escassez de exposições rochosas contínuas e ao intemperismo intenso observado na maioria dos afloramentos da região. Na primeira etapa foi realizado mapeamento geológico-estrutural em escala 1:50.000, dedicado à delimitação das faixas vulcano-sedimentares, ao estudo de suas relações de contato com as unidades circundantes e à caracterização de seu conteúdo litológico. Esta etapa culminou com a elaboração do mapa geológico-estrutural da área estudada, além dos perfis geológicos (Anexos I e II).

A segunda etapa foi dedicada ao mapeamento detalhado em alvos previamente selecionados, nos quais existiam exposições contínuas ou onde as relações estratigráficas entre as diferentes unidades geológicas ainda não estavam suficientemente esclarecidas. Para este mapeamento foram utilizadas as fotografias aéreas da CEMIG/1986 em escala 1:30.000, além de ampliações das cartas topográficas do IBGE – 1:50.000. Nesta etapa, estudou-se em detalhe alguns afloramentos mais preservados da deformação e intemperismo, o que permitiu uma melhor caracterização das unidades geológicas em estudo.

A metodologia utilizada foi a usual em terrenos metamórficos e envolveu descrições litológicas, identificação de estruturas primárias, descrição e análise cinemática de estruturas tectônicas, medição de elementos estruturais, confecção de perfis geológicos, documentação das observações por desenhos e fotografia e coleta de amostras representativas das diferentes unidades geológicas.

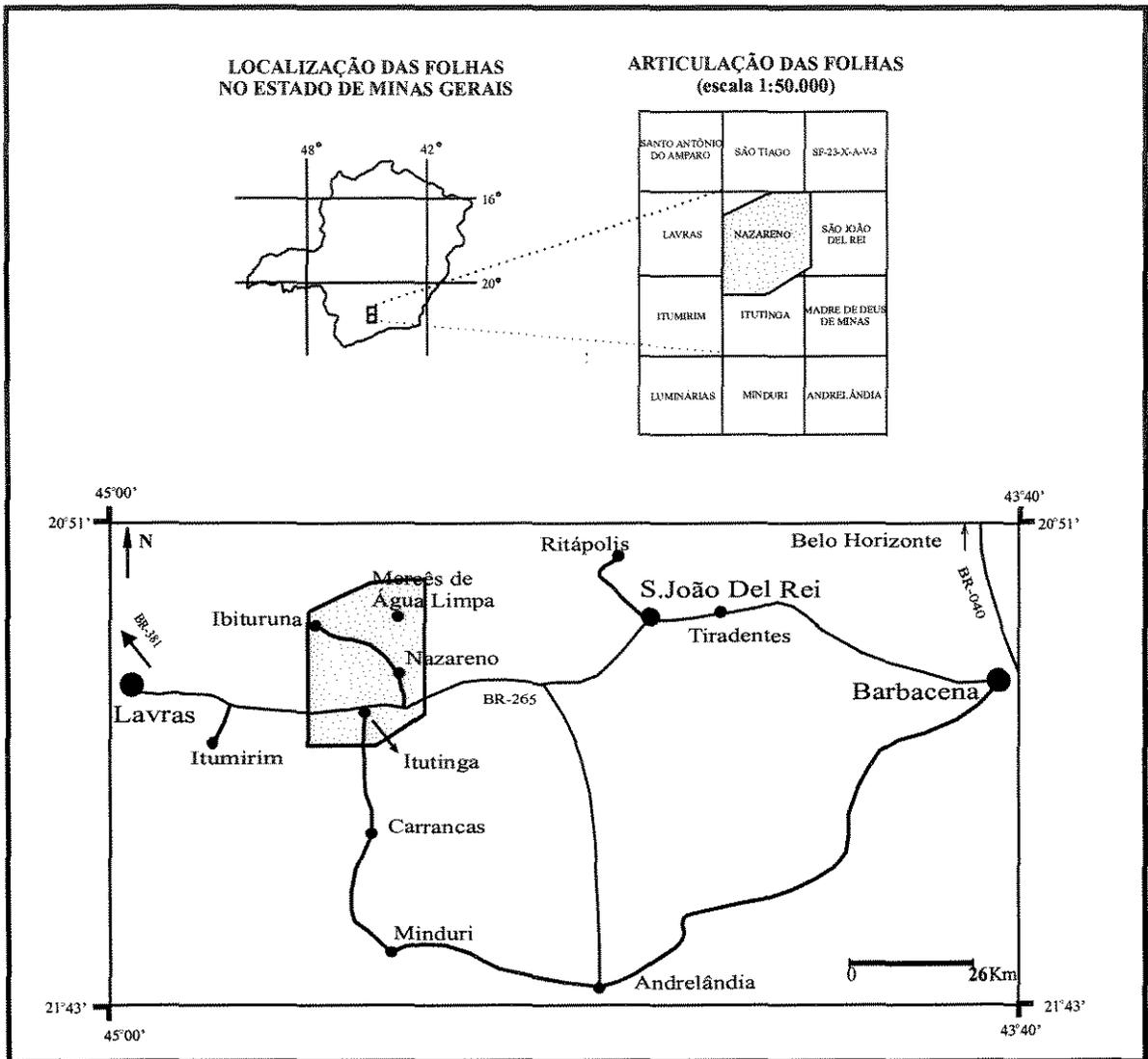


Figura 1. Localização da área investigada e principais vias de acesso.

b. Análise petrográfica

As amostras representativas coletadas durante as campanhas de campo foram analisadas ao microscópio ótico utilizando-se técnicas e critérios tradicionais de petrografia. A análise petrográfica teve como objetivo classificar e reconhecer os protólitos dos diferentes tipos litológicos e identificar as texturas e assembléias metamórficas diagnósticas de eventos tectono-metamórficos regionais. Neste sentido, foram estudadas lâminas de amostras situadas em *pods* de deformação e comparadas com aquelas situadas nas zonas deformadas. A localização das lâminas analisadas encontra-se no Mapa de Pontos (Anexo II).

c. Análises químicas minerais

Para caracterização das assembléias metamórficas representativas dos eventos metamórficos regionais foram selecionadas 15 amostras de rochas máficas e ultramáficas para análises químicas minerais.

As análises químicas quantitativas foram realizadas no Departamento de Microsonda e Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Mineralogia e Petrologia/IG-USP. O equipamento utilizado foi uma Microsonda Eletrônica JEOL, modelo JXA 8600. O programa para correção de efeitos de matriz PROZA operou nas seguintes condições de rotina: voltagem de aceleração 15KV; corrente do feixe 20 nA, diâmetro do feixe 5A, com padrões naturais e sintéticos.

O acervo analisado compreende 416 análises pontuais em olivina, anfibólios, cloritas, serpentina e plagioclásios. As análises representativas por espécies minerais estão apresentadas no Anexo V. Os resultados foram tratados no programa MINPET 2.0, também utilizado na confecção de diagramas apresentados neste trabalho.

d. Análises químicas em rocha total

A partir da análise petrográfica foram selecionadas 71 amostras de rochas máficas e ultramáficas para dosagens de elementos maiores, menores e traço. Destas, foram escolhida 30 para dosagem de Elementos Terras Raras (ETR).

As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras – IG/UNICAMP, onde foram extraídas as partes com evidências de alteração intempérica, bem

como zonas de cisalhamento localizadas ou venulações tardias. As amostras foram britadas no Britador de Mandíbula (Fritsch, modelo II Alemanha) e, posteriormente, pulverizadas no Moinho de Bolas Planetário (Fritsch, modelo 5/4 Alemanha) até gerar um pó com granulação de 75 μ m.

Parte das amostras pulverizadas foi encaminhada para o Laboratório de Fluorescência de Raios X, onde foram preparadas pastilhas prensadas e fundidas. As pastilhas prensadas foram utilizadas na determinação de elementos traço. Estas foram preparadas pela mistura de 9,0 g de amostra com 1,5 g de cera em pó (Hoeschst/Alemanha) e prensadas durante um minuto com pressão de 119 MPa, em prensa hidráulica HTP 40 (Herzog/Alemanha).

Os elementos maiores foram determinados em pastilhas fundidas, preparadas por fusão da amostra em pó seca, com uma mistura de metaborato e tetraborato de lítio (80/20 p/p - Spectroflux 100B Johnson Matthey/USA), na proporção de 5:1 (fundente/amostra) num equipamento de fusão Fluxy 300 (Claisse).

As dosagens químicas dos elementos maiores, menores e traço foram realizadas pelo Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X, Philips – modelo PW-2404, no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG/UNICAMP, supervisionada pela técnica Maria Aparecida, sob coordenação da Profa. Dra. Jacinta Enzweiler.

A checagem do procedimento analítico foi feita com a análise de amostras de referência internacional e amostras de referência interna do laboratório. Para os óxidos maiores foram usadas as amostras de referência internacional PM-S, BAC, BHVO-2, GSP-2 e GSR-3 e para os elementos traço foram utilizadas as amostras de referência RGM-1 e WS-E. Além disso, a checagem foi feita pela duplicação de 4 amostras desde da etapa de britagem até a dosagem.

A dosagem de ETR foi realizada no IPEN/CNEN pela técnica de Ativação Neutrônica. Cerca de 100g de amostra, previamente pulverizadas, foram irradiadas no reator IEA-R1, por 16hs, em um fluxo de nêutrons térmicos de 10^{12} n cm⁻²s⁻¹, juntamente com 100mg dos materiais de referência granito GS-N e basalto BE-N (IWG-GIT). A medida da atividade induzida foi feita em um espectrômetro de raios gama, constituído de um detector de Ge hiperpuro.

e. Geoquímica dos isótopos de Nd

As análises isotópicas Sm/Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo método de diluição isotópica e incluíram 22 amostras de rochas máficas e ultramáficas.

A seleção das amostras levou em conta o comportamento dos ETR, de forma que foram priorizadas amostras com maior concentração de Nd e com razões Sm/Nd diversificadas, com o intuito de obter um bom espalhamento.

Inicialmente, foram pesadas alíquotas entre 50 a 130g de cada amostra (pó com granulação de 75 μ m), às quais foram adicionadas o “*spike*” (Crustal Spike Composition Calibrated against Cal-tech Std and BCR-1), em proporções variáveis de acordo com a concentração de Nd em cada amostra. Em seguida foram realizados três ataques ácidos: o primeiro com 1ml de HNO_{3 conc} e 4ml de HF_{conc}, em bomba de teflon e estufa, onde as amostras foram aquecidas durante aproximadamente 36 horas; o segundo ataque também com 1ml de HNO_{3 conc} e 4ml de HF_{conc}, submetido a 5 dias de aquecimento em estufa; o terceiro ataque, com duração de aproximadamente 24 horas, foi feito com 1ml de HNO_{3 conc} e 5ml de HCl 6N_{dest}. Para amostras de rochas ultramáficas, muito difíceis de dissolver, todos os ataques foram repetidos duas ou até mesmo três vezes.

Após a dissolução das amostras, a separação do Sm e Nd foi feita em duas etapas. Na primeira foram separados os ETR, em colunas primárias com o auxílio de HCl 2,5 N, utilizado para descartar os demais elementos. Em seguida, a separação do Sm e Nd foi efetuada em colunas secundárias, com a adição de HCl 0,3N e HCl 0,4N, em proporções previamente estabelecidas pelos técnicos do laboratório geocronologia.

O espectrômetro utilizado foi o Finnigan MAT 262 dotado com 7 coletores tipo “Faraday Cup” e as análises foram realizadas em modo estático, utilizando o arranjo de filamento duplo. A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 e a constante de decaimento utilizada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978) de 6,54x10⁻¹²/a. A precisão externa da razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd variou de 0.0006 – 0.0016% e o erro analítico da razão ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd foi ≤ 0.19%.

I.4. Nomenclatura adotada

Os critérios adotados para especificar a granulação das rochas estudadas foram aqueles estabelecidos pela IUGS para rochas metamórficas: granulação muito fina (< 1 mm), fina (0,1 a 1,0 mm), média (1 a 5 mm) e grossa (> 5mm).

A descrição e classificação das rochas metamórficas foi baseada nas recomendações de Winkler (1977), Yardley (1989) e Bucher & Frey (1994). Para descrição de texturas e

microestruturas de rochas metamórficas, identificadas em afloramentos e em lâminas delgadas, foram utilizados os termos sugeridos por Passchier & Trouw (1996) e Yardley *et al.*(1990).

Nas descrições das unidades geológicas, o prefixo “meta” foi utilizado para designar litotipos que apesar do metamorfismo e deformação ainda preservam parte de suas texturas ígneas reliquias, possibilitando inferir o protólito da rocha em questão. No entanto, tendo em vista que todas as rochas da região são metamórficas, este prefixo foi ocasionalmente omitido de modo a facilitar a leitura deste texto e as discussões apresentadas no decorrer desta tese.

Na classificação petrográfica (modal) dos protólitos correspondentes as rochas metamáficas e metaultramáficas plutônicas foi utilizada a nomenclatura proposta por Streckeisen (1974). As estruturas ígneas preservadas nos corpos acamadados, bem como as texturas cumuláticas, foram descritas segundo a terminologia proposta por Irvine (1982). Para a descrição das demais texturas ígneas, foram utilizados os termos propostos por Mackenzie *et al.* (1984).

As texturas de resfriamento observadas no metabasaltos foram descritas com base nas definições Gelinis & Brooks (1974). O termo *spinifex* foi utilizado no sentido proposto por Nesbitt (1971), para designar arranjos característicos de conjuntos de lâminas ou placas paralelas, de olivina e/ou piroxênio.

O termo komatiito foi adotado, conforme a definição original de Viljoen & Viljoen (1969a), referindo-se à classe de rochas ultramáficas extrusivas, com alto teor de MgO e portadoras de textura *spinifex*.

A análise estrutural realizada neste trabalho tem caráter meramente qualitativo, restringindo-se à análise descritiva e cinemática dos elementos estruturais, seguindo os moldes sugeridos por Turner & Weiss (1963). Seguindo estes preceitos, foram individualizadas famílias ou grupos de estruturas geneticamente e temporalmente relacionadas, que caracterizam determinada fase de deformação. Cada fase de deformação corresponde, portanto, ao intervalo de tempo necessário para gerar uma família de estruturas.

A cronologia relativa entre as diferentes famílias de estruturas foi estabelecida com base nos seguintes critérios: a) critérios clássicos de corte e superposição de estruturas (Hobbs *et al.* 1976); b) campo de tensões nos quais estas estruturas foram geradas; c) níveis crustais de formação das mesmas.

Uma vez estabelecida a hierarquia entre as diferentes famílias de estruturas, a distinção entre os elementos estruturais foi feita utilizando-se a seguinte simbologia:

- **S₀** - Acamamento primário
- **S_n** - Foliação tectônica: clivagens, xistosidade, bandamento gnaissico
- **Sm_n** - Foliação milonítica
- **Li_n** - Lineação de intersecção
- **Le_n** - Lineação de estiramento mineral
- **Lc_n** - Lineação de crenulação
- **F_n** - Dobras
- **D_n** - Fase de deformação às quais as estruturas de índice “n” estão relacionadas

A designação cronológica através da utilização de sub-índices “n” assume valores naturais, inteiros, que não necessariamente possui o caráter absoluto dos eventos e produtos tectônicos.

Ressalta-se ainda que o termo “Evento de Deformação” é utilizado como referência ao ciclo tectônico durante o qual ocorreu uma ou mais fases de deformação, temporalmente e geneticamente correlacionáveis.

As abreviações de minerais adotadas nesta pesquisa seguiram as recomendações de Kretz (1983) e estão sumarizadas na Tabela 1.

Tabela 1. Abreviações minerais segundo Kretz (1983).

Act: actinolita	Cam: clinofibrolito	Fac: ferro-actinolita	Prp: piropo
Agta: egerin-augita	Cpx: clinopiroxênio	Fo: forsterita	Qtz: quartzo
Ab: albita	Chl: clorita	Grs: grossularita	Rt: rutilo
Aln: alanita	Ctl: crisotila	Hem: hematita	Spr: serpentina
Alm: almandina	Czo: clinozoisita	Hbl: homblenda	Tla: talco
An: anortita	Cum: cummingtonita	Ilm: ilmenita	Ttn: titanita
Atg: antigorita	Di: diopsídio	Mag: magnetita	Tr: tremolita
Ap: apatita	En: enstatita	Ol: olivina	Zo: zoisita
Ath: antofilita	Ep: epidoto	Opx: ortopiroxênio	
Bt:biotita	Fa: fayalita	Pl: plagioclásio	

II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1. Aspectos geológicos da porção sul do Cráton São Francisco

A porção meridional do Cráton São Francisco é constituída por terrenos granito-gnáissicos arqueanos e paleoproterozóicos, sucessões do tipo *Greenstone Belt* arqueanas (Rio das Velhas, Barbacena), rochas metassedimentares paleoproterozóicas (Supergrupo Minas) e coberturas sedimentares plataformais neoproterozóicas representadas pelo Grupo Bambuí de (Figura 2). O *Greenstone Belt* Barbacena, objeto de estudo desta tese de doutorado, está inserido no extremo sul da porção meridional desse Cráton, mais especificamente próximo do limite da Província do São Francisco com a Província Mantiqueira, ambas definida por Almeida *et al.* (1981).

As sucessões supracrustais que compõem o *Greenstone Belt* Barbacena estão distribuídas em faixas relativamente contínuas e irregulares, com orientação NE-SW, localizadas na região compreendida entre as cidades de Conselheiro Lafaiete e Lavras. Elas são constituídas por rochas metaultramáficas e metamáficas de origem vulcânica a subvulcânica, além de rochas metassedimentares (Figura 3). Esta região compreende ainda ortognaisses e migmatitos arqueanos, corpos plutônicos máfico-ultramáficos diferenciados, gabros, dioritos, corpos granitóides arqueanos e paleoproterozóicos, rochas metassedimentares paleoproterozóicas correlacionáveis ao Supergrupo Minas e rochas metassedimentares paleo e neoproterozóicas pertencentes às Bacias São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia (Figuras 3). As características e o significado geológico destas unidades serão descritos a seguir.

II.1.1. Unidades arqueanas

Ortognaisses e migmatitos

Nos anos 50, as rochas gnáissicas e migmatíticas do Sul de Minas Gerais, com área típica na Serra da Mantiqueira mineira, foram reunidas por Barbosa (1954) na “Série Mantiqueira” em distinção às rochas da “Série Barbacena” representadas por metabasitos, calcáreos e outras rochas supracrustais aflorantes entre o Quadrilátero Ferrífero e a região de Santos Dummont. A partir de então várias denominações vêm sendo utilizadas para designar os gnaisses e migmatitos presentes na região, destacando-se entre elas: Grupo Mantiqueira (Ebert 1957, Pires 1977, Heilbron 1984, Trouw *et al.* 1986, Noce *et al.* 1987 e Pires *et al.* 1990); Complexo Félsico, incluindo rochas granulíticas (Quéméneur & Vidal 1989) e Complexo Mantiqueira (Pedrosa Soares *et al.* 1994, Ávila 2000).

O Grupo Mantiqueira, conforme redefinido por Pires *et al.* (1990), é caracterizado por biotita-hornblenda gnaisses bandados de composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica, mostrando graus variados de migmatização e, localmente, granulitizados. Os gnaisses contêm ainda intercalações centimétricas a métricas de anfibolitos e raros corpos de rochas ultramáficas. Eles afloram principalmente na região de Barbacena (Noce *et al.* 1987), se estendendo para sul até as cidades de Santos Dummont e Piedade (Heilbron 1984, Trouw *et al.* 1986). Ocorrências descontínuas destes gnaisses foram também reportadas no norte de São João Del Rei, próximo das cidades de Cassiterita e Caburu, intercaladas entre as faixas vulcano-sedimentares e corpos plutônicos paleoproterozóicos (Valeriano 1985, Ávila 2000).

Os gnaisses do Grupo Mantiqueira são cortados por pelo menos duas gerações de granitóides e aplitos associados. O primeiro período de formação e colocação de corpos graníticos e granodioríticos ocorreu por volta de 2.700 Ma. Tal idade foi obtida pelo método Rb/Sr para o Granito de Bom Sucesso (Figura 4), sendo interpretada como um período de acreção crustal relacionado ao final da evolução do *Greestone Belt* Barbacena (Quéméneur & Vidal 1989). O segundo período de formação de corpos granitóides, bastante significativo e bem caracterizado na região, ocorreu durante o Paleoproterozóico sendo responsável pela intrusão de vários granitóides e corpos máficos (Figura 4) (Teixeira 1985, Quéméneur & Vidal 1989, Pires *et al.* 1990, Ávila 1992, Noce *et al.* 2000, Valença *et al.* 2000, Ávila 2000).

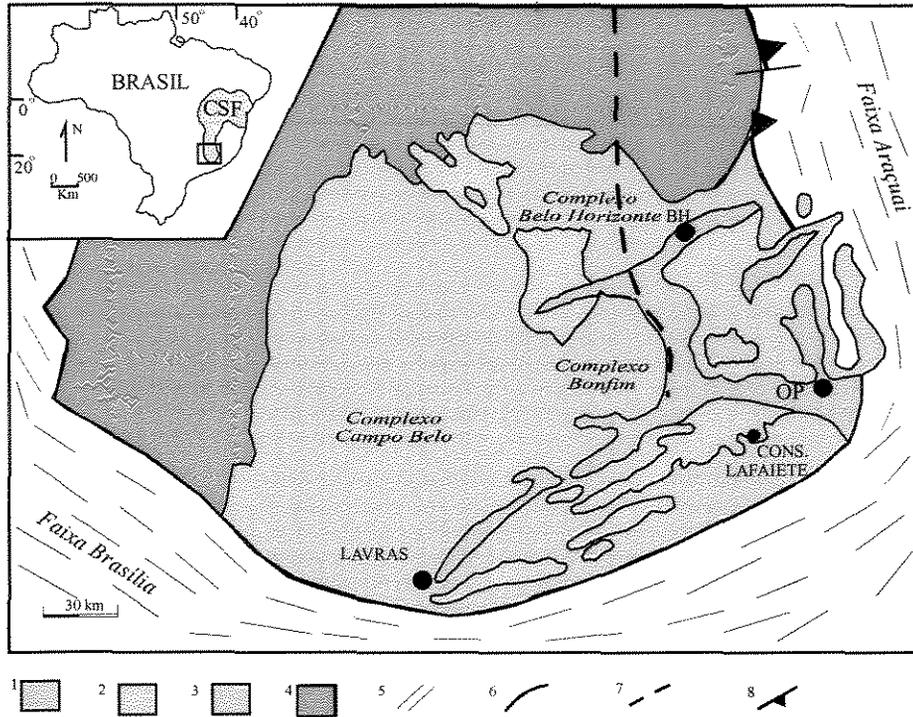


Figura 2. Mapa simplificado da porção meridional do Craton São Francisco. Legenda: 1. Terrenos granito-gnáissicos arqueanos a paleoproterozóicos; 2. Seqüências vulcano-sedimentares arqueanas, incluindo os *greenstone belts* Rio das Velhas e Barbacena 3. Rochas metassedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Minas; 4. Coberturas sedimentares neoproterozóicas do Grupo Bambuí; 5. Faixas Móveis Brasilianas; 6. Limite aproximado do Craton São Francisco; 7. Falhamento normal e 8. Falha de empurrão. CSF- Craton São Francisco; BH – Belo Horizonte e OP - Ouro Preto (extraída e modificada de Marshak *et al.* 1992).

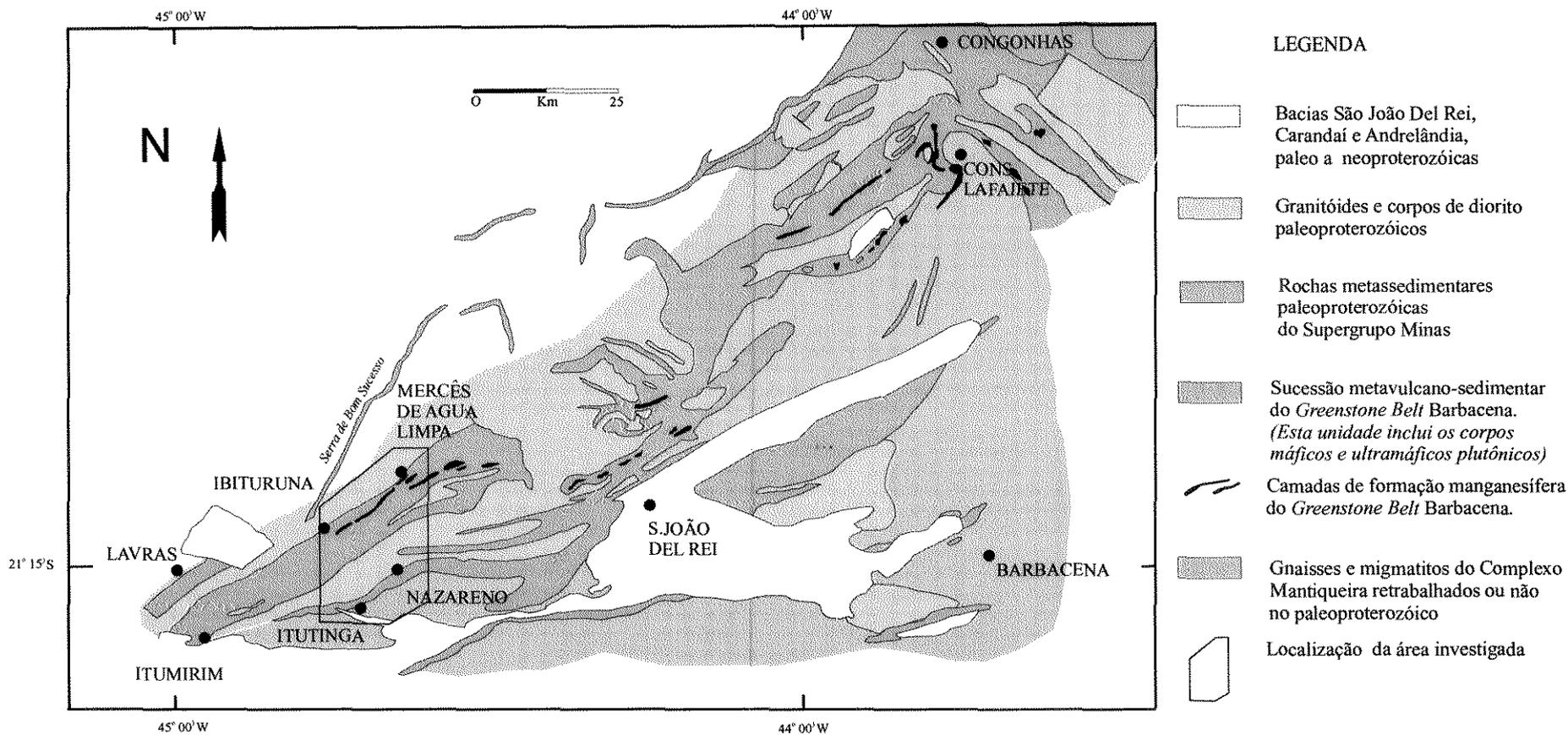


Figura 3. Distribuição do *Greenstone Belt* Barbacena e localização da área investigada (extraída e modificada de Pires *et al.* 1990)

Até o presente momento não existem dados geocronológicos referentes aos ortognaisses e migmatitos na região compreendida entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, no entanto tais rochas vêm sendo correlacionadas por diversos autores aos terrenos granito-gnaíssicos que bordejam o Quadrilátero Ferrífero, devido às similaridades existentes entre os mesmos (Quéméneur & Vidal 1989, Pires *et al.* 1990, Ribeiro *et al.* 1995, Ávila 2000).

Os terrenos granito-gnaíssicos presentes no Quadrilátero Ferrífero, estão distribuídos nos Complexos Campo Belo, Bonfim, Belo Horizonte, Caeté e Bação (Figura 4) e apresentam idades arqueanas, variando entre 3.38 Ga e 2.86 Ga (Machado *et al.* 1992; Machado & Carneiro 1992; Machado & Schrank 1989; Noce 1995; Teixeira *et al.* 1996).

Tais terrenos apresentam uma evolução geológica complexa marcada pela atuação de pelo menos três eventos tectono-metamórfico arqueanos: o primeiro por volta de 2,8 Ga promoveu o metamorfismo e migmatização dos ortognaisses dos Complexos Belo Horizonte e Campo Belo (Noce, 1995; Teixeira *et al.* 1998); o segundo, em torno de 2780 - 2770 Ma, representa o mais importante evento tectono-metamórfico e magmático neoarqueano do Quadrilátero Ferrífero (Noce *et al.* 1996), representado pela cristalização de vários corpos granitóides, contemporaneamente ao vulcanismo félsico do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Machado *et al.* 1992; Machado & Carneiro, 1992); o terceiro evento, no intervalo entre 2720-2700 Ma, propiciou a cristalização de granitóides tarde a pós-tectônicos (Machado *et al.* 1992; Machado & Carneiro 1992; Noce *et al.* 1996), marcando a idade mínima para a última deformação neoarqueana do Quadrilátero Ferrífero (Noce *et al.* 1996). Manifestações isoladas de magmatismo foram registradas em aproximadamente 2612 Ma (Noce 1995) e 2593 Ma (Romano 1989). Estas são interpretadas como pertencente aos estágios finais de Crátonização da região, antes da deposição da seqüência paleoproterozóica sobrejacente, o Supergrupo Minas (Noce *et al.* 1996).

O Greenstone Belt Barbacena

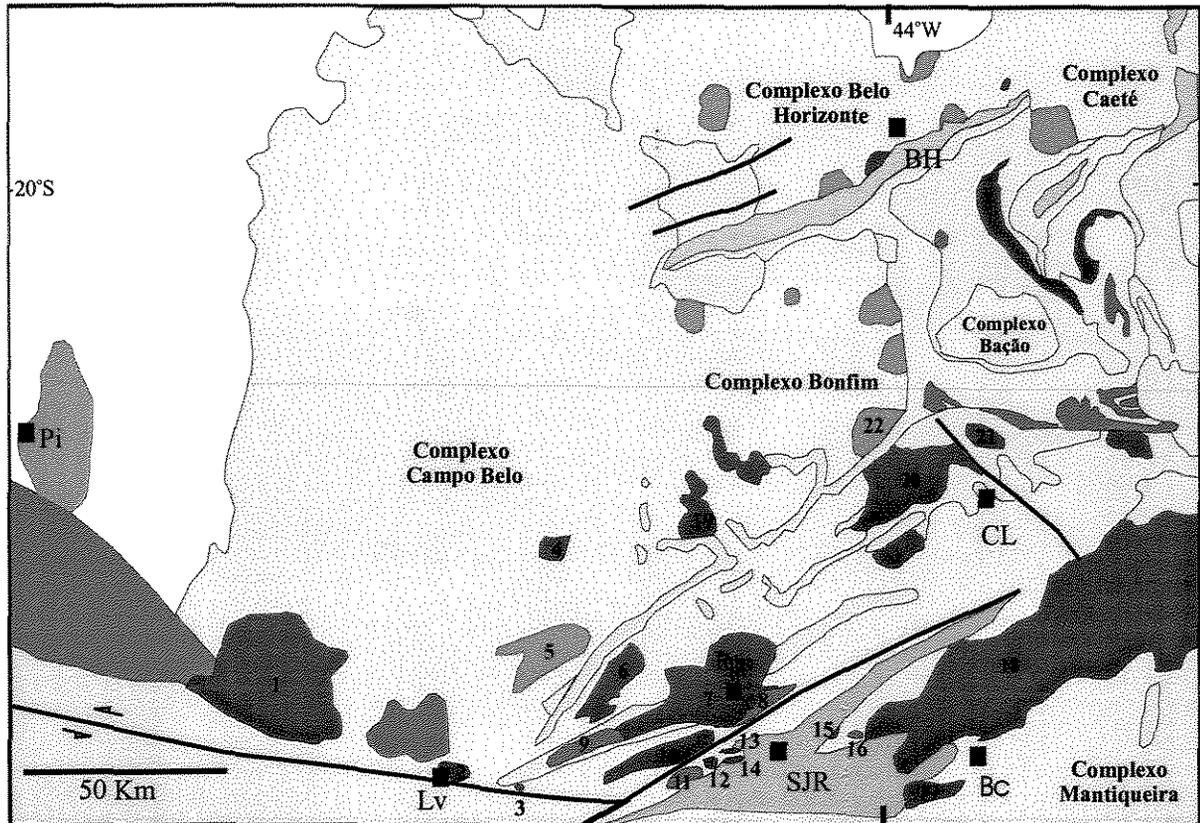
Nos anos 50, o conjunto de xistos verdes considerados como *flysch* em ambiente geossinclinal, parcialmente granitizados e litologicamente diferentes das “Séries Mantiqueira e Minas”, foi descrito como “Série Barbacena” (Barbosa 1954). Esta foi sucessivamente modificada e subdividida (Ebert 1957), correlacionada à Série Rio das Velhas (Dorr *et al.* 1957) e interpretada como uma seqüência do tipo *Greenstone Belt* (Pires 1978). Desde então várias denominações vêm sendo utilizadas para designar os remanescentes de seqüências vulcano-

sedimentares aflorantes no segmento Conselheiro Lafaiete-Lavras destacando-se entre elas: Grupo Barbacena (Pires 1977; Heilbron 1984, Trouw *et al.* 1986, Fortes & Laranjeiras 1987, Noce *et al.* 1987), *Greenstone Belt* Barbacena (Barbosa 1985, Pires *et al.* 1990), *Greenstone Belt* Rio das Mortes (Quéméneur & Vidal 1989), *Greenstone Belt* Itumirin-Nazareno (Teixeira 1992), *Greenstone Belt* Itumirim-Tiradentes (Valença *et al.* 1998), Sucessão Supracrustal I e II (Ribeiro 1997) e Sucessão *Greenstone Belt* I e II (Ávila 2000).

Apesar da inexistência de datações referentes às seqüências vulcano-sedimentares supramencionadas, estas vêm sendo indiscriminadamente correlacionadas ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas, devido à continuidade física entre estas duas seqüências (Figura 4). Datações U-Pb executadas em zircões de rochas vulcânicas félsicas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas indicam idades em torno de 2776 Ma para a sua deposição (Machado *et al.* 1989, 1992). Destaca-se ainda a presença de outras seqüências vulcano-sedimentares mais antigas na porção sul do Cráton São Francisco, que também poderiam ser correlacionáveis ao *Greenstone Belt* Barbacena, como é o caso do *Greenstone Belt* Piumhi, cujo magmatismo foi datado em cerca de 3,1 Ga (Machado & Schrank 1989), e o *Greenstone Belt* Morro do Ferro, onde foram obtidas idades de metamorfismo, posterior ao vulcanismo, de cerca de 2,9 Ga, (Wernick *et al.* 1981, *in* Schrank & Silva 1993).

Desta forma, optamos no presente trabalho por utilizar o termo *Greenstone Belt* Barbacena para designar a(s) sucessão(ões) vulcano-sedimentar(es) aflorantes na área de estudo, uma vez que não existem dados concretos que permitam diferenciá-las ou correlacioná-las aos demais *Greenstone Belts* da porção sul do Cráton São Francisco.

As relações estratigráficas entre o Grupo Mantiqueira e o *Greenstone Belt* Barbacena é uma questão polêmica e bastante discutida. Segundo Pires *et al.* (1990), os dois conjuntos desenvolveram-se simultaneamente através da decalcificação e automigmatização da crosta arqueana, de forma que os gnaisses do Grupo Mantiqueira representariam o estado mais evoluído da diferenciação crustal, enquanto as seqüências do *Greenstone Belt* Barbacena seriam restitos deste processo primitivo. Trouw *et al.* (1986) e Noce *et al.* (1987), por outro lado, consideram que os terrenos gnáissico-migmatíticos constituam, ao menos parcialmente, um embasamento síalico mais antigo sobre o qual foram depositadas as seqüências vulcano-sedimentares do *Greenstone Belt* Barbacena.



LEGENDA:

Paleo -Neoproterozóico

- | | | | | | |
|--|---|--|-------------|--|--------------|
| | Bacias São João Del Rei, Carandai e Andrelândia | | Grupo Araxá | | Grupo Bambuí |
|--|---|--|-------------|--|--------------|

Paleoproterozóico

- | | | | |
|--|-------------------|--|---|
| | Granitóides | | Supergrupo Minas - Grupo Itacolomi |
| | Gabros e Dioritos | | Supergrupo Minas - Formação Sabará (Grupo Piracicaba) |
| | Supergrupo Minas | | |

Arqueano

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Greenstone Belts Rio das Velhas (GRV) e Barbacena (GB) | | Complexo Granulítico Lavras |
| | Greenstone Belt Piumhi | | Granitóides Arqueanos |
| | Embasamento Arqueano retrabalhado ou não | | Greenstone Belt Rio das Velhas Grupo Maquiné |
| | Lineamento tectônico | | Cidades |

Figura 4. Mapa geológico da borda meridional Craton São Francisco, mostrando a distribuição aproximada das principais unidades geológicas. *Cidades:* Pi - Piumhi; Lv - Lavras; SJR - São João del Rei; Rtp - Ritópolis; Bc - Barbacena; CL - Conselheiro Lafaiete; BH - Belo Horizonte. *Corpos:* 1. Granito Porto Mendes; 2. Granodiorito Lavras; 3. Granito Itutinga; 4. Granitóide Oliveira; 5. Granito Bom Sucesso; 6. Trondhjemito Tabuões; 7. Granito Ritópolis; 8. Diorito Brumado; 9. Diorito Rio Grande; 10. Trondhjemito Cassiterita; 11. Gabro São Sebastião da Vitória; 12. Quartzodiorito do Brito; 13. Granodiorito Brumado de Baixo; 14. Suite Serrinha; 15. Granitóide de Tiradentes; 16. Gabro Vitoriano Veloso; 17. Granito Campolide; 18. Complexo Ressaquinha; 19. Granito Alto Jacarandá; 20. Batólito Alto Maranhão; 21. Tonalito Congonhas; 22. Granito Salto do Paraopeba. (Extraída de Ávila 2000)

Cabe ressaltar que as dificuldades em se estabelecer as relações entre o Grupo Mantiqueira e o *Greenstone Belt* Barbacena decorrem principalmente da escassez de relações de campo esclarecedoras entre estas unidades e, também, da inexistência de dados geocronológicos relativos aos dois conjuntos. A única informação concreta em termos de idades é que o *Greenstone Belt* Barbacena é cortado pelos corpos plutônicos paleoproterozóicos, sendo que a idade de 2.220 ± 3 Ma (U/Pb zircão), obtida para o Gabro São Sebastião da Vitória (Valença *et al.* 2000), constitui a idade mínima para as rochas do *Greenstone Belt* Barbacena.

II.1.2. Unidades proterozóicas

Supergrupo Minas

As rochas metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Minas afloram em uma faixa descontínua, com direção NE-SW, que se estende desde a extremidade sul da Serra da Moeda, no Quadrilátero Ferrífero, até a cidade de Ibituruna, onde são responsáveis por uma feição geomorfológica conhecida como Serra de Bom Sucesso (Figuras 3 e 4). Esta serra é composta por xistos, quartzitos e itabiritos deformados e metamorfizados durante o Evento Transamazônico (Quéméneur 1987).

Até o momento não existem datações referentes às rochas metassedimentares da Serra de Bom Sucesso. No entanto, os dados geológicos e geocronológicos disponíveis no Quadrilátero Ferrífero indicam que a evolução sedimentar do Supergrupo Minas se deu em dois períodos tectônicos distintos (Machado & Noce 1993, Renger *et al.* 1994, Machado *et al.* 1996):

- entre 2612 e 2420 Ma (Noce 1995 e Babinski *et al.* 1993) foram depositados os sedimentos clásticos e clasto-químicos dos Grupos Caraça e Itabira (Dorr 1969), em uma plataforma estável, provavelmente relacionada a processos de relaxamento termal (Machado *et al.* 1996), após o período de Crátonização da região no final do Arqueano;
- os sedimentos superiores do Supergrupo Minas foram depositados em períodos de intensa atividade tectônica que promoveu o soerguimento de blocos do embasamento, com deposição dos sedimentos do tipo *flysch* da Formação Sabará e dos sedimentos molássicos do Grupo Itacolomi (Dorr 1969). Machado *et al.* (1996), a partir de idades U/Pb em grãos de zircão detríticos destes sedimentos, interpretam que a sedimentação teria sido sin-tectônica e ocorreria em uma bacia do

tipo *foreland* durante a Orogênese Transamazônica, no período compreendido entre 2125 Ma e 2030 Ma.

Corpos plutônicos paleoproterozóicos

No extremo sul do Cráton São Francisco, em uma faixa que se estende cerca de 300 km desde Conselheiro Lafaiete até o noroeste de Lavras, ocorre uma grande variedade de corpos plutônicos paleoproterozóicos, intrusivos nos gnaisses e migmatitos do Grupo Mantiqueira e no *Greenstone Belt* Barbacena (Figura 4). Esta faixa compõe uma vasta área de embasamento arqueano retrabalhado e foi denominada por Teixeira (1985) de Cinturão Mineiro.

Os registros sedimentares relacionados à evolução deste cinturão ocorrem principalmente na região do Quadrilátero Ferrífero, sendo representados pelas rochas metassedimentares superiores do Supergrupo Minas – Formação Sabará e Grupo Itacolomi (Noce 1995, Machado *et al.* 1996).

Na última década, o estudo detalhado de vários destes corpos plutônicos, incluindo caracterização petrográfica e geoquímica (Ávila 1992, Silva 1996, Ávila *et al.* 1998, 1999a, 2000a, 2000b; Ávila 2000; Quéméneur *et al.* 1994; Quéméneur & Noce 2000) e determinações isotópicas (Quéméneur & Vidal 1989, Noce 1995, Noce *et al.* 1997, 2000; Ávila *et al.* 1998; Ávila *et al.* 2000a, 2000c; Ávila 2000) trouxeram contribuições significativas para o entendimento da gênese e evolução do Cinturão Mineiro. O acervo isotópico U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ disponível (Tabela 2), estabelece um intervalo de idades variando entre 2.220 ± 3 Ma e 2.121 ± 7 Ma para o desenvolvimento deste cinturão (Ávila 2000).

A origem dos corpos plutônicos é ainda uma questão polêmica. Teixeira & Figueiredo (1991) postularam que a Orogenia Transamazônica seria predominantemente ensialica, envolvendo o retrabalhamento de material crustal. Ávila (2000), por outro lado, sugere que o processo de formação de corpos tonalíticos-trondhjemiticos presentes na borda meridional do Cráton São Francisco envolveria a fusão parcial de material com características mantélicas, representado por uma crosta oceânica paleoproterozóica.

Noce *et al.* (2000) identificaram dois grupos de granitóides distintos na porção sul do Cráton São Francisco, com base em suas assinaturas isotópicas: o primeiro, composto principalmente por granitos peraluminosos, com idades T_{DM} arqueanas (3,07-2,62 Ga), valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -11,0 e -3,8 e altas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, seriam formados a partir de uma fonte

crustal arqueana; e o segundo grupo composto por tonalitos e granodioritos metaluminosos, com T_{DM} (2,43-2,27 Ga) e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -2.8 e +1, seriam o produto da mistura entre material juvenil paleoproterozóico (derivação mantélica) e diferentes proporções de material crustal arqueano.

Tabela 2. Idades U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (# evaporação de zircão) dos corpos plutônicos paleoproterozóicos do segmento Conselheiro Lafaiete – Lavras. (Localização dos corpos na Figura 4).

Corpo Plutônico	Idade (Ma)	Método	Autor
Gabro São Sebatião da Vitória	2.220 ± 3	U/Pb (zircão)	Valença <i>et al.</i> (2000)
Granodiorito Brumado de Baixo	2.218 ± 4	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (2000a)
Quartzo Diorito Brito	2.198 ± 6	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (2000a)
Granitóide Tiradentes	2.197 ± 4	U/Pb (zircão)	Valença <i>et al.</i> (2000)
Granófiro São João Del Rei	2.192 ± 4	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (2000a)
Granodiorito Brumado de Cima	2.187 ± 4	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (2000b)
Trondhjemitó Alto Maranhão	2.130 ± 02 2.124 ± 02	U/Pb (zircão) U/Pb (titanita)	Noce (1995)
Trondhjemitó Cassiterita	2.160 ± 10	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (1998)
Diorito Brumado	2.128 ± 04	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (1998)
Tonalito Ritápolis	2.122 ± 06	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ #	Ávila <i>et al.</i> (1998)
Granito Ritápolis	2.121 ± 07		

Os dados disponíveis na literatura indicam que a evolução do Cinturão Mineiro, durante a Orogênese Transamazônica ocorreu a partir de uma margem passiva paleoproterozóica, nas seguintes etapas: 1. formação de uma crosta oceânica basáltica paleoproterozóica (Ávila 2000); 2. intrusão de corpos plutônicos entre 2.220 Ma e 2.198 Ma (Ávila 2000, Valença *et al.* 2000); 3. cristalização de corpos subvulcânicos Tipo-A (Suíte Serrinha) entre 2.192 Ma e 2.187 Ma (Ávila 2000); 4. fusão da crosta oceânica em um ambiente de margem continental do Tipo-Andino, com formação de magmas tonalítico - trondhjemiticos (Noce *et al.* 1997 e 2000, Quéméneur & Noce 2000, Ávila 2000); 5. cristalização de corpos plutônicos tonalíticos, trondhjemiticos e dioríticos entre 2.162 Ma e 2128 Ma (Ávila *et al.* 1989 e 2000c; Ávila 2000; Noce *et al.* 1997 e 2000); 6.

colisão continental com deposição e deformação dos sedimentos superiores do Supergrupo Minas entre 2.125 Ma e 2.060 Ma (Noce, 1995; Machado *et al.* 1996); 7. cristalização de corpos plutônicos graníticos a granodioríticos sin a tardi colisionais (com contribuição crustal e juvenil) entre 2.122 e 2.121 Ma (Ávila *et al.* 1998; Ávila 2000); 8. Colapso do orógeno e desenvolvimento das estruturas em domos e quilhas, que consistem nas principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero, em cerca de 2.1 Ga (Brueckner *et al.* 2000).

Cabe ressaltar que, os estágios finais da evolução do Cinturão Mineiro na região são marcados pela intrusão de diques básicos, em regime extensional, por volta de 1.875 Ma, os quais cortam as rochas metassedimentares da Serra de Bom Sucesso (Pinese 1997).

As Bacias São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia

Na borda meridional do Cráton São Francisco foram reconhecidas três Bacias deposicionais proterozóicas com histórias tectono-sedimentar e paleogeográfica distintas, sobrepostas em discordância no embasamento, caracterizado pelos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos (Andreis *et al.* 1989a, b; Ribeiro *et al.* 1990).

A **Bacia São João Del Rei**, de caráter intracontinental, foi gerada por extensão e adelgaçamento crustal no período compreendido entre 1,8 e 1,3 Ga, balizado pela idade mais nova do embasamento e pela idade de diques máficos que cortam as rochas metassedimentares desta seqüência (Ribeiro *et al.* 1995, Ribeiro 1997). Os registros sedimentares dessa Bacia são predominantemente quartzíticos, sendo observados na Serra do Lenheiro, próximo a São João Del Rei e Tiradentes (vide Figura 3).

A **Bacia Carandaí** formou-se entre 1,3 e 1,0 Ga em uma depressão ou meio graben, paralela à borda da antiga bacia. Ela se caracteriza por depósitos pelágicos e detritos de bordas de bacia no setor do graben, que foram gradativamente substituídos por pelitos carbonáticos, margas e calcáreos, na antiga depressão e por sobre o embasamento (Ribeiro *et al.* 1995).

A **Bacia Andrelândia**, desenvolvida entre 1,0 e 0,6 Ga, consiste em uma bacia de margem passiva, produzida por um novo soerguimento, que modificou a antiga pendente regional do embasamento de N para SW, resultando no estabelecimento do Alto de Ibertioga (Ribeiro *et al.* 1995). Ela é composta de seis associações de litofácies representadas da base para o topo por: paragnaisses; paragnaisses, quartzitos e xistos; quartzito; filitos e xistos cinzas; biotita xistos/gnaisses; paragnaisses, metachert e rochas calcossilicáticas. Corpos anfibolíticos

associados às rochas metassedimentares representam magmatismo toleitico, continental e oceânico, gerado durante a evolução desta bacia (Paciullo *et al.* 2000).

As seqüências metassedimentares que compõem as bacias supramencionadas foram afetadas por pelo menos dois episódios de deformação e metamorfismo, relacionados ao Evento Brasileiro, em torno 600 Ma e 570Ma (Ribeiro *et al.* 1995, Trouw & Pankhust 1993, Sollner & Trouw 1997).

II.2. O *Greenstone Belt* Barbacena - compartimentação e estruturação interna

II.2.1. Litotipos e empilhamento estratigráfico

A primeira proposta de divisão estratigráfica para o *Greenstone Belt* Barbacena foi apresentada por Pires *et al.* (1990). Estes autores, baseados em dados disponíveis na literatura, definem três associações: basal, média e superior, todas intergradacionais. A **porção basal** seria constituída por metaultramafitos de filiação komatiítica, incluindo komatiitos peridotíticos com estruturas *spinifex* (Jost *et al.* 1987) e komatiitos basálticos (Barbosa 1985, Noce *et al.* 1987). A **porção intermediária**, compondo cerca de 60 a 80% desta seqüência, seria composta principalmente por metamafitos, com intercalações de formações ferríferas, sendo as rochas máficas caracterizadas como basaltos da série toleitica e a andesitos da série calcio-alcalina (Barbosa 1985). A **porção superior** seria composta por formações manganésíferas carbonatadas ou silicatadas (queluzitos e gonditos), xistos grafitosos, raras metagrauvascas e muscovita-cianita-xistos, que poderiam representar metavulcanitos ácidos. Ressalta-se que a subdivisão proposta por estes autores teve como base as exposições do *greenstone belt* aflorantes na região de Congonhas e Conselheiro Lafaiete e a validade desta coluna para as demais regiões ainda precisa ser averiguada.

Teixeira (1992) estudou a estratigrafia das faixas vulcano-sedimentares da região de Itumirim-Nazareno. Este autor detectou, na porção basal desta seqüência, uma pilha de derrames peridotíticos komatiíticos diferenciados, com textura *spinifex*, no topo e centro, e zona basal cumulática. Foram ainda observados derrames maciços, de mesma composição, que se interdigitam com estratos piroclásticos, sob a forma de tufos lapilíticos, aglomerados e brechas

peridotíticas. Basaltos toleíticos e komatiíticos ocorrem associados às rochas vulcânicas ultramáficas e apresentam intercalações de horizontes contínuos de sedimentos químicos ricos em ferro e manganês, marcando períodos de quiescência vulcânica. Nos níveis estratigráficos superiores, ocorrem derrames riolíticos localizados e acumulações piroclásticas finas, intercaladas com sedimentos pelíticos que progressivamente se tornam preponderantes em direção ao topo da unidade. Manifestações subvulcânicas ácidas são representadas por pequenos *plugs* de quartzo e feldspato pórfiro. Este autor chama atenção para a possível existência de distintas faixas de rochas verdes na região, que teriam sido erroneamente englobadas em um único *Greenstone Belt*, e propõem denominá-las conforme o seu local de ocorrência. A partir de então, várias denominações locais vêm sendo utilizadas para designar as sucessões vulcano-sedimentares pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena entre elas, Sucessões Supracrustais I e II (Ribeiro 1996), *Greenstone Belts* Rio Capivari - Rio das Mortes (Cherman 1999, Couto 2000) e Itumirin-Tiradentes (Valença *et al.* 1998, Cherman 1999).

Trabalhos de detalhe realizados por Cherman (1999), Rodrigues (2000) e Couto (2000) na mesma região estudada por Teixeira (1992) demonstraram um contexto bem mais complexo, no qual as rochas do *greenstone belt* encontram-se extremamente deformadas, impossibilitando a reconstituição de sua estratigrafia original. Com exceção de raros relictos de texturas *spinifex*, não foram identificadas as feições primárias e os derrames preservados descritos por Teixeira (1992). Além disso, os derrames riolíticos e os *plugs* de quartzo e feldspato pórfiro não foram reconhecidos em nenhuma parte deste *Greenstone Belt*.

Recentemente, uma nova proposta de estruturação para a região de São João Del Rei e Tiradentes foi apresentada por Ávila (2000). Este autor, baseado em trabalhos de campo detalhados em escala 1:25.000 e 1:12.500, bem como na compilação de dados disponíveis na literatura, individualiza dois grandes domínios litológicos para a região: Domínios Litológicos I e II. Estes domínios são delimitados por uma falha transcorrente de expressão regional, o Lineamento Rio das Mortes Pequeno, e diferem entre si em relação à composição e idades dos corpos plutônicos e quanto à natureza das rochas encaixantes dos mesmos. No Domínio Litológico I as rochas encaixantes são representadas por gnaisses do Complexo Mantiqueira, além de anfibolitos, piroxenitos, gnditos e xistos agrupados na **Sucessão *Greenstone Belt* I**. As encaixantes do Domínio Litológico II são representadas por rochas ultramáficas komatiíticas e pelitos,

pertencentes à **Sucessão *Greenstone Belt II***, além de andesitos/basaltos arqueanos ou paleoproterozóicos.

As sucessões *greenstone belt* descrita por Ávila (2000) se estendem em direção a região de Nazareno (área investigada), onde compõe duas faixas vulcano-sedimentares que serão denominadas neste trabalho de Faixas vulcano-sedimentares Rio das Mortes e Nazareno, respectivamente (vide Capítulo 3).

As propostas estratigráficas citadas nos parágrafos anteriores foram baseadas em colunas estratigráficas locais e, portanto, não contemplam o *Greenstone Belt* Barbacena com um todo. A validade de cada uma das propostas será avaliada na medida em que forem realizados mais estudos dedicados especificamente a sucessão vulcano-sedimentar. Desta forma, ainda são necessários trabalhos detalhados, coadunando informações estruturais, estratigráficas e geocronológicas, para que se possa compreender com precisão a estratigrafia interna do *Greenstone Belt* Barbacena.

II.2.2. Corpos máficos e ultramáficos

A presença de rochas plutônicas máficas e ultramáficas associadas espacialmente às rochas metavulcânicas e metassedimentares do *Greenstone Belt* Barbacena vêm sendo descrita por diversos pesquisadores da região. Destaca-se entre estas o Complexo Ultramáfico Acamadado do Morro das Almas (Quéméneur & Baraud 1983, Barbosa 1999) e os Corpos piroxeníticos-gabróicos da região de São João Dei Rei (Ávila *et al.* 1999b), que consistem nos corpos mais extensos e melhor caracterizados até o momento. Ocorrências menores de rochas metamáficas e/ou metaultramáficas de origem plutônica foram ainda documentadas na região de Congonhas (Seixas 1988), Itumirim (Couto 2000) e Itutinga (Rodrigues 2000).

O Complexo Ultramáfico Acamadado do Morro das Almas, situado entre as cidades de Ibituruna e Bom Sucesso, consiste em um corpo de porte médio, composto por ortopiroxenitos cumuláticos com lentes duníticas e em menor proporção faixas de peridotito, olivina ortopiroxenito e cromititos. Barbosa (1998), baseado em dados texturais, sugere que este corpo tenha se formado a partir da cristalização fracionada de um magma picrítico, em profundidades rasas (cerca de 3 a 4 Km). Apesar da inexistência de datações isotópicas, a autora interpreta o Complexo Ultramáfico Acamadado do Morro das Almas como representante de uma das seqüências plutônicas arqueanas do *Greenstone Belt* Barbacena.

Corpos piroxeníticos-gabróicos, incluindo plagioclásio piroxenitos, plagioclásio-hornblenda piroxenitos, melagabros, gabronoritos e leucogabros, foram identificados por Ávila *et al.* (1999b) na região de São João Del Rei. Estes corpos ocorrem encravados em migmatitos e gnaisses do Complexo Mantiqueira e nas rochas da Sucessão *Greenstone Belt* I. Apesar da ausência de dados isotópicos, a idade mínima destas rochas é marcada pela cristalização do Diorito Brumado (2.128 ± 04 Ma), no qual foram encontrados xenólitos de rochas piroxeníticas (Ávila, 2000).

Assim, o significado destes corpos dentro da evolução do *Greenstone Belt* Barbacena ainda é uma questão em aberto. Eles podem representar *sills* intercalados dentro da seqüência vulcânica ou algum tipo de magmatismo máfico-ultramáfico posterior a deposição do *Greenstone Belt* Barbacena. A inexistência de idades referentes aos dois conjuntos e a insuficiência de relações de campo esclarecedoras dificulta a compreensão da evolução geológica destes corpos. Este tema será abordado em detalhe nesta tese, uma vez que na área estudada também foram identificados corpos máfico-ultramáficos acamadados semelhantes (vide Capítulo V).

Destaca-se ainda a presença de outros corpos ultramáficos acamadados no Complexo Campo Belo, localizado a norte do *Greenstone Belt* Barbacena. Esses corpos pertencem a Seqüência Acamadada Ribeirão dos Motas e são intrusivos nos gnaisses e migmatitos do Complexo Campo Belo, com idade estimada de 2.755 ± 62 Ma (errócrona Sm/Nd) (Carneiro *et al.* 1997). Eles são interpretados como os equivalentes plutônicos do vulcanismo ultramáfico do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Carneiro *et al.* 1997, Carvalho Júnior 2001). Pinese *et al.* (1997) identificaram no Complexo Campo Belo um enxame de diques gabro-noríticos, com idades 2.697 ± 38 Ma (isócrona Sm/Nd), que estariam associados a uma fase distensiva relacionada à cratonização no final do Arqueano.

II.2.3. Deformação e metamorfismo

As rochas do *Greenstone Belt* Barbacena apresentam xistosidade principal NE-SW, com mergulhos íngremes para NW ou SE, impressa com variada intensidade e morfologia nos diversos litotipos (Ebert 1957, Pires 1977, Noce *et al.* 1987). Dobramentos isoclinais com sucessivas repetições do horizonte guia (gonditos) foram descritos na região de Conselheiro Lafaiete (Pires 1977) e na região de Barbacena (Noce *et al.* 1987). Dobras abertas, fechadas e

isoclinais, com eixos mergulhando cerca de 45° para SW, foram também descritas na região de Itumirim (Couto 2000).

Vários autores reconhecem registros de uma tectônica intensa e polifásica nas rochas do *Greenstone Belt* Barbacena, propondo ainda a existência de três fases de deformação para a região (Pires 1978, Ribeiro 1980, Heilbron 1985, Fortes & Laranjeira 1987; Trouw *et al.* 1986). Ribeiro *et al.* (1998) descrevem três fases de deformação para as sucessões *greenstone belt* da região de Tiradentes – Itumirim. A última fase, D₃, é caracterizada por zonas de cisalhamento e falhas associadas com direção NE-SW. A fase D₂ promoveu a estruturação geral NE-SW das faixas *greenstone*. Nesta fase desenvolveram-se ainda zonas de cisalhamento e foliação tectônica penetrativa, paralelas à estruturação das faixas, além de dobramentos. As estruturas relacionadas à fase mais antiga, D₁, foram identificadas em xenólitos de metabasitos, cuja xistosidade apresenta-se discordante da xistosidade D₂. Trabalhos recentemente realizados na região de Itumirim também identificaram a existência das fases de deformação supramencionadas (Cherman 1999, Couto 2000).

Os registros metamórficos presentes nas rochas do *Greenstone Belt* Barbacena apontam para condições metamórficas variando entre xisto verde superior e anfibolito (Trouw *et al.* 1986; Ribeiro *et al.* 1998; Pires *et al.* 1990). Cherman (1999) e Couto (2000) reconheceram dois eventos metamórficos, M₁ e M₂, na Faixa *Greenstone* Rio Capivari - Rio das Mortes. O evento mais antigo M₁, relacionado à fase de deformação D₁, de caráter progressivo, estabilizou uma assembléia metamórfica de fácies anfibolito de grau baixo. O segundo evento, M₂, desenvolveu associações minerais tipicamente retrógradadas, em condições de fácies transicional anfibolito inferior a xisto verde superior, durante os eventos de deformação D₂ (M_{2a}) e D₃ (M_{2b}). Rodrigues (2000) reconheceu os mesmos eventos nas rochas metavulcânicas da região de Itutinga, considerando, porém, que o evento M₁ ocorreu em condições de fácies xisto verde a anfibolito.

Ávila (2000) também reconheceu dois eventos nas rochas metamáficas e metaultramáficas das Sucessões *Greenstone Belt* I e II. Este autor sugere ainda que o evento M₁, desenvolvido em condições de fácies anfibolito, seria contemporâneo ao Evento Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero (2.780 Ma e 2.700 Ma), e que o pulso metamórfico M₂, desenvolvido em condições de fácies xisto verde ou epidoto anfibolito, teria ocorrido entre 2.131 Ma e 2.121 Ma, equivalente ao metamorfismo impresso nos corpos plutônicos paleoproterozóicos.

III. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área investigada apresenta ampla variedade litológica, incluindo rochas de origem vulcânica, plutônica e sedimentar, todas mostrando graus variados de transformações mineralógicas e texturais, em função da intensidade e natureza dos processos deformacionais e metamórficos a que foram submetidas no decorrer de sua evolução geológica.

O mapeamento geológico-estrutural (escala 1:50.000), associado à análise petrográfica detalhada, possibilitou a individualização de seis unidades litológicas distintas na região, são elas: (i) sucessão vulcano-sedimentar, (ii) corpos plutônicos máfico-ultramáficos diferenciados; (iii) granitos, gnaisses e migmatitos indivisos; (iv) corpos plutônicos intermediários a félsicos; (v) diques de metadiabásio e (vi) rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso (Anexo I)., Estas unidades diferem não só no seu conteúdo litológico como também no seu significado dentro da evolução geológica da região.

Neste capítulo será apresentada uma breve descrição destes conjuntos litológicos, constando de sua distribuição e características gerais, além de suas principais feições estruturais.

III.1. Unidades Litológicas

III.1.1. Sucessão vulcano-sedimentar

Esta unidade é composta por rochas metaultramáficas de filiação komatiítica, representadas por metakomatiito, clorita-Ca-anfibólio xistos/fels e talco-clorita xistos; rochas metamáficas de filiação toleítica, incluindo metabasaltos, xistos máficos e anfíbolitos; e rochas metassedimentares representadas por gonditos, filitos, *cherts*, quartzitos e quartzo xistos. Esses litotipos foram afetados por pelo menos dois eventos tectônicos e metamorfizados em condições de fácies xisto-verde superior a anfíbolito médio (vide Capítulo IV).

As rochas pertencentes a esta unidade estão distribuídas em duas faixas irregulares, de direção NE-SW, separadas por corpos graníticos intrusivos, e serão doravante denominadas de Faixa Nazareno e Faixa Rio das Mortes.

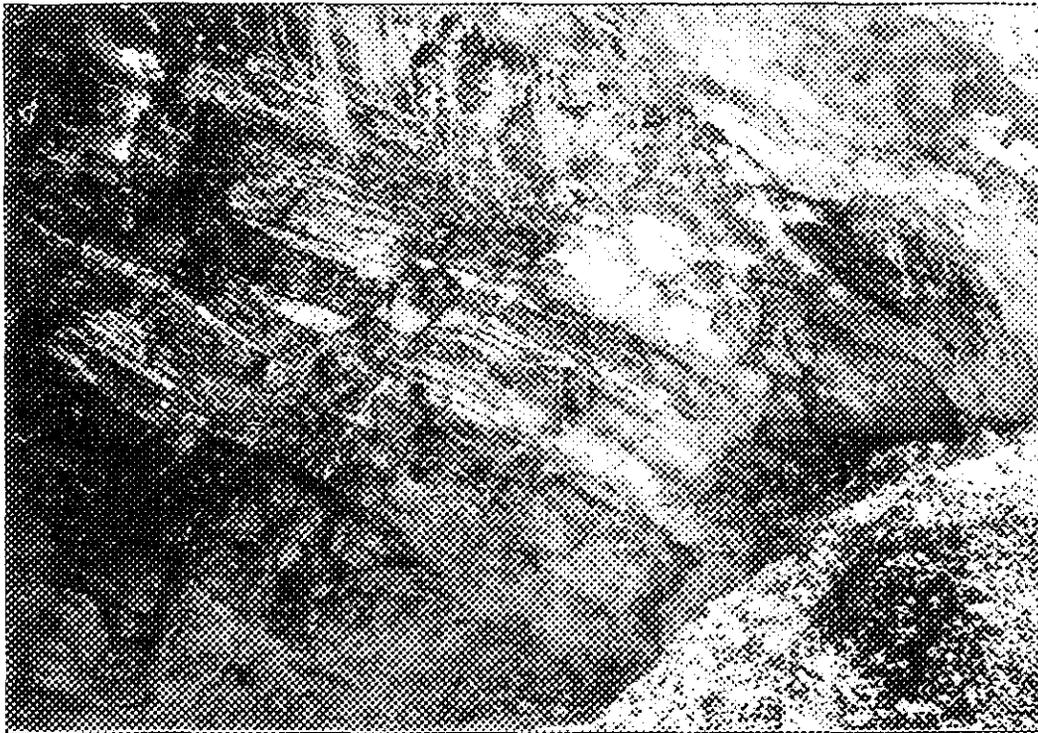
A **Faixa Nazareno** está localizada na parte sul da área e se estende cerca de 30 km, na direção NE-SW, desde a Fazenda Chapadinha até o limite leste da área estudada, atingindo espessura máxima na região de Nazareno (Anexo I). O contato norte com os granitos é abrupto e marcado por uma falha vertical dextral de expressão regional. O contato sul com o biotita granito foliado e com os corpos máfico-ultramáficos diferenciados é irregular, refletindo o caráter intrusivo destes últimos. Esta faixa é composta predominantemente por rochas metavulcânicas de filiação komatiítica, com raras intercalações de camadas de gonditos, *chert* e anfíbolito fino. As melhores exposições ocorrem a sul da cidade de Nazareno e na Fazenda Chapadinha, a nordeste de Itutinga (Anexo I).

A **Faixa Rio das Mortes** está localizada na parte norte da área e se estende cerca de 25 km desde o limite leste da área até a Fazenda do Rocha, sendo que suas melhores exposições ocorrem nas margens do Rio das Mortes (Anexo I). Apresenta-se limitada, a norte e a sul, por corpos plutônicos intrusivos e seus contatos são irregulares, marcados por injeções *lit par lit* e pela presença de xenólitos de rochas da sucessão vulcano-sedimentar nos corpos intrusivos. Na porção leste da faixa predominam rochas metamáficas de filiação toleítica (metabasaltos e anfíbolitos) com intercalações de rochas metassedimentares, que gradativamente passam a predominar na porção oeste da faixa. Ressalta-se que o contato entre estes dois domínios é interpretativo e simplesmente separa uma região com predomínio de rochas metassedimentares de outra onde predominam rochas metamáficas (Anexo I).

Rochas metassedimentares

As rochas metassedimentares incluem gonditos, metapelitos (filitos) cinza ou brancos, filitos máficos laminados de coloração ocre e branca, quartzitos, quartzo-xistos e, localmente, quartzitos conglomeráticos. Essas litotipos encontram-se alternados em diferentes escalas e apresentam freqüente gradação lateral. Os afloramentos são descontínuos e normalmente intemperizados, dificultando a caracterização destas rochas e também a elaboração de colunas estratigráficas precisas.

Os **gonditos** são as rochas mais comuns, perfazendo cerca de 70% das rochas metassedimentares associadas a esta unidade. Eles ocorrem como camadas tabulares maciças, de contatos planos nítidos, com espessuras variando de centímetros a poucos metros e, normalmente, apresentam intercalações de metapelitos brancos (Fotografia 1). Em algumas exposições, camadas de gonditos aproximadamente 10 cm de espessura alternam-se com fílitos máficos laminados, com metapelitos carbonosos de coloração cinza ou, ainda, com camadas ocreas maciças, que podem representar derrames máficos intercalados com os metassedimentos. Petrograficamente, os gonditos são caracterizados pela alternância de camadas milimétricas a centimétricas compostas por quartzo e minerais opacos, com camadas contendo granada manganésifera. Várias minas e ocorrências de manganês estão localadas em pacotes sedimentares compostos essencialmente por gondito e metapelitos.



Fotografia 1. Bandas centimétricas de metapelito branco, muito alterado, intercaladas em pacote de gondito (Ponto 47).

Os **quartzitos** são normalmente maciços de coloração branca a rosada, com granulação variando de fina a média e, localmente, apresentam acamamento granulométrico primário preservado. Eles são compostos por quartzo podendo conter até 10% de feldspato. Pequenas quantidades de mica branca, granada e minerais opacos podem estar presentes. Os **quartzos xistos** são compostos por quartzo, sericita, granada e minerais opacos e apresentam foliação bem marcada, definida pela orientação preferencial de filmes de sericita.

As rochas máficas e ultramáficas vulcânicas pertencentes a esta unidade serão descritas em detalhe no Capítulo IV.

III.1.2. Corpos máfico-ultramáficos diferenciados

Associados espacialmente às faixas vulcano-sedimentares ocorrem corpos máfico-ultramáficos diferenciados, compostos por metagabros, metapiroxenitos e metaperidotitos, além de seus equivalentes mais deformados (anfíbolitos e xistos máficos e ultramáficos). Ao todo, foram individualizados quatro corpos lenticulares e isolados, os quais apresentam proporções variáveis de termos máficos e ultramáficos. São eles: Corpo Rio Grande, Corpo Rio dos Peixes, Corpo Manuel Inácio e Corpo Forro (Anexo I).

O **Corpo Rio Grande**, localizado a sudoeste da cidade de Nazareno, tem forma lenticular orientada segundo a foliação regional e encontra-se encaixado nas rochas metavulcânicas ultramáficas, na sua porção norte, e em contato com o biotita granito foliado (intrusivo), a sul (Anexo I). Ele é composto predominantemente por metagabro, sendo comum a presença de bandas ou lentes centimétricas a métricas de metapiroxenito. No geral, apresenta as bordas cisalhadas e o núcleo mais preservado da deformação, onde ainda podem ser reconhecidas suas texturas primárias. A foliação tectônica possui direção N50-80°E, com mergulhos íngremes para sudeste ou noroeste, definindo um padrão de deformação anastomosado.

O **Corpo Rio dos Peixes** aflora na porção nordeste da área e encontra-se encaixado no domínio das rochas metamáficas que constituem a Faixa Rio das Mortes (Anexo I). Ele tem forma lenticular e é composto por metagabros, anfíbolitos de granulação grossa e xistos máficos, sendo que estes últimos ocorrem associados a zonas de cisalhamento localizadas. Este corpo também apresenta as bordas mais deformadas que a porção central, onde as feições primárias são

mais bem preservadas. Destaca-se ainda, a existência de uma segunda lente semelhante a norte, composta por anfibolitos e raras ocorrências de metapiroxenito cumulático

As relações estratigráficas com a sucessão vulcano-sedimentar ainda não estão devidamente esclarecidas. Próximo ao contato, as rochas da sucessão vulcano-sedimentar encontram-se bastante verticalizadas, mas o contato não foi observado. O predomínio de anfibolitos finos nas bordas deste corpo pode representar porções muito cisalhadas do gabro e/ou xenólitos de anfibolitos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar.

O **Corpo Manuel Inácio**, localizado no extremo leste da área, é composto por metagabro (~30%) e metapiroxenito (~70%) e está encaixado em anfibolitos finos, pertencentes à faixa Rio das Mortes. Ambos são intrudidos por uma apófise do corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado, que separa as duas faixas vulcano-sedimentares (Anexo I).

A deformação impressa neste corpo é heterogênea e caracterizada por uma foliação anastomosada, de direção N40-70°E e mergulhos em torno de 60° para SE ou NW, compondo amêndoas centimétricas a métricas. Nas porções mais deformadas predominam litotipos xistosos, enquanto no centro das amêndoas as feições ígneas originais encontram-se preservadas e incluem acamamento ígneo e texturas cumuláticas.

O acamamento original tem direção aproximada N00-30°W e mergulhos fortes para leste ou oeste, estando geralmente transposto pela foliação tectônica Sn. A direção deste acamamento coincide com o fato de predominarem metagabros a oeste e metapiroxenitos a leste, sugerindo tratar-se de um corpo máfico-ultramáfico diferenciado, no qual os termos máficos (mais diferenciados) se concentram na porção oeste.

O **Corpo Forro** aflora na região da Fazenda Pinheiro, na parte sudeste da área, sendo composto por metaperidotitos (40%) e metapiroxenitos (60%) acamadados. Este corpo é limitado, a norte, por anfibolitos e metakomatiitos pertencentes à Faixa Nazareno, e encontra-se cortado e parcialmente englobado por apófises do corpo de biotita granito, na porção sul.

O contato com a sucessão vulcano-sedimentar é obliterado pelo cisalhamento, que se instala preferencialmente neste local, em função da diferença de competência entre os litotipos. Desta forma, as rochas se transformam em xistos máficos e ultramáficos, cujos protólitos não podem mais ser reconhecidos.

Na porção interna deste corpo, as feições ígneas estão bem preservadas e foi possível identificar pelo menos quatro ciclos macrorítmicos constituídos, da base para o topo, por

metaperidotito, olivina metapiroxenito e metapiroxineto (vide Capítulo V). A direção do acamamento é aproximadamente N00-20°E, com mergulhos variando entre 30° e 85° para leste.

Os aspectos de campo e as características petrográficas e químicas destes corpos serão descritas em detalhe no Capítulo V.

III.1.3. Granitos, gnaisses e migmatitos indivisos

Na parte sul da área, na região compreendida entre a cidade de Itutinga e a Fazenda Pinheiro, ocorrem granitos, granodiorito gnaisses e gnaisses bandados polideformados (geralmente migmatíticos), que foram agrupados em uma mesma unidade litológica (Anexo I). A cartografia destes litotipos requer uma escala de trabalho mais adequada, o que está além do escopo dessa pesquisa. A seguir, são descritos os principais tipos litológicos encontrados:

Biotita granito foliado

Este granito perfaz cerca de 50% dos afloramentos visitados, sendo o litotipo dominante a oeste da cidade de Itutinga, e no contato desta unidade com a sucessão vulcano-sedimentar e os corpos máfico-ultramáficos diferenciados (Anexo I).

Na região da Fazenda Pinheiro, apófises deste granito intrudem as rochas do Corpo Forro e anfibolitos da sucessão vulcano-sedimentar, englobando xenólitos destes últimos (Fotografia 2). Os xenólitos encontram-se estirados e, localmente, dobrados junto com o granito, indicando que a intrusão do granito precedeu a deformação principal que afetou a área em questão.

O granito possui coloração branca, granulação média a grossa e apresenta-se normalmente foliado. A foliação é marcada pela orientação preferencial de grãos de biotita, sendo mais penetrativa próximo ao contato com as encaixantes ou em zonas de cisalhamento localizadas, onde ocorrem vênulas quartzo-feldspáticas centimétricas injetadas paralelas à foliação. Em várias exposições ocorrem veios e aplitos graníticos de granulação fina e pegmatitos concordantes com a foliação tectônica.

Suas rochas são compostas principalmente por plagioclásio (An₁₅₋₂₆), quartzo, feldspato potássico e biotita. Os minerais acessórios são granada, epidoto, mica branca, minerais opacos, apatita, allanita e zircão. A textura é inequigranular xenoblástica, caracterizada por grãos de diversos tamanhos e contornos irregulares, onde a biotita e os grãos ou agregados de quartzo

recristalizados encontram-se orientados segundo a foliação. O feldspato potássico (microclina) ocorre como grãos xenomórficos orientados segundo a foliação tectônica ou como grãos finos ocupando os espaços intergranulares. Normalmente, este mineral mostra exsoluções de albita, compondo texturas peritíticas.

Biotita granodiorito gnaiss

Este tipo litológico perfaz cerca de 30% dos afloramentos visitados, sendo que suas melhores exposições encontram-se dentro da cidade de Itutinga e em pedreiras localizadas à sul da BR-262. Ele difere do granito anteriormente descrito por sua composição granodiorítica e caráter gnáissico, contudo é possível que estes dois litotipos representem variações de fácies dentro um mesmo corpo.

Trata-se de gnaisses homogêneos, cinzentos, de granulação média e fortemente foliados. A foliação tectônica é espaçada disjuntiva e localmente anastomosada, sendo caracterizada pela orientação preferencial de filmes de biotita segundo a foliação regional. Bandas quartzo-feldspáticas com espessuras de até 3cm, relativamente contínuas e concordantes com a foliação regional, conferem o caráter gnáissico desta rocha (Fotografia 3).

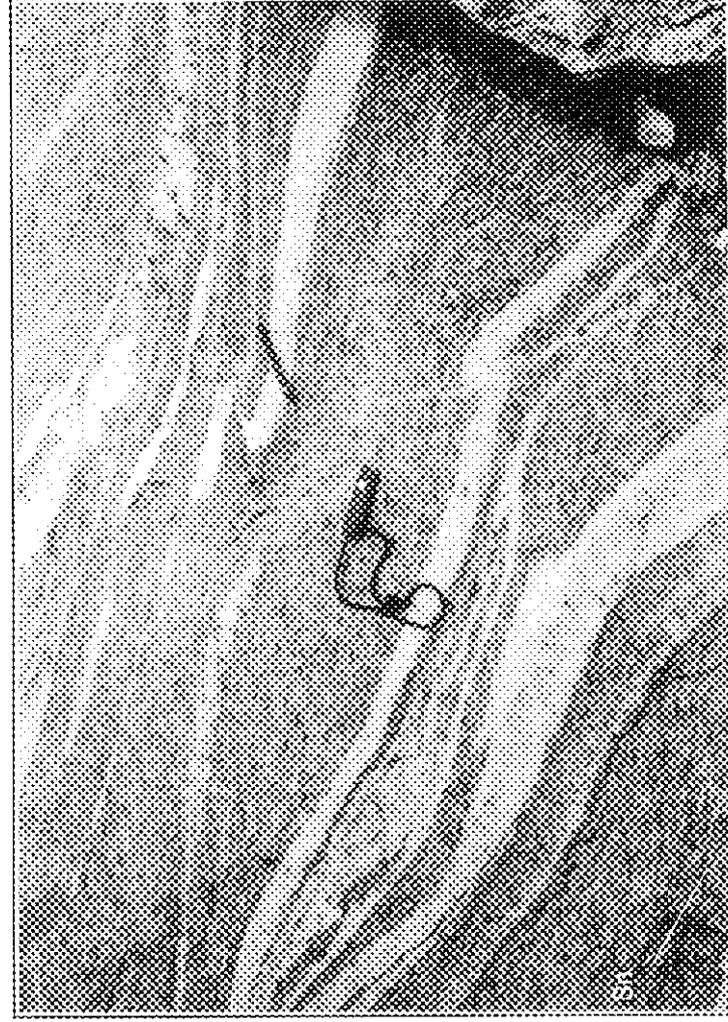
O gnaiss é cortado por várias gerações de veios graníticos e pegmatitos, normalmente tabulares, dispostos concordantes ou discordantes da foliação principal (Fotografia 4). Todo o conjunto é ainda intrudido por corpos graníticos, de dimensões métricas, coloração cinza e granulação muito fina.

Nos afloramentos da cidade de Itutinga, os veios e pegmatitos leucocráticos são relativamente contínuos e paralelos entre si, além de concordantes com a foliação tectônica principal (Sn), reforçando o aspecto gnáissico da rocha hospedeira (Fotografia 3). Nesta exposição, o gnaiss e os veios encontram-se dobrados, compondo ondulações suaves, e são cortados por zonas de cisalhamento localizadas (Fotografia 5).

Os gnaisses possuem textura granobástica e são constituídos principalmente por plagioclásio (An₂₀), quartzo e microclina, além de quantidades subordinadas de biotita, mica branca, clorita, epidoto, minerais opacos, titanita, apatita, allanita e zircão. A percentagem de minerais máficos oscila entre 5 e 15 %.



Fotografia 2. Biotita granito foliado (F) contendo antiferoclitos (An) pertencentes à Faixa Nazareno. Os xenólitos de anfibólito apresentam formas lenticulares e são concordantes com a foliação tectônica Su, impressa no granito (Ponto 269).

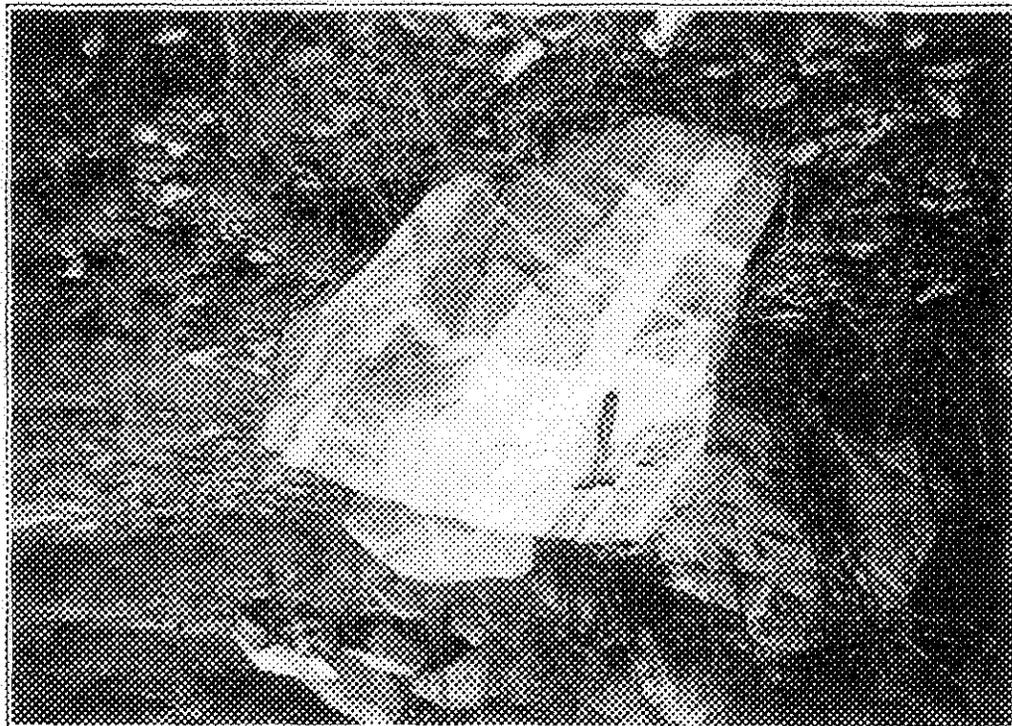


Fotografia 3. Biotita granodiorito gnaíse apresentando vénuis graníticas e pegmatitos concordantes com a foliação principal (Sf). Uma foliação incipiente (Su+I), definida pela orientação preferencial de grãos de biotita (direção da lapiseira), também está impressa nesta rocha (Ponto 82).

Fotografia 5. Biotita granodiorite gnaisse cortado por zona de cisalhamento direcional; sinistral, atribuída à fase Dn-1 (Ponto 82 - corte em planta).



Fotografia 4. Biotina granodiorite gnaisse (coloração escura), cortado por pelo menos duas gerações de vetos graníticos (coloração clara) (Ponto 63).



Gnaisses bandados e migmatitos

Os gnaisses bandados perfazem cerca de 20% dos afloramentos visitados e ocorrem como enclaves, de dimensões métricas e contornos difusos, dispersos em uma massa granítica/granodiorítica foliada ou, ainda, como o litotipo dominante em alguns afloramentos.

As rochas apresentam granulação média, coloração cinza e bandamento marcante caracterizado pela alternância de bandas claras e escuras, com espessura centimétrica (Fotografia 6). As bandas escuras apresentam composição tonalítica, sendo formadas principalmente por plagioclásio, quartzo e biotita, além de clorita, epidoto, carbonatos, minerais opacos, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios. As bandas claras também apresentam composição tonalítica, porém com menor quantidade de biotita.

Estes gnaisses mostram padrões de dobramentos diversos e estão localmente cisalhados. A foliação tectônica é marcada pela orientação preferencial de grãos de biotita, sendo normalmente paralela ao bandamento gnáissico. Nas zonas de charneiras de dobras, a biotita está orientada paralela ao plano axial e disposta em alto ângulo com o bandamento gnáissico.

Feições migmatíticas evidenciando anatexia “*in situ*” foram observadas em vários afloramentos, predominando as texturas estromáticas e, mais raramente, texturas nebulítica e oftálmica. Esses migmatitos são ainda cortados por veios e aplitos graníticos a granodioríticos dispostos paralelamente à foliação principal (Fotografia 7).

Localmente, ocorrem lentes ou bandas anfíbolíticas, com espessura variando de centímetros a poucos metros, concordantes com o bandamento. Estas bandas apresentam textura granoblástica, granulação fina a média e são compostas principalmente por hornblenda marrom e plagioclásio. A hornblenda está sendo parcialmente substituída por biotita, clorita e epidoto. Os minerais acessórios são opacos, titânita, rutilo, allanita e zircão.

Os gnaisses são ainda cortados por diques de rochas metabásicas, que truncam o bandamento gnáissico, mas apresentam a mesma foliação tectônica impressa nos gnaisses (Fotografia 8). Veios e aplitos de rochas graníticas, granodiorítica e tonalíticas cortam o bandamento gnáissico em direções variadas, mas apresentam-se foliados.

Em outras partes da área estudada foram observados enclaves de gnaisses bandados semelhantes aos descritos, dentro dos seguintes corpos plutônicos: biotita granito porfirítico, biotita hornblenda tonalito, biotita granodiorito/tonalito foliado.

As relações estratigráficas entre os gnaisses e a sucessão vulcano-sedimentar não foram claramente observadas, mas existe a possibilidade de que os diques de rochas metabásicas supramencionados (Figura 8) sejam contemporâneos ao vulcanismo básico associado à evolução do *Greenstone Belt* Barbacena. Neste caso, esses gnaisses representariam a rocha mais antiga da área investigada.

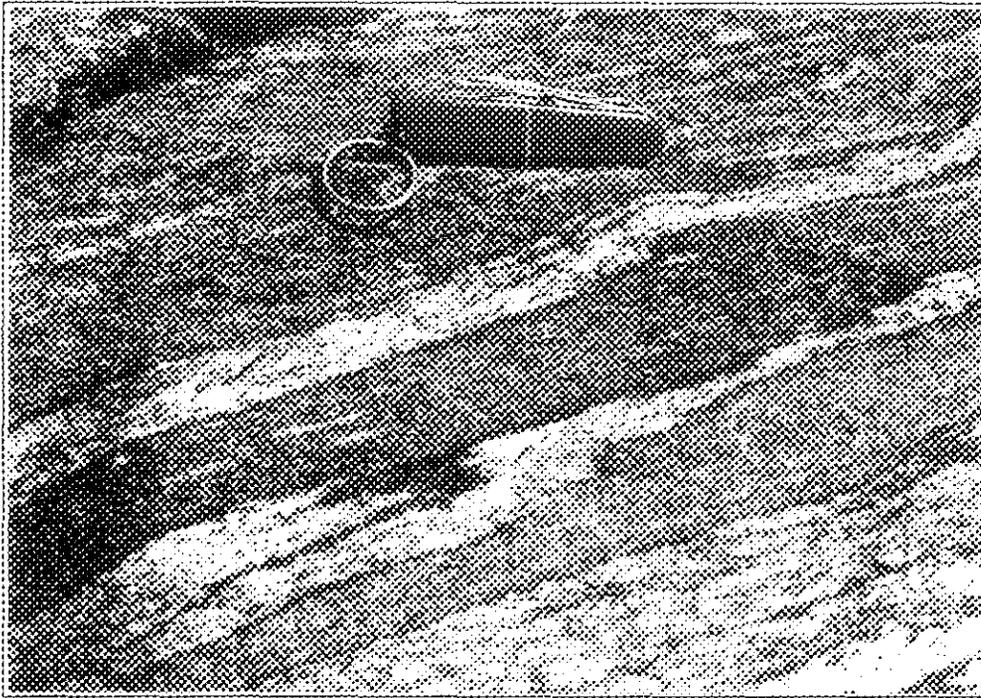
III.1.4. Corpos intermediários e félsicos

Além das rochas ortoderivadas descritas no item anterior foram ainda individualizados cinco corpos intermediários a félsicos, intrusivos na sucessão metavulcano-sedimentar e nos corpos máficos–ultramáficos diferenciados. Eles apresentam-se foliados e, localmente, gnaissificados e estão orientados na direção NE-SW, se estendendo além dos limites da área investigada. Os dados obtidos nesta pesquisa permitiram estabelecer uma hierarquia relativa entre alguns destes corpos e os demais conjuntos litológicos, mas ainda são insuficientes para definir se eles pertencem a uma mesma suíte ígnea. Suas características gerais serão descritas a seguir.

Biotita hornblenda diorito

Este corpo está situado na parte oeste da área e suas melhores exposições ocorrem nas margens do Rio Grande, na região da Fazenda do Rocha (Anexo I). Ele possui forma lenticular e é delimitado na sua porção sudeste por uma falha transcorrente desenvolvida ao longo do contato com as rochas metassedimentares, pertencentes à Faixa Rio das Mortes, e com o corpo de biotita granito porfirítico. Ele apresenta xenólitos de anfibólitos (Fotografia 9) e gonditos pertencentes à Faixa Rio das Mortes, sendo ainda cortado por uma série de veios graníticos e pegmatíticos, concordantes com a foliação tectônica, relacionados ao corpo de biotita granito porfirítico. Localmente, foram ainda observados xenólitos de metapiroxenitos cumuláticos e metagabros, possivelmente relacionados aos corpos máfico–ultramáficos diferenciados.

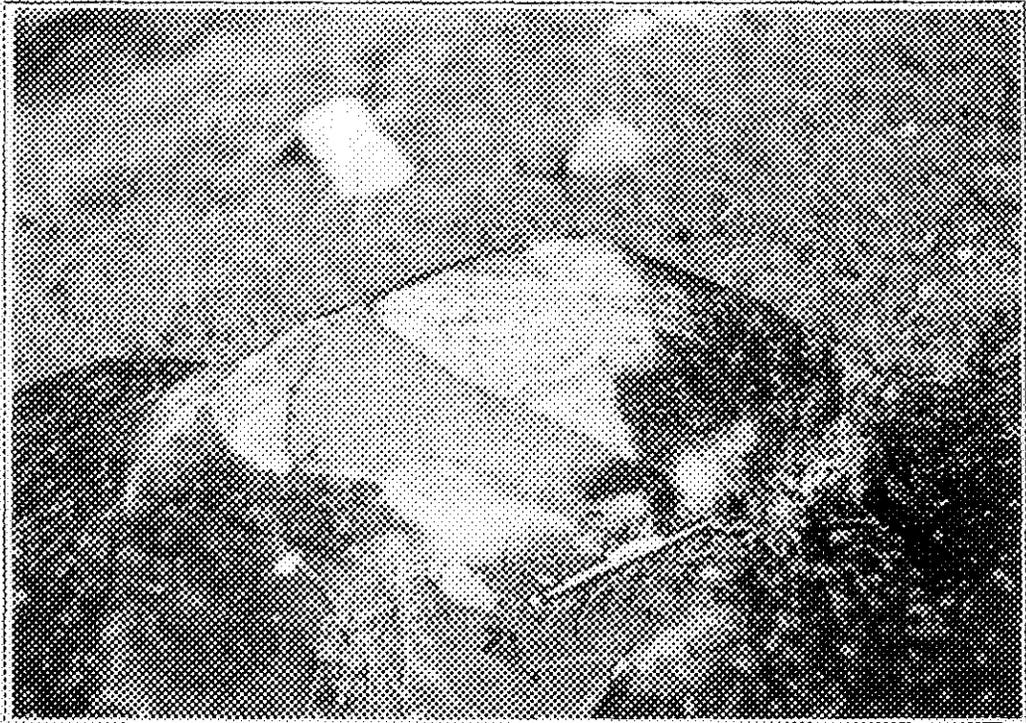
A foliação tectônica apresenta direção N50-70°E e mergulho íngreme para sudeste, concordante com a foliação regional (Sn). Os xenólitos de anfibólito, pertencente à sucessão vulcano-sedimentar, exibem uma foliação tectônica anterior dobrada (Sn-1), discordante da foliação impressa nas rochas dioríticas (Sn).



Fotografia 6. Bandamento gnáissico caracterizado pela alternância de bandas claras e escuras, ambas de composição tonalítica, em gnaisse bandado migmatítico (Ponto 93).



Fotografia 7. Gnaisse bandado migmatítico apresentando bandamento gnáissico dobrado e transposto pela foliação tectónica regional (Sn). Vêmulas graníticas cortam o bandamento gnáissico e são concordantes com a foliação Sn (Ponto 93).



Fotografia 8. Dique metabásico cortando gnaisse bandado tonalítico. O dique corta o bandamento gnássico, mas apresenta foliação penetrativa, concordante com a foliação regional (Sn), também impressa no gnaisse migmatítico (Ponto 263).



Fotografia 9. Xenólitos de anfibólito pertencente à Faixa Rio das Mortes em biotita hornblenda diorito foliado (Ponto 39).

Uma característica que distingue este corpo dos demais granitóides desta unidade consiste na existência de zonas de cisalhamento expressivas, dúcteis, nas quais as características texturais e mineralógicas originais encontram-se intensamente modificadas. Nos demais granitóides, as zonas de cisalhamento são muito localizadas, de caráter dúctil-ruptil, e não promoveram modificações significativas na rocha original.

A zona de cisalhamento mais significativa ocorre próximo ao contato com o granito porfirítico (P-184) e consiste em uma faixa de aproximadamente 500m, na qual ocorrem intercalações de camadas centimétricas de rochas dioríticas muito deformadas e lentes ou bandas anfibolíticas (xenólitos da sucessão vulcano-sedimentar). Estas camadas estão muito verticalizadas e encontram-se injetadas por veios graníticos e pegmatíticos, concordantes a discordantes, reforçando ainda mais o aspecto bandado desta zona de cisalhamento (Fotografias 10 e 11). A foliação possui direção N50-70°E e mergulhos íngremes para sudeste. A lineação de estiramento contida nos planos da foliação é sub-horizontal e os indicadores cinemáticos (estruturas s-c, dobras assimétricas) atestam movimentação dextral.

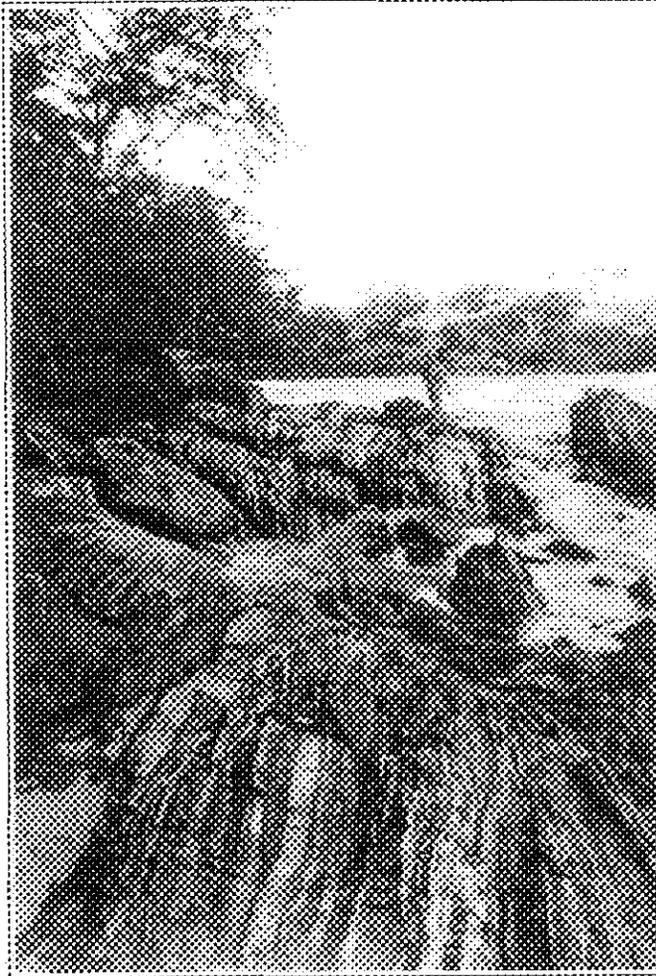
Ressalta-se ainda que em campo pode ser observada uma variação gradativa nas características deste corpo desde suas porções mais preservadas da deformação até as zonas de cisalhamento. Nas partes mais preservadas da deformação, as rochas dioríticas apresentam granulação média a grossa e textura equigranular hipidiomórfica. Os xenólitos da sucessão metavulcano-sedimentar são normalmente, centimétricos a métricos, angulosos a arredondados e preservam a xistosidade anterior, normalmente discordante da foliação das rochas dioríticas. À medida que se adentra nas zonas cisalhadas, as rochas dioríticas tornam-se progressivamente mais deformadas, apresentando localmente textura blastomilonítica, e os xenólitos se apresentam estirados e reorientados segundo a direção das zonas de cisalhamento.

Nas zonas menos deformadas, as rochas dioríticas são compostas principalmente por plagioclásio (An₂₈₋₃₈), quartzo, hornblenda, biotita, actinolita, ± clorita, ± epidoto e como minerais acessórios podem conter zoisita/clinozoisita, carbonatos, titânita, apatita, alanita e minerais opacos. A textura varia de equigranular subedral a granoblástica e a granulação de média a grossa (2,4 a 6,0mm). A foliação tectônica é definida pela orientação preferencial da hornblenda e biotita. Localmente, foi observada uma foliação de fluxo marcada pela orientação preferencial de fenocristais de plagioclásio.

Nas porções mais deformadas/cisalhadas, a granulação é mais fina (1,5 a 4,0 mm), a percentagem de clorita e epidoto aumenta e, em alguns casos, a hornblenda é totalmente substituída por biotita e/ou clorita. A textura varia de granoblástica a blastomilonítica (matriz variando de 0,4 a 1,2 mm e fenocristais de 2,0 a 4,0 mm), nas porções mais cisalhadas. Porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda são contornados por filmes de biotita, clorita e epidoto. Em muitos locais, a clorita ocupa juntamente com quartzo as sombras de pressão em torno dos porfiroclastos. Estruturas s-c e c', bem como porfiroclastos sigmoidais de hornblenda, compõem a trama milonítica, nas porções centrais das zonas de cisalhamento e atestam movimentação dextral. A formação pervasiva de biotita a partir da hornblenda em detrimento às transformações de hornblenda para actinolita pode estar associada à introdução de fluidos potássicos durante o cisalhamento, relacionados aos corpos graníticos adjacentes.

As características de campo e petrográficas indicam que as rochas dioríticas que compõem este corpo foram submetidas à pelo menos um evento tecto-metamórfico significativo, que não está impresso nos demais corpos granitóides da área investigada. Este evento tectônico ocasionou transformações na mineralogia original, bem como transformações texturais. A assembléia metamórfica impressa nestas rochas, caracterizada por hornblenda actinolítica, actinolita, plagioclásio (An₁₅₋₃₈), biotita, ± clorita, ± epidoto, ± titânita, indica que este evento se processou em condições de fácies anfibolito inferior. O aumento no percentual de clorita e biotita nas zonas mais cisalhadas refletem condições retrometamórficas, induzidas pela introdução de fluidos (aquosos e potássicos), que promoveu o rebaixamento da temperatura e condições mais propícias para formação de clorita, biotita e epidoto, além da descalcificação da plagioclásio, marcada pela alteração deste mineral para zoisita/clinozoisita.

Cabe ressaltar que este corpo se estende cerca de 15 km para sudeste, além dos limites da área investigada, e foi objeto de estudo da dissertação de mestrado de Couto (2000). Segundo este autor, este corpo é composto por uma associação de rochas dioríticas denominada associação MQDT (Meta - quartzodiorito, diorito e tonalito). Esse autor apresenta ainda um estudo minucioso das características texturais e mineralógicas primárias, bem como dos registros tectono-metamórficos impressos nesta associação.



Fotografia 18. Zona de cisalhamento vertical (Dn) cortando rochas dioríticas e anfibolitos (xenólitos) pertencentes ao corpo de biotita hornblenda diorito. Veios graníticos e pegmatitos estão injetados ao longo desta zona de cisalhamento, reforçando o seu aspecto bandado (Ponto 184).

Fotografia 11. Detalhe da foto anterior, mostrando o caráter tardio dos corpos pegmatíticos, que se apresentam concordantes a levemente discordantes da foliação e, localmente, englobam rochas dioríticas cisalhadas (Ponto 184).



Biotita hornblenda tonalito

Este corpo aflora na porção norte da área e se estende desde a cidade de Ibituruna até Mercês de Água Limpa, onde é cortado pelo biotita granito (Anexo I). Ele apresenta forma alongada na direção NE-SW e suas rochas possuem foliação tectônica penetrativa (Sn), anastomosada, com direção N30-60°E e mergulhos em torno de 70° para sudeste. Zonas de cisalhamento localizadas cortam estas rochas e são concordantes com a foliação principal.

Seu contato com a sucessão vulcano-sedimentar (Faixa Rio das Mortes) é intrusivo e aparentemente reativado por falhamento transcorrente dextral. Este litotipo possui xenólitos de anfibolitos e gonditos pertencentes à sucessão metavulcano-sedimentar e, também, xenólitos de metapiroxenitos e metagabros, possivelmente relacionados aos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. Os xenólitos apresentam dimensões centimétricas a métricas e, normalmente, possuem foliação tectônica discordante da foliação impressa no tonalito. Enclaves de gnaisses bandados tonalíticos foram observados em algumas exposições (Fotografia 12).

O contato com o hornblenda diorito não foi observado, mas aparente trata-se de um contato gradacional, onde os termos dioríticos se tornam mais frequentes à medida que se afasta do domínio das rochas tonalíticas.

As rochas que compõem este corpo apresentam textura granoblástica, granulação variando de fina a média (1,0 a 4,0 mm) e podem ser leucocráticas a mesocráticas (somatório de máficos entre 10 e 25%). São compostas principalmente por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, podendo conter epidoto, clorita, titanita, allanita, minerais opacos, muscovita, carbonatos, apatita e zircão como acessórios. A foliação tectônica é definida pela orientação preferencial de hornblenda e biotita. Em algumas lâminas foi observada uma foliação de fluxo magmático, marcada pela orientação de fenocristais de plagioclásio, superposta pela foliação tectônica.

O plagioclásio (An₁₄₋₃₂) ocorre normalmente como cristais anedrais a subedrais, parcialmente substituídos por epidoto. Alguns grãos apresentam núcleos mais cálcicos, evidenciados pela alteração de suas porções centrais para zoisita/clinozoisita, com bordas muito límpidas. O quartzo ocorre como grãos individuais recristalizados ou como fitas de quartzo recristalizado envolvendo porfiroclastos de plagioclásio, nas porções mais deformadas. A hornblenda apresenta coloração verde oliva e ocorre como grãos hipidiomórficos orientados segundo a foliação. Normalmente, ela encontra-se parcialmente substituída por biotita e mais raramente por clorita e epidoto. A titanita ocorre como grãos hipidiomórficos individuais ou

contornando grãos de minerais opacos, possivelmente ilmenita. Ressalta-se ainda que nas zonas mais deformadas a hornblenda está amplamente substituída por biotita e, esta última, por clorita .

As características petrográficas supramencionadas indicam que a hornblenda verde oliva e o plagioclásio cálcico constituem minerais ígneos originais deste tonalito, enquanto a biotita, clorita, epidoto, titanita e plagioclásios menos cálcicos compõem uma associação mineral metamórfica.

Biotita granito porfirítico

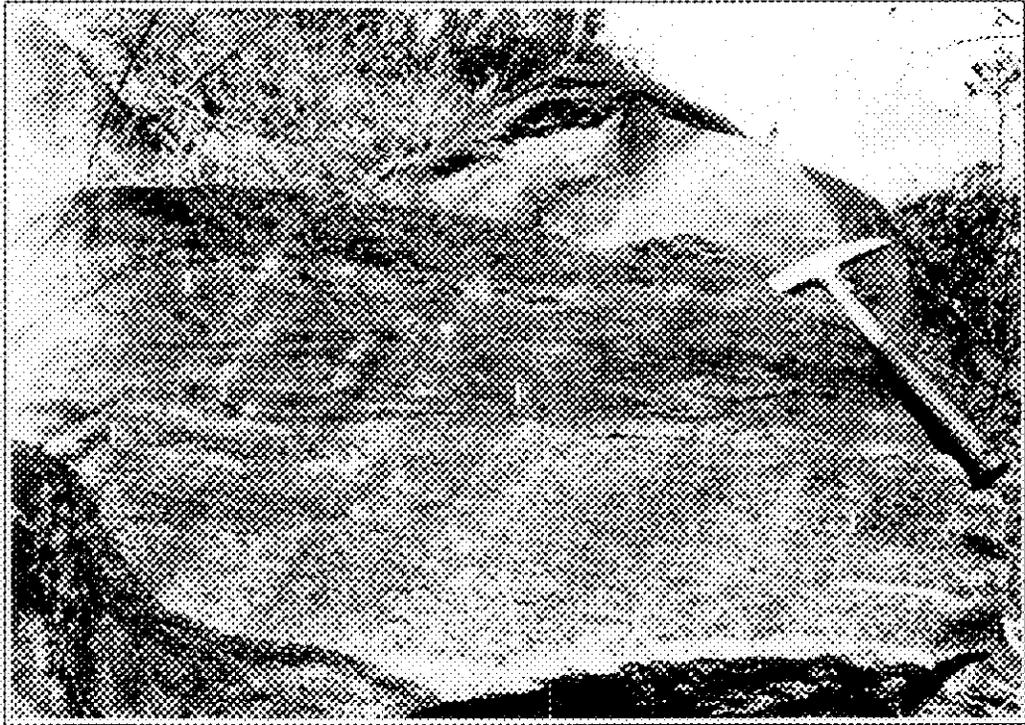
Este corpo aflora na porção oeste da área, entre as Faixas Nazareno e Rio das Mortes, e apresenta forma lenticular, sendo limitado a norte e a sul por falhamentos transcorrentes destrais (Anexo I). Ele possui enclaves de gnaisses bandados tonalíticos e de anfibolitos pertencentes à Faixa Rio das Mortes.

As rochas que constituem este corpo possuem coloração cinza e são caracterizadas pela presença de fenocristais de K-feldspato ou plagioclásio (até 5 cm) dispostos em uma matriz granítica de granulação média a grossa (Fotografia 13). A foliação tectônica é disjuntiva e anastomosada, caracterizada por filmes de biotita que contornam os fenocristais de feldspatos.

Em algumas exposições deste granito, mais preservadas da deformação, foi possível reconhecer um bandamento ígneo marcado pela alternância de níveis de até 50 cm ricos em fenocristais e leitões desprovidos dos mesmos. Os fenocristais encontram-se orientados paralelos ao bandamento, definindo uma foliação de fluxo magmático que pode ser concordante ou discordante da foliação tectônica. Nas zonas mais deformadas, os fenocristais tendem a se reorientar segundo a direção da foliação tectônica e são contornados por filmes de biotita.

Este granito é composto principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita e apresenta quantidades subordinadas de hornblenda, clorita e epidoto. Os minerais acessórios são mica branca, titanita, zircão e opacos.

A microclina ocorre como fenocristais subédricos, orientados segundo a foliação de fluxo e contornados pela foliação tectônica (Sn). Texturas pertíticas são comuns neste mineral e, localmente, ocorrem mirmequitas. O plagioclásio aparece como fenocristais subédricos menores, de até 2cm, também contornados pela foliação tectônica. O quartzo ocorre grãos ou lentes recristalizadas e orientadas segundo a foliação tectônica. A hornblenda ocorre parcialmente substituída por biotita, e esta última por clorita e epidoto.



Fotografia 12. Enclave (E) de gnaiss máfico bandado em biotita hornblenda tonalito (T). O enclave está orientado segundo a foliação tectônica impressa no tonalito (Sn) e apresenta bandamento anterior (Sn-1) dobrado (Ponto 201).



Fotografia 13. Biotita granito porfíritico apresentando fenocristais de K-feldspato orientados segundo a foliação de fluxo magmático, que é concordante com a foliação regional Sn. Uma zona de cisalhamento discreta sinistral, atribuída ao evento Dn+1, superpõem a foliação Sn (Ponto 1).

Biotita granodiorito/tonalito foliado

Este corpo aflora na porção central da área, separando as duas faixas vulcano-sedimentares. Ele tem forma alongada segundo a direção NE-SW e se estende além do limite leste da área investigada (Anexo I). Invariavelmente, suas rochas apresentam-se foliadas e, localmente gnaissificadas. A foliação tem direção N60-70°E e mergulho íngreme para sudeste ou noroeste, exibindo em algumas exposições padrão anastomosado.

O contato sul com a Faixa Nazareno é brusco e delineado por uma falha transcorrente dextral. Neste contato, as rochas apresentam-se intensamente deformadas, com granulação muito fina e são cortadas por vênulas quartzo-feldspáticas e veios de quartzo, que podem atingir até dois metros de espessura. Próximo deste contato foram ainda observadas bandas centimétricas de anfibolito muito fino intercaladas com bandas graníticas, interpretadas como xenólitos de anfibolitos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar.

O contato com biotita granito porfirítico, a oeste, é irregular e intrusivo, marcado pela existência de xenólitos centimétricos de granitos porfiríticos imersos em biotita granodiorito (Fotografia 14). O contato com a Faixa Rio das Mortes e com o Corpo Manuel Inácio também é intrusivo e reativado por falhamento transcorrente dextral, na sua porção ocidental (Fotografia 15).

Este corpo apresenta ainda xenólitos de anfibolitos e xistos máficos pertencentes à Faixa Rio das Mortes, bem como xenólitos de metagabros pertencentes ao corpo Manuel Inácio (Fotografia 16).

As rochas deste corpo são normalmente leucocráticas, apresentam granulação variando de fina a média e textura granoblástica. A foliação tectônica é marcada pela orientação preferencial da biotita e de grãos ou agregados de quartzo recristalizado. Elas são compostas principalmente por plagioclásio e quartzo, apresentando quantidades subordinadas de K-feldspato, biotita e epidoto. Os minerais acessórios são granada, titanita e opacos. Próximo ao contato com as rochas máficas foram observados níveis milimétricos de sulfetos (pirita e pirrotita), orientados segundo a foliação tectônica.

Este corpo se estende além do limite leste da área investigada, passando pela cidade de Cassiterita até o Vilarejo de Caxambu. Várias denominações foram utilizadas na literatura para designá-lo nesta região, se destacando entre elas: Granito Cassiterita (Queméneur & Baraud

1983), granodiorito (Pires *et al.* 1990), Metatrondhjemito Caxambu (Ávila 1992) e Trondhjemito Cassiterita (Ávila *et al.* 2000b; Ávila 2000).

Ávila (2000) apresentou um estudo detalhado deste corpo, incluindo suas características petrográficas, químicas e seus aspectos evolutivos. Segundo este autor, o Trondhjemito Cassiterita possui idade de 2160 ± 10 Ma (Pb/Pb – evaporação de zircão) e suas rochas evoluíram a partir da cristalização de um magma trondhjemítico de alto Al_2O_3 , gerado a partir da fusão parcial de rochas basálticas durante o Paleoproterozóico, como indicado pela idade T_{DM} 2,37 Ga e os valores baixos de $\epsilon_{Nd}(t)$: - 0,89.

Biotita granito

O biotita granito parece ser o corpo mais novo e aflora no extremo nordeste da área, intrudindo anfibolitos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar e o corpo de biotita-hornblenda tonalito (vide Anexo I). O contato com os anfibolitos é marcado por injeções *lit par lit* de apófises graníticas, concordantes a levemente discordante da foliação impressa nos anfibolitos. Este corpo apresenta xenólitos com dimensões centimétricas a métricas de gnaisses bandados tonalíticos, anfibolitos e clorita xistos. A foliação impressa nestes xenólitos apresenta direção N0-30°W e mergulhos variados para W ou SW, discordante da foliação do granito.

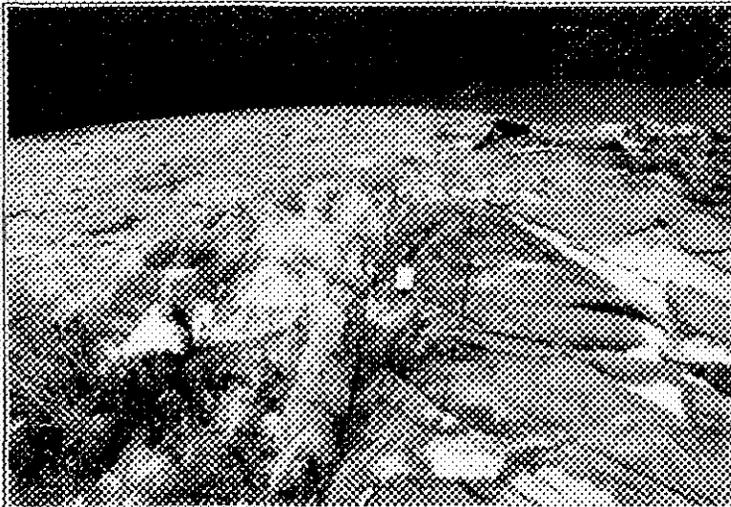
A foliação deste granito, embora incipiente, nem sempre é concordante com a foliação regional impressa nos demais corpos, mas acompanha o contorno deste corpo. Esta feição é indicativa do caráter tardi-tectônico deste corpo.

As rochas são leucocráticas (percentagem de máficos não excede 8%), possuem granulação variando de média a grossa e são normalmente isotrópicas. A textura varia de equigranular a inequigranular hipidiomórfica e a foliação tectônica, quando presente, é marcada pela orientação preferencial da biotita. O granito é composto principalmente por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, podendo conter quantidades subordinadas de biotita, epidoto e granada. Os minerais acessórios são mica branca, titanita, apatita, allanita, epidoto, zircão e minerais opacos.

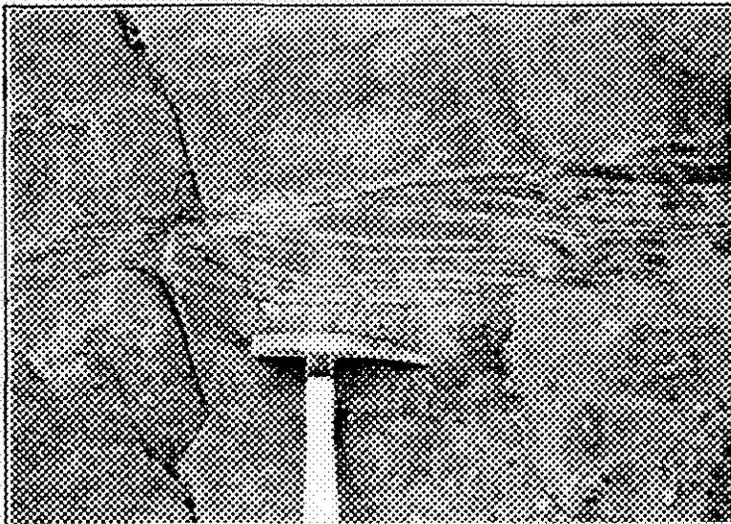
As características deste granito são semelhantes àquelas descritas para o Granitóide Ritápolis ou Granito Santa Rita (*cf.* Quéméneur & Baraud 1983; Quéméneur & Vidal 1989; Ávila *et al.* 1998, Ávila 1992, Noce *et al.* 1997, Ávila 2000), localizado a leste e noroeste da área investigada. Possivelmente, o biotita granito em questão consiste em uma pequena porção do Granitóide Ritápolis, que apresenta dimensões batolíticas e caráter tardi-tectônico.



Fotografia 14. Xenólitos de biotita granito porfirítico observado nas bordas do corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado (Ponto 255).



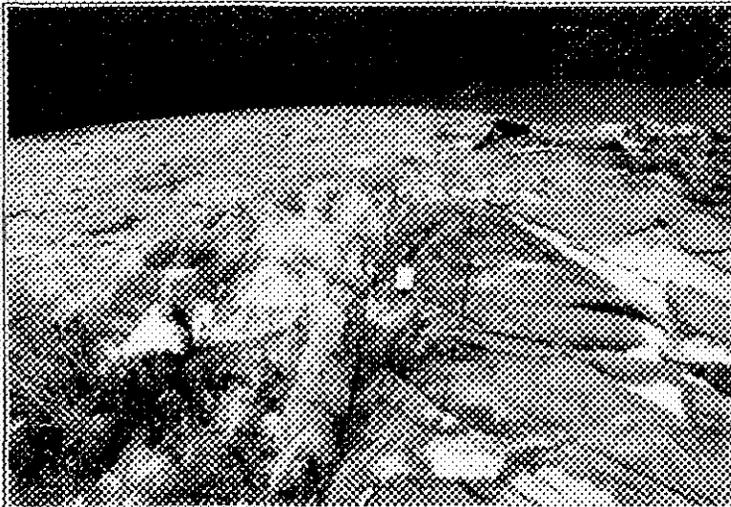
Fotografia 15. Contato entre o corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado, a direita, e os xistos máficos pertencentes à Faixa Rio das Mortes, a esquerda (Ponto 98). No contato, os dois litotipos estão muito deformados e são observados xenólitos estirados de xisto máfico no domínio do granito.



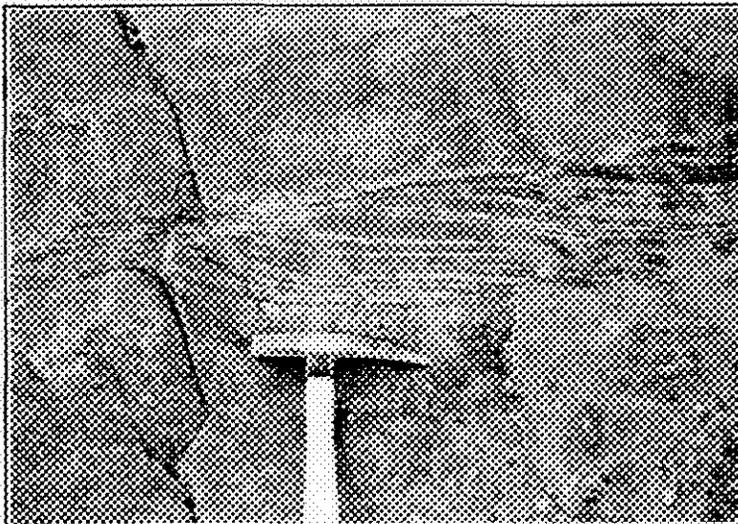
Fotografia 16. Xenólito de metagabro cisalhado pertencente ao Corpo Manuel Inácio, envolto por biotita granodiorito foliado, próximo do contato entre essas unidades (Ponto 217).



Fotografia 14. Xenólitos de biotita granito porfirítico observado nas bordas do corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado (Ponto 255).



Fotografia 15. Contato entre o corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado, a direita, e os xistos máficos pertencentes à Faixa Rio das Mortes, a esquerda (Ponto 98). No contato, os dois litotipos estão muito deformados e são observados xenólitos estirados de xisto máfico no domínio do granito.



Fotografia 16. Xenólito de metagabro cisalhado pertencente ao Corpo Manuel Inácio, envolto por biotita granodiorito foliado, próximo do contato entre essas unidades (Ponto 217).

Ávila *et al.* (1998) obteve idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação de zircão) de 2.121 ± 7 Ma e 2.122 ± 6 Ma, para cristalização de rochas tonalíticas e graníticas porfiríticas pertencentes ao Granitóide Ritápolis. Este autor obteve ainda idades T_{DM} (Sm/Nd) 2.410 Ma e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ negativo de $-2,17$ para estas rochas. Noce *et al* (2000) apresentaram idades T_{DM} mais antigas para o esse corpo, entre 2,72 e 2,61 Ga, e valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ muito negativos (-5.9 e -7.3) e sugerem uma fonte crustal arqueana para estas rochas.

III.1.5. Diques de metadiabásio

Corpos de metadiabásio tabulares, com dimensões centimétricas a métricas, foram observados em várias exposições, cortando os corpos granitóides e, localmente, as rochas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar. Não foram observados diques de diabásio cortando as rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso. O dique mais significativo ocorre na porção norte da área, com direção $N70^{\circ}E$, cortando os corpos biotita hornblenda tonalito e o biotita granito (AnexoI).

Os diques apresentam coloração escura, granulação variando de fina a média (0,6 a 3,0 mm) e não possuem foliação tectônica. As bordas destes diques apresentam granulação mais fina que as porções centrais e mostram uma foliação de fluxo discreta, marcada pela orientação preferencial de fenocristas de plagioclásio.

Eles são compostos principalmente por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos, podendo ainda apresentar quantidades subordinadas de actinolita, quartzo, clorita, biotita, epidoto, zoisita/clinozoisita. Os minerais acessórios são apatita, leucóxênio, uralita, carbonatos e feldspato potássico.

A textura ígnea encontra-se totalmente preservada e varia de subofítica a intergranular. Os únicos indícios de deformação são marcados pela presença de extinção ondulante e lamelas de deformação em fenocristais de plagioclásio.

O plagioclásio ocorre na forma de ripas euédricas a subédricas de hábito tabular, localmente alterado para zoisita/clinozoita. O piroxênio aparece como prismas subedrais a anedrais e encontra-se preenchendo os espaços intersticiais entre as ripas de plagioclásio, ou ainda englobando-o parcialmente. Eventualmente, este mineral apresenta bordos alterados para uralita. A actinolita, quando presente, substitui o piroxênio ou aparece como grãos finos

nucleados na matriz. Biotita e clorita ocorrem como finas palhetas sobrecrecendo o clinopiroxênio.

O quartzo ocorre intersticialmente e compõe intercrescimentos granofíricos de quartzo e K-feldspato, comuns em sistemas saturados em sílica, no qual o líquido residual saturado se cristaliza nos espaços intersticiais em forma de intercrescimento de quartzo e K-feldspato, refletindo a composição do eutético.

Pinese (1997) estudou os diques máficos da região de Lavras e detectou duas suítes de diques, relacionadas a duas gerações pré-cambrianas de magmatismo fissural. A mais antiga, básico-norítica, é composta por basaltos e andesitos-basaltos toleíticos com idade 2.658 Ma (Sm-Nd). A segunda suíte básica, com idade 1.875 Ma (Sm-Nd), teria se colocado durante extensão associada aos estágios tardios da Orogênese Transamazônica. Os diques de metadiabásio observados na área apresentam características semelhantes aos da suíte básica descrita por Pinese (1997) e poderiam estar relacionados a esta última geração.

III.1.6. Rochas metassedimentares da Serra do Ouro Grosso

A Serra de Ouro Grosso está localizada na porção sul da área investigada, sendo composta essencialmente por quartzitos e quartzo xistos, que parecem constituir as rochas mais novas da área de estudo. Estas rochas metassedimentares ocorrem como uma faixa estreita, com direção aproximadamente NW-SE, sobrepostas discordantemente sobre os granitos, migmatitos e metakomatiitos da sucessão vulcano-sedimentar (Anexo I). Normalmente, a foliação tectônica impressa nas rochas metassedimentares é aproximadamente concordante com o contorno da Serra. Na parte central da Serra, o acamamento sedimentar está bem preservado, mergulhando suavemente para sul ou para norte. Nas bordas, o acamamento encontra-se com mergulhos íngremes para sul, aproximadamente paralelo à foliação tectônica, que é mais penetrativa nas bordas que nas porções centrais desta Serra.

Na base desta serra, mais especificamente no contato com o biotita granito, ocorrem camadas de rochas máficas xistificadas e verticalizadas que podem representar diques básicos relacionados aos estágios iniciais de nucleação da bacia, na qual foram depositados estes sedimentos.

Estas rochas metassedimentares são interpretadas como pertencentes aos sedimentos da Bacia São João Del Rei (Heilbron 1984, Paciullo *et al.* 2000), depositados entre 1,8 e 1,3 Ga

(Ribeiro *et al.* 1995) e, posteriormente, deformados e metamorfizados em condições de fácies xisto-verde, durante o evento Termo-tectônico Brasileiro (Trouw *et al.* 1986; Ribeiro *et al.* 1995).

III.2. Geologia estrutural

O quadro deformacional da área estudada é bastante complexo uma vez que esta região foi afetada por pelo menos três eventos termo-tectônicos importantes, relacionados aos períodos Arqueano, Transamazônico e Brasileiro, respectivamente. A individualização das estruturas tectônicas pertencentes a cada um destes eventos é fortemente dificultada pelo fato dos registros tectônicos referentes ao Evento Brasileiro serem aproximadamente coaxiais aos registros do Evento Transamazônico, nesta porção sul do Craton do São Francisco. Além disso, a intrusão de vários corpos plutônicos durante o paleoproterozóico, somado a intensidade da deformação relacionada a este período, obliteraram ou apagaram parcialmente as estruturas pretéritas, geradas durante o Arqueano.

Apesar dessas dificuldades foi possível identificar na área estudada, conjuntos de estruturas tectônicas distintos relacionados a três fases de deformação, aqui designadas como Dn-1, Dn, Dn+1. A fase Dn gerou as principais feições estruturais da área, enquanto as estruturas pertencentes as demais fases aparecem de forma restrita.

III.2.1. A fase de deformação Dn-1

Esta fase de deformação (mais antiga) afetou apenas as rochas da sucessão vulcano-sedimentar e os gnaisses bandados tonalíticos, sendo caracterizada pela foliação tectônica Sn-1, que normalmente encontra-se dobrada por dobras (Fn) desenvolvidas durante a fase Dn.

A foliação Sn-1 foi observada principalmente nos anfibolitos e rochas metassedimentares da Faixa Rio das Mortes, em locais mais preservados da deformação Dn. Esta foliação encontra-se também preservada em xenólitos de anfibolitos e gonditos existentes dentro dos corpos intrusivos (Fotografia 17), onde ela é claramente discordante da foliação tectônica Sn impressa nestes corpos.

A foliação Sn-1 impressa nas rochas metassedimentares é marcada por uma xistosidade paralela ao acamamento primário. Nos anfibolitos, esta foliação é contínua e caracterizada pela orientação preferencial da hornblenda ou por bandamento milimétrico, definido por vênulas tonalíticas concordantes com essa foliação (Fotografias 17, 18). A assembléia metamórfica materializada nessa foliação indica que este evento se desenvolveu em condições de fácies anfibolito (vide Capítulo 4).

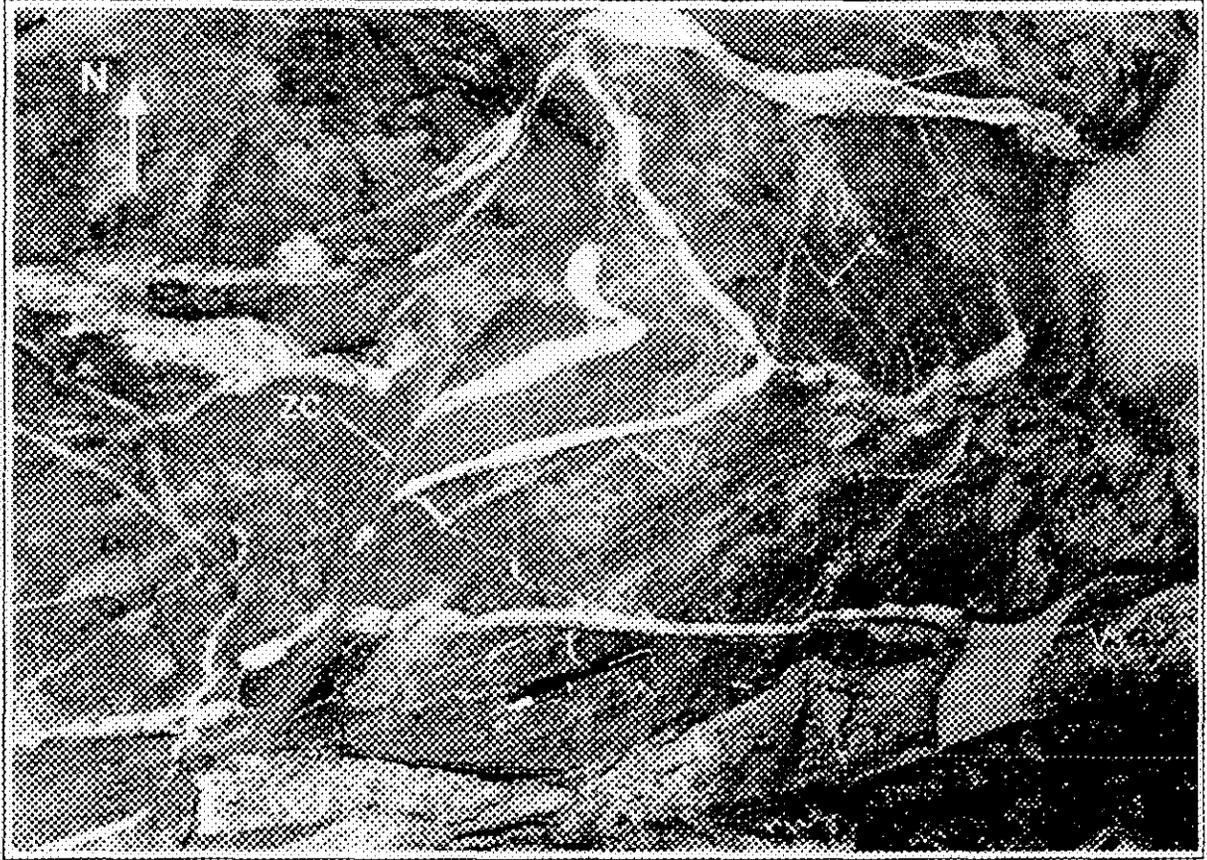
A foliação Sn-1 impressa nos gnaisses bandados tonalíticos é caracterizada por um bandamento gnáissico, localmente estromático. Em várias exposições este bandamento está dobrado e, localmente, transposto por uma foliação mais nova (Sn) (Fotografia 19). A presença de feições migmatíticas, geradas por processos anatéticos “*in situ*” (texturas estromática, oftálmica e nebulítica) é indicativa de que durante este evento o metamorfismo atingiu, pelo menos localmente, condições de fácies anfibolito superior.

III. 2. 2. A fase de deformação principal Dn

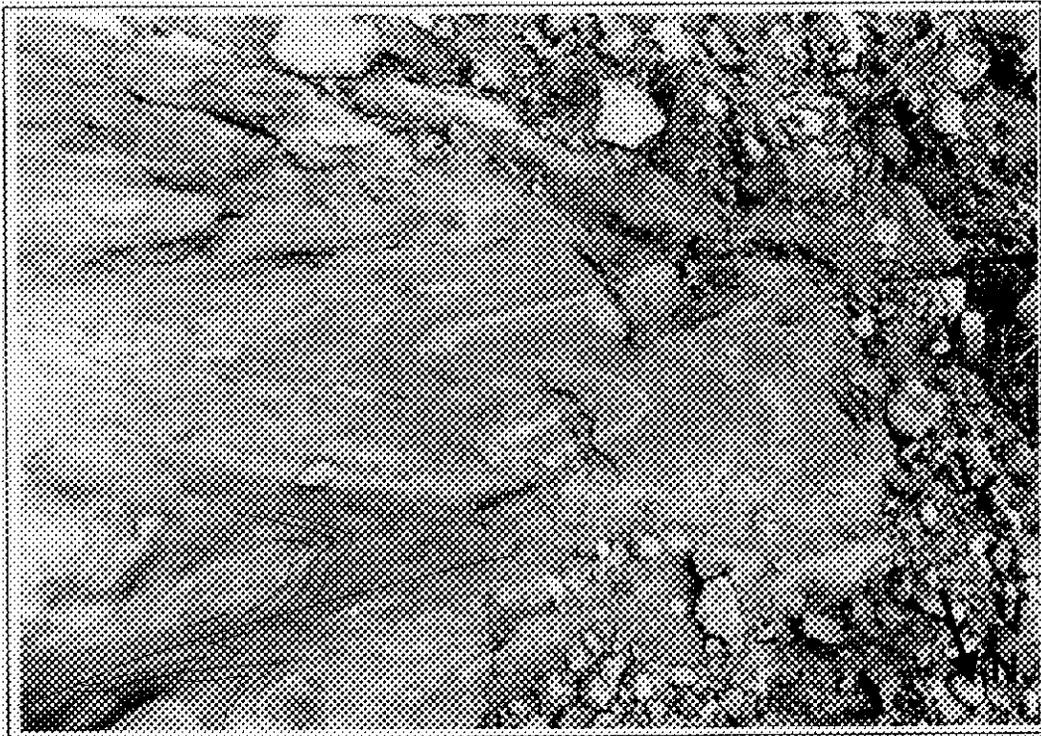
Este evento gerou as feições tectônicas penetrativas da área estudada e seus registros estão impressos nas rochas da sucessão vulcano-sedimentar, nos corpos máfico-ultramáficos diferenciada, no corpo de biotita hornblenda diorito e ainda nos corpos granitóides (sin a tardi Dn).

Durante esta fase ocorreu o dobramento generalizado da foliação Sn-1 (dobras Fn) e desenvolveu-se a foliação Sn, que constitui a feição planar dominante na área investigada. Ela está orientada na direção N60-90°E, aproximadamente concordante com a direção das faixas vulcano-sedimentares, e apresenta mergulho íngreme para sudeste ou noroeste. A morfologia desta foliação varia de acordo com a intensidade de deformação e com o litotipo deformado, predominando uma xistosidade contínua ou anastomosada. Localmente, a foliação é paralela ao plano axial das dobras Fn.

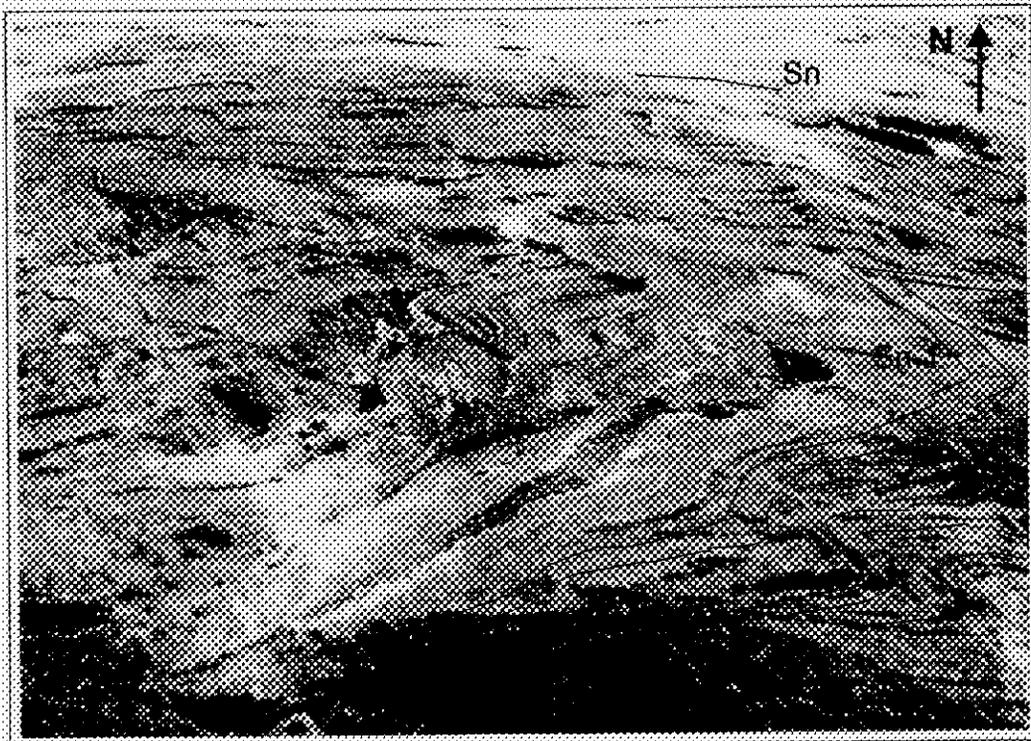
Ainda relacionadas a este evento formaram-se zonas de cisalhamento sub-verticais, dúcteis direcionais ou oblíquas, às quais se associam a foliação milonítica e a lineação de estiramento mineral Ln. A foliação milonítica é concordante com a foliação Sn e a lineação de estiramento, contida nos planos desta foliação, apresenta mergulho variando entre 10° e 30° para sudoeste. Os indicadores cinemáticos observados, tanto em escala microscópica quanto mesoscópica, atestam movimentação dextral para este cisalhamento.



Fotografia 17. Detalhe de um xenólito de anfibólito em biotita hornblenda diorito, apresentando foliação tectônica Sn-1, dobrada por dobras Fn. Três gerações de vênulas ou veios podem ser observadas nesta exposição: vênulas tonalíticas milimétricas concordantes com a foliação Sn-1 (V1); vênulas tonalíticas centimétricas que cortam a foliação Sn-1 (V2), mas também estão envolvidas no dobramento (Fn); veios graníticos (V3) aproximadamente paralelos ao plano axial desta dobra e orientados segundo a foliação tectônica regional Sn. Uma zona de cisalhamento (ZC) sinistral tardia, Du+1, corta os flancos da dobra, os veios graníticos e as vênulas tonalíticas (Ponto 139).



Fotografia 18. Exposição de anfíbolito pertencente à porção central da Faixa Rio das Mortes, apresentando dobras da foliação S₁-1, com flancos rompidos por zonas de cisalhamento dextrais (D_n). Bandas tonalíticas centimétricas, concordantes com a foliação S₁-1, também estão dobradas (Ponto 318 - visão em planta).



Fotografia 19. *Pod* de deformação em gnaisse bandado tonalítico, apresentando bandamento gnáissico S₁-1 dobrado por dobras F_m. Na parte superior da foto, o bandamento encontra-se orientado na direção da foliação tectônica principal S_n (Ponto 263).

Aparentemente, durante este evento ocorreu também a intrusão de corpos sin a tardi-tectônicos, representados pelos corpos biotita granodiorito/tonalito foliado e granito porfirítico. O caráter sin-tectônico destes corpos é indicado pelas seguintes feições de campo:

- Os corpos apresentam formas alongadas orientadas segundo a direção NE-SW, que consiste no *trend* regional característico do evento D_n;
- Esses corpos são limitados por zonas de cisalhamento direcionais destrais D_n, mas não são cortados por elas;
- Nas bordas destes corpos, próximo às zonas de cisalhamento, as rochas estão muito deformadas podendo apresentar aspecto gnáissico, enquanto nas partes centrais dos mesmos elas apresentam foliação tectônica incipiente;
- As apófises desses corpos estão orientadas segundo o *trend* regional e são concordantes a levemente discordante da foliação S_n.
- Vários veios graníticos e pegmatíticos relacionados a estes corpos encontram-se injetados ao longo das zonas de cisalhamento (ZC_n) (vide Fotografias 10 e 11)

A assembléia metamórfica materializada na foliação S_n indica que este evento se processou em condições metamórficas fácies anfibolito inferior, chegando a anfibolito médio próximo ao contato com os corpos sin-tectônicos. As assembléias metamórficas diagnósticas deste evento serão descritas nos Capítulos IV e V.

III.2.3. A fase de deformação D_{n+1}

As estruturas pertencentes a essa fase estão impressas em todas as rochas da região, inclusive as rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso. De maneira geral, elas não são penetrativas, sendo observadas esporadicamente em várias partes da área estudada e, de forma mais expressiva, na porção sul. Elas se desenvolveram em níveis crustais mais rasos e, localmente, promoveram a reativação das estruturas mais antigas, desenvolvidas em níveis crustais mais profundos.

Em alguns afloramentos de metakomatiitos cisalhados, observa-se que em um mesmo plano da foliação milonítica (S_n) ocorrem duas lineações: uma mais penetrativa, mergulhando cerca de trinta graus para SW, definida pela orientação preferencial de Ca-anfibólio, e a outra sub-horizontal, marcada pela orientação preferencial de talco e clorita. Esta relação pode ser indicativa de que as zonas de cisalhamento geradas durante o evento D_n, em condições de fácies

anfíbolito, foram reativadas durante o evento D_{n+1} em condições de fácies xistos verde (condições retrometamórficas).

Na Serra de Ouro Grosso, esta foliação é marcada por uma clivagem descontínua ou xistosidade definida pela orientação preferencial da sericita. Próximo do contato com os corpos graníticos, esta foliação é mais penetrativa e, geralmente, paralela ao contorno da serra. Nos planos dessa foliação ocorre uma lineação mineral e de estiramento sub-horizontal, paralela ao *strike* da foliação. Nas porções centrais da serra esta foliação é incipiente, orientada na direção $S50-80^{\circ}E$, aproximadamente paralela à foliação S_n , evidenciando mais uma vez uma certa concordância entre os *trends* relacionados aos eventos D_n e D_{n+1} .

Associadas a esta última fase foram ainda observadas zonas de cisalhamento centimétricas localizadas, de caráter rúptil a rúptil-ductil, orientação geral $N10^{\circ}-45^{\circ}E$ e mergulhos íngremes para este ou oeste. Estas zonas de cisalhamento superpõem a foliação S_n e apresentam movimentação dextral ou sinistral (vide Fotografia 5).

Esta fase promoveu ainda dobramentos suaves (F_{n+1}) e crenulações da foliação S_n , com eixos orientados na direção $N10-50^{\circ}E$ e mergulho suave para nordeste ou sudoeste. Localmente, observa-se uma foliação incipiente S_{n+1} , próximo às zonas de cisalhamento ou paralelo ao plano axial das dobras F_{n+1} (vide Fotografias 3 e 5).

III.2.4. Correlações regionais

Vários pesquisadores que trabalharam no *Greenstone Belt* Barbacena e nos corpos plutônicos intrusivos nesta seqüência atribuíram ao Evento Transamazônico as principais feições tectônicas da região (eg. Quéméneur & Vidal 1989, Pires *et al.* 1990, Ávila 2000, entre outros).

Segundo Ávila (2000), o pulso metamórfico que afetou os corpos plutônicos paleoproterozóicos durante a Orogênia Transamazônica ocorreu em um intervalo restrito, entre 2.131 ± 4 Ma e 2.121 ± 7 Ma, correspondente à idade de cristalização do Diorito Brumado (corpo afetado por este metamorfismo) e do Granitóide Ritápolis (tardio em relação a este evento), respectivamente.

Os dados obtidos nesta pesquisa indicam que a fase de deformação D_n está relacionada ao Evento Termo-Tectônico Transamazônico e, possivelmente, se processou no período compreendido entre 2,27 e 2,16 Ga. Esta afirmação é baseada nas seguintes observações:

- O corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado é sin a tardi tectônico (Dn) e representa o prolongamento do Trondhjemito Cassiterita, cuja idade de cristalização é 2.162 ± 10 Ma. Portanto, essa é considerada a idade mínima para esta fase de formação;
- Uma isócrona Sm-Nd obtida nesta pesquisa (Capítulo IV) para as rochas metamáficas da Faixa Rio das Mortes forneceu idade de 2.271 ± 70 Ma. Esta idade está sendo interpretada como a idade do metamorfismo de fácies anfibolito, M₂, cuja assembléia metamórfica está materializada na foliação Sn e, portanto, pode ser considerada a idade máxima para desenvolvimento das estruturas referentes à fase Dn.

A Fase de Deformação Dn-1, mais antiga e impressa nas rochas de sucessão vulcano-sedimentar e nos gnaisses bandados tonalíticos, está possivelmente relacionado ao Arqueano. Tendo em vista o quadro geológico regional, três hipóteses podem ser aventadas para este evento:

- A fase Dn-1 pode ser correlacionável ao evento tectono-metamórfico que afetou as rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, durante o Evento Rio das Velhas entre 2.780 e 2.770 Ma (Machado *et al.* 1992);
- Esta fase pode ainda ser correlacionável ao evento tectono-metamórfico ocorrido em cerca de 2,8 Ga, responsável pelo metamorfismo e migmatização dos gnaisses dos Complexos Metamórficos Bonfim e Campo Belo (Noce 1995; Teixeira *et al.* 1998);
- Existe ainda a possibilidade de que as estruturas englobadas na fase Dn-1 sejam correlacionáveis aos dois eventos, ou seja, o bandamento gnáissico e as feições migmatíticas observadas nos gnaisses bandados tonalíticos estariam relacionadas ao evento tectono-metamórfico ocorrido em torno de 2.8 Ga (neste caso implicaria na existência de uma fase Dn-2), enquanto a xistosidade impressa nas rochas da sucessão metavulcano-sedimentar estaria relacionada ao Evento Rio das Velhas, como sugerido por Ávila (2000).

Cabe ressaltar que as relações estratigráficas observadas na área investigada são insuficientes para se optar ou descartar qualquer uma das possibilidades mencionadas. São necessários ainda estudos geocronológicos detalhados para que se possa elucidar esta questão.

A Fase de Deformação Dn+1, mais nova, promoveu a reativação das estruturas pretéritas e gerou novas estruturas típicas de níveis crustais mais rasos, em condições de fácies xisto verde superior. Aparentemente, esta fase afetou as rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso, correlacionáveis aos sedimentos da Bacia São João Del Rei e pode estar relacionada ao Evento Termo-Tectônico Brasileiro.

Uma outra possibilidade que não pode ser descartada é que parte das estruturas pertencentes a esta fase, represente a segunda manifestação do Evento Transamazônico na região, relacionada ao pulso metamórfico reconhecido por Ávila (2000) nos corpos paleoproterozóicos (entre 2.131 Ma e 2.121 Ma). Se esta hipótese for correta, as estruturas da Serra de Ouro Grosso pertenceriam a uma fase de deformação mais nova, Dn+2, associada ao Evento Termo-Tectônico Brasileiro.

IV. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS VULCÂNICAS

A origem vulcânica das rochas máficas e ultramáficas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar foi estabelecida com base na análise petrográfica detalhada, que permitiu a identificação das texturas e estruturas primárias, bem como pela íntima associação de campo desses litotipos com rochas metassedimentares. Neste capítulo, serão abordadas as características de campo e petrográficas dos diferentes litotipos máficos e ultramáficos que caracterizam a sucessão vulcano-sedimentar, os aspectos relacionados à sua evolução tectono-metamórfica e, ainda, a caracterização química dessas rochas.

IV.1. Rochas ultramáficas

Os remanescentes de rochas ultramáficas vulcânicas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar são representados por metakomatiitos, clorita-Ca-anfibólio xistos, talco-clorita xistos e serpentinitos. Estas rochas ocorrem principalmente na Faixa Nazareno, perfazendo cerca de 70% das exposições. Na Faixa Rio das Mortes, as ocorrências de rochas ultramáficas são bem mais restritas, perfazendo no máximo 5% dos afloramentos visitados.

As características originais da sucessão vulcano-sedimentar, incluindo a distribuição dos diferentes tipos de rochas vulcânicas e sua estruturação primária, encontram-se obliteradas pela atuação dos processos tectono-metamórficos posteriores, restando apenas raros registros de sua estratigrafia e estruturação primária. Os processos tectono-metamórficos promoveram ainda a reorganização textural da trama original, além de transformações na mineralogia primária, que resultaram na ampla variedade textural e mineralógica observada atualmente nos litotipos ultramáficos.

Apesar da complexidade dos processos a que foram submetidas estas rochas no decorrer de sua evolução geológica, a existência de feições primárias preservadas, mesmo que raras, permite tecer considerações importantes a respeito de seus protólitos e dos eventos tectônicos e metamórficos impressos nas mesmas.

IV.1.1. Aspectos de campo

As principais exposições de rochas ultramáficas vulcânicas estão localizadas na Fazenda Chapadinha, a noroeste da cidade de Itutinga; na encosta oeste do Córrego das Almas, a sul da cidade de Nazareno e no Córrego do Forro, a nordeste de Nazareno (vide Anexo I). Estas rochas apresentam granulação muito fina, coloração verde a cinza e afloram como cristas de xistos ou blocos maciços semi-enterrados nas encostas dos morros (Fotografia 20).

O padrão estrutural observado nestas exposições é definido por uma foliação principal sinuosa e anastomosada (Sn), que envolve núcleos lenticulares (amêndoas) maciços ou foliados. Os núcleos menos deformados podem apresentar estruturas e texturas ígneas originais preservadas, destacando-se entre elas a textura *spinifex* que permite conferir uma filiação komatiítica para esta suíte vulcânica. Nas bordas mais deformadas, as texturas primárias estão totalmente obliteradas e predominam litotipos xistosos, de coloração verde, tais como clorita-Ca-anfibólio xistos, que gradam para serpentinitos e/ou talco-clorita xistos, em direção às zonas cisalhadas.

As variações texturais e mineralógicas estão intimamente relacionadas ao caráter heterogêneo da deformação atuante nesta região e podem ser observadas nas mais variadas escalas. Em um único afloramento ocorrem núcleos maciços de até 2m com textura/estruturas ígneas preservadas, envoltos por faixas de dimensões métricas fortemente foliadas (Fotografia 21). Mesmo dentro destas faixas mais foliadas são observadas amêndoas centimétricas com foliação incipiente (Fotografia 22). Em escala de mapa, as zonas de cisalhamento anastomadas são marcadas por faixas de dezenas de metros, contendo clorita e/ou talco xistos e veios de quartzo sigmoidais.

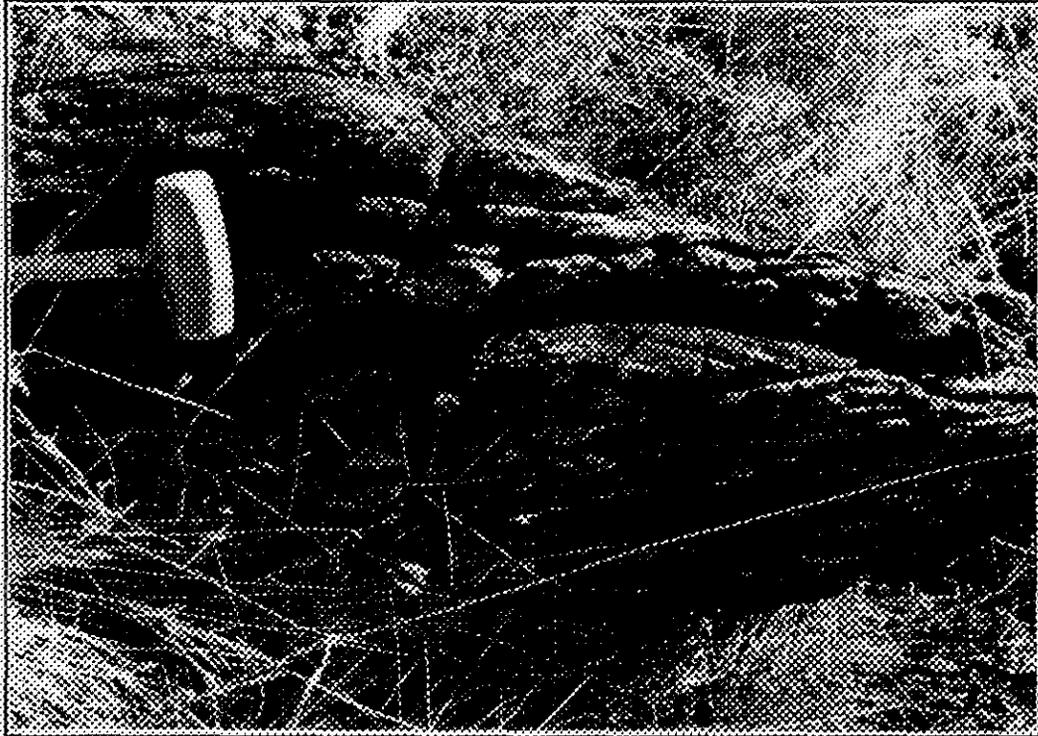
Dentre as feições primárias preservadas destacam-se as texturas pseudomórficas de olivina-*spinifex* da Fazenda Chapadinha, que compõem um arranjo em placas plano-paralelas, com até 1cm de extensão, organizadas em cones triangulares (Fotografia 23). Foram também observados relictos de texturas pseudomórficas olivina-*spinifex* aleatória, marcada por placas milimétricas de olivina, substituídas por clorita, arranjadas aleatoriamente em uma matriz fina e granoblástica, composta por Ca-anfibólio.



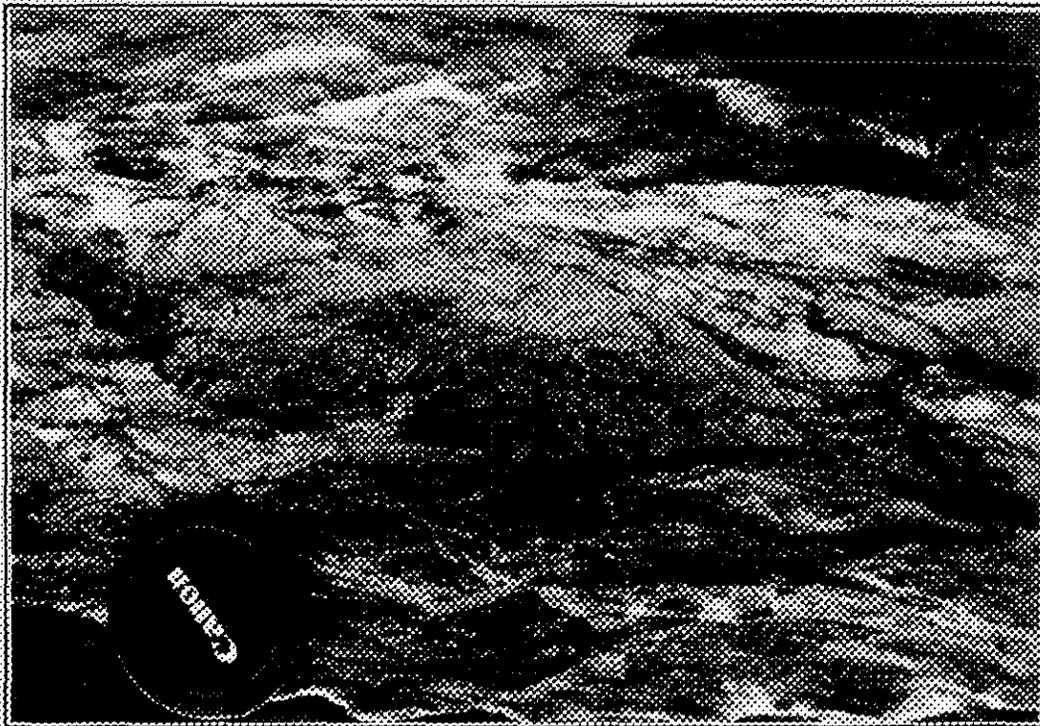
Fotografia 20. Forma de ocorrência de xistos ultramáficos (Ponto 11).



Fotografia 21. Padrão estrutural típico dos afloramentos de rochas ultramáficas, apresentando núcleos lenticulares maciços, envolvidos por faixas centimétricas foliadas (Ponto 11).



Fotografia 22. Amêndoas centimétricas observadas em afloramentos de xistos ultramáficos (Ponto 11).



Fotografia 23. Textura *spinifex* observada em núcleo lenticular centimétrico preservado da deformação (Ponto 138).

Em uma exposição, a sul da cidade de Nazareno, ocorrem estruturas semelhantes a disjunções poliedrais em *pods* métricos preservados da deformação (Fotografia 24). Estruturas do tipo *spinifex* e disjunções poliedrais são normalmente encontradas nas partes superiores dos derrames komatiíticos acamadados, podendo ser utilizadas como indicadores de topo de derrames (Donaldson 1982). Infelizmente, não foi possível reconstruir a estratigrafia dos derrames diferenciados ou qualquer outro trecho da sucessão vulcânica, uma vez que as relações entre as diferentes partes dos derrames estão obliteradas pela deformação e intemperismo.

O solo originado do intemperismo destas rochas apresenta coloração vermelho escuro típica, que possibilita a delimitação dos contatos das rochas ultramáficas com as unidades adjacentes apesar da escassez de afloramentos.

IV.1.2. Aspectos petrográficos

As características texturais e a composição mineralógica modal dos litotipos ultramáficos podem variar de escala métrica ou centimétrica, de maneira contínua ou descontínua, refletindo a intensidade dos processos tectono-metamórficos atuantes, que propiciaram texturas mais ou menos equilibradas durante o metamorfismo.

Assim, foram reconhecidos os seguintes tipos petrográficos: metakomatiitos, clorita-Ca-anfibólios xistos, olivina-clorita-Ca-anfibólio xistos, talco-clorita xistos e serpentinitos. Ressalta-se a presença de tipos petrográficos transicionais, com predomínio de alguns minerais em detrimento a outros.

Metakomatiitos

O termo metakomatiito foi utilizado para designar os litotipos ultramáficos com texturas primárias preservadas. Estas rochas apresentam granulação muito fina e são compostas principalmente por Ca-anfibólios e clorita, podendo apresentar quantidades subordinadas de serpentina, talco, carbonatos, ilmenita e magnetita.

Os arranjos primários preservados incluem textura olivina-*spinifex* pseudomórfica ou texturas maciças marcadas por agregados de pseudomorfos de piroxênio plumosos/radiais, totalmente substituídos por Ca-anfibólio e/ou clorita (Fotografias 25, 26).

A textura *spinifex* planar é caracterizada por feixes plano-paralelos de placas de olivina, totalmente substituídas por clorita e minerais opacos, organizadas em conjuntos cônicos triangulares. Nas áreas intersticiais, entre as placas sucessivas, ocorrem pseudomorfos de clinopiroxênios dendríticos-plumosos, totalmente substituídos por Ca-anfibólio (Fotografia 26 e 27). Vênulas milimétricas de serpentina cortam a trama ígnea original, englobando e substituindo parcialmente a clorita e o anfibólio (Fotografia 28). Em alguns veios de serpentina são observadas trilhas de minerais opacos que acompanham o traçado da textura original.

O Ca-anfibólio é normalmente incolor, subedral a anedral, e composicionalmente varia de tremolita a hornblenda tremolítica (Figura 5). Duas gerações de Ca-anfibólios foram reconhecidas com base na sua forma de ocorrência: pseudomorfos de piroxênio plumosos substituídos por tremolita e neoblastos subedrais, que sobrecrecem a trama original e encontram-se levemente orientados segundo a foliação tectônica (Sn). Este mineral pode estar substituído por clorita, serpentina e carbonatos.

Duas gerações de clorita foram identificadas. A primeira (clorita 1) apresenta-se como palhetas submilimétricas substituindo, juntamente com minerais opacos, as placas de olivina que compõem a textura *spinifex* ou compondo arranjos plumosos junto com tremolita. A segunda geração (clorita 2), aparece como agregados disformes ou veios sobrecrecendo a trama original e substituindo parcialmente a tremolita. As análises químicas minerais demonstraram que a primeira geração de cloritas é mais rica em Al e apresenta baixos teores de Mg, enquanto a segunda é mais magnésiana (Figura 5). Processos de serpentinização tardia promoveram a perda de Al e a transformação de cloritas (1 e 2) em serpentina, possivelmente Al-lizardita (Figura 6).

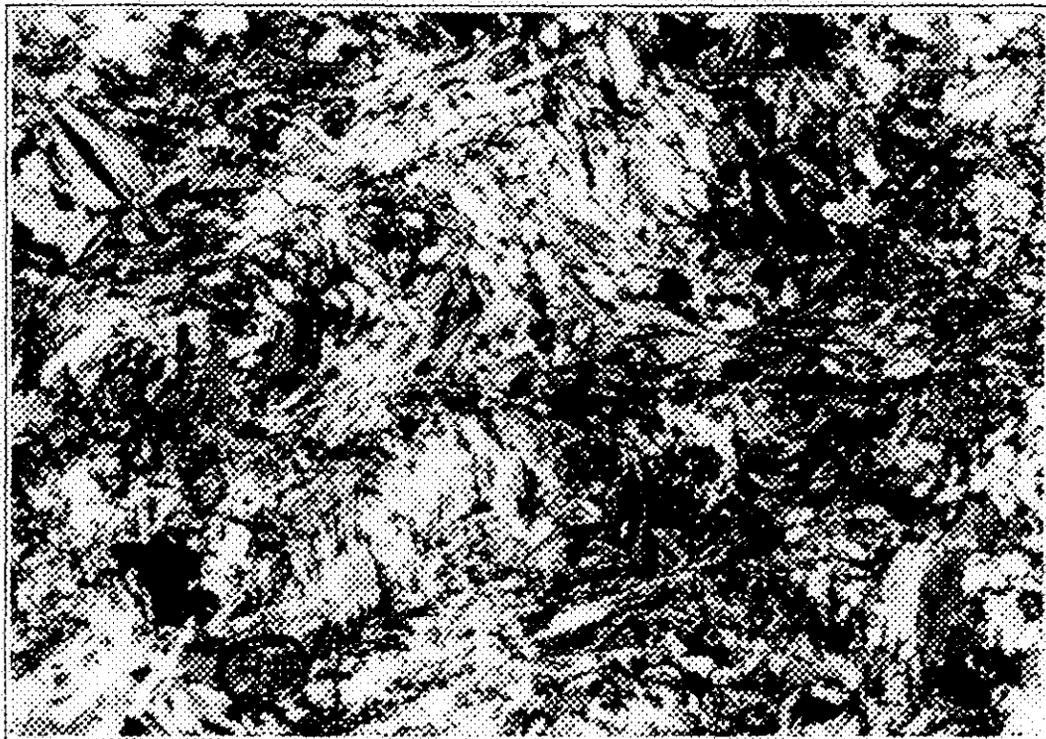
Carbonatos e talco ocorrem de forma restrita, substituindo a tremolita ou em vênulas milimétricas, que cortam a trama original da rocha e também os demais veios de clorita 2 e de serpentina.

Clorita-Ca-anfibolio xisto

Este litotipo é composto principalmente por Ca-anfibólio e clorita, podendo ainda conter quantidades significativas de serpentina, talco e carbonatos. Apresenta granulação normalmente muito fina, sub-milimétrica, com exceção de alguns microporfiroblastos de Ca-anfibólio que podem alcançar até 2 mm.



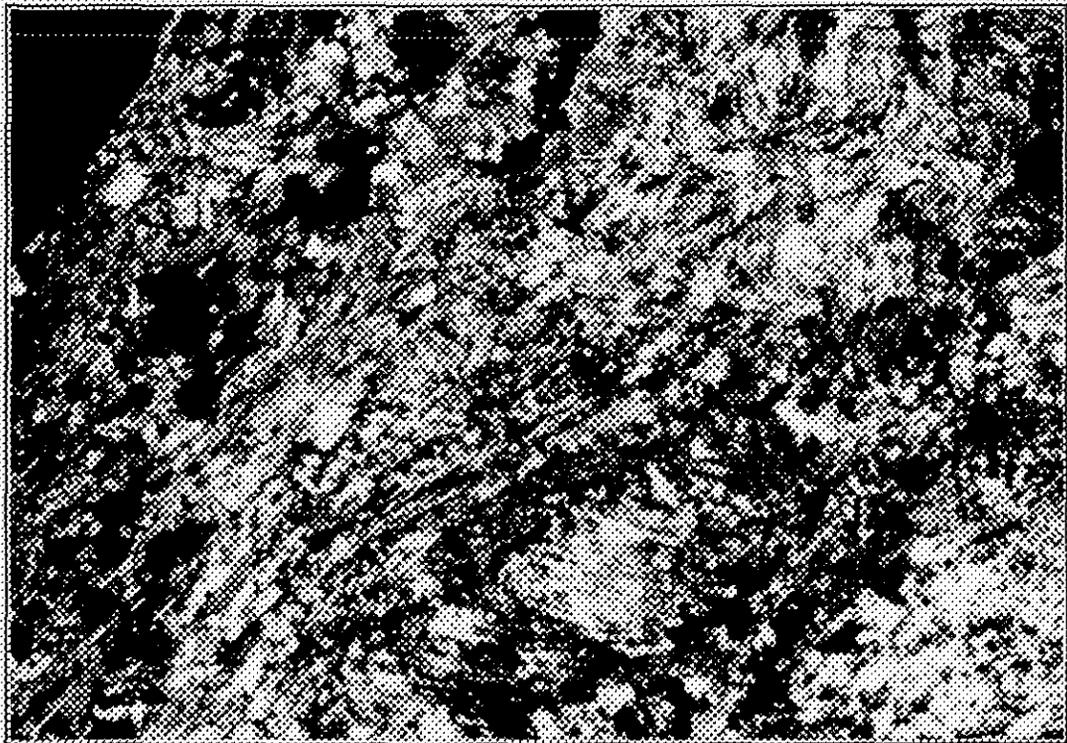
Fotografia 24. Relictos de disjunções poliedrais preservadas em metakomatiito da Faixa Nazareno (Pontol1).



Fotografia 25. Agregados de pseudomorfos de piroxênio originais, totalmente substituídos por Ca-anfibólio, com modo arranjo plumoso/radial (Amostra CT-11c). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 26. Textura *spinifex* planar caracterizada por feixes plano-paralelos de placas de olivina, substituídas por clorita e minerais opacos, organizadas em arranjo triangular. Entre as placas sucessivas ocorrem pseudomorfos de piroxênios plumosos a radiais, totalmente substituídos por Ca-anfibólio (Amostra CT-138S). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 27. Pseudomorfos de piroxênios plumosos a radiais, totalmente substituídos por Ca-anfibólio em metakomatitos (Amostra CT-138S). Nicóis x, base da foto: 0,7 mm.

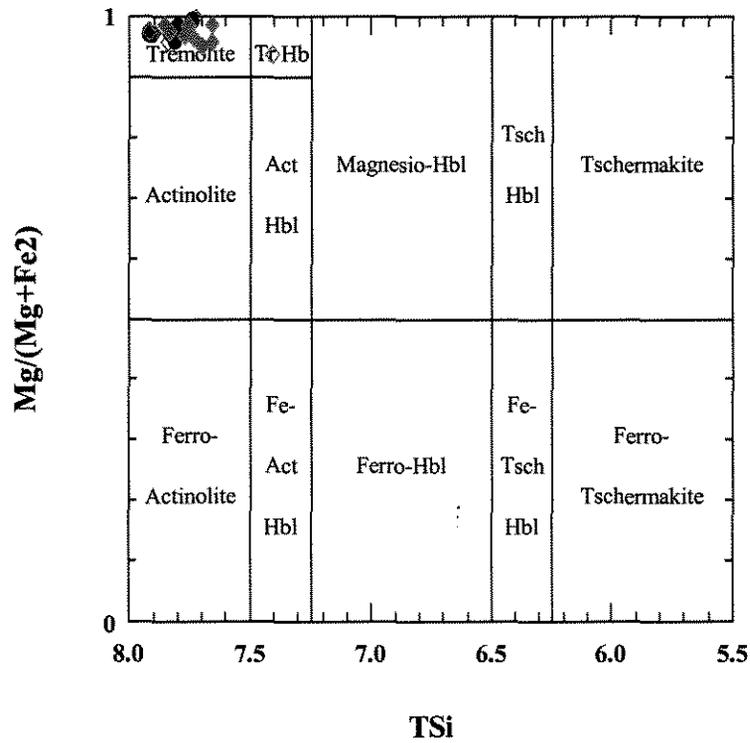


Figura 5. Classificação de anfíbólio cálcico em metakomatiitos. Legenda: pseudomorfos de piroxênio originais (●); neoblasto núcleo (◆) e borda (◇) (Amostra CTN-138S).

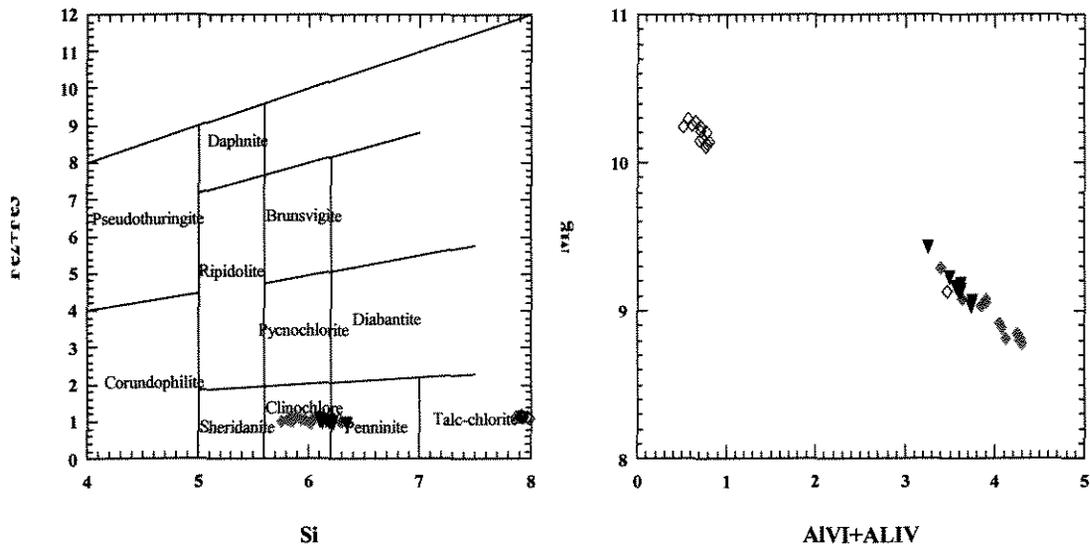


Figura 6. Classificação de clorita em metakomatiitos. Legenda: clorita₁ (◆); clorita₁ parcialmente alterada para serpentina (◇) e clorita₂ (▼) (Amostra CTN-138S).

Nas variedades mais xistosas, a foliação tectônica (Sn) é definida pela orientação preferencial de microporfiroblastos prismáticos, médios a longos, de Ca-anfibólio e por palhetas sub-milimétricas de clorita. Em uma única lâmina foi observada uma foliação anterior (Sn-1), também definida pela orientação preferencial de Ca-anfibólio, compondo dobras muito fechadas, com flancos rompidos pela foliação Sn, que é aproximadamente paralela ao plano axial destas dobras. Localmente, ocorrem ainda crenulações suaves da foliação Sn, possivelmente relacionadas ao evento Dn+2, com desenvolvimento local de clivagem descontínua, marcada por planos de dissolução discretos.

O Ca-anfibólio é tremolita (Figura 7) incolor a verde clara e ocorre principalmente como microporfiroblastos prismáticos orientados segundo a foliação tectônica Sn. Ele pode ainda aparecer como porfiroblastos milimétricos, contornados pela foliação e orientados de forma oblíqua com relação à mesma (Fotografia 29). A forma destes últimos, em prismas curtos e quadrados, indica tratar-se de pseudomorfos de fenocristais de piroxênios originais, totalmente substituídos por Ca-anfibólios.

A clorita ocorre como palhetas sub-milimétricas orientadas segundo a foliação ou preenchendo sombras de pressão desenvolvidas em torno dos porfiroblastos de tremolita (pseudomorfos de piroxênio). Em termos composicionais elas se assemelham às cloritas observadas nos metakomatiitos e apresentam empobrecimento em Al, associado aos processos de serpentinização tardia (Figura 8).

A serpentina ocorre em proporções variáveis e normalmente substitui o Ca-anfibólio e clorita, ao longo de planos aproximadamente paralelos à foliação, veios ou ainda de forma caótica, nos espaços intersticiais entre os porfiroblastos de Ca-anfibólio (Fotografia 29).

Talco e carbonatos ocorrem de forma subordinada, normalmente substituindo o Ca-anfibólio ou em veios tardios. Nas zonas mais cisalhadas, clorita e talco são os principais constituintes dos xistos e a tremolita praticamente desaparece.

Olivina-clorita–Ca-anfibólio xisto

Este litotipo foi observado em um único afloramento na Faixa Rio das Mortes, próximo ao contato com o corpo de biotita hornblenda tonalito. A rocha apresenta granulação muito fina (< 0,9 mm), textura granoblástica e foliação tectônica contínua definida pela orientação preferencial de Ca-anfibólio. Ela é composta principalmente por Ca-anfibólio, clorita, olivina e

minerais opacos e, subordinadamente, apresenta antofilita, cummingtonita e epidoto.

O Ca-anfibólio apresenta coloração verde claro, é fortemente pleocróico e se apresenta como microporfiroblastos prismáticos orientados segundo a foliação (Sn). Uma característica marcante destes anfibólios é a presença de núcleos de Mg-Honblenda (coloração verde), e bordas incolores, compostas por tremolita (Figura 9).

A clorita é incolor e pode ocorrer como palhetas submilimétricas compondo a xistosidade ou como palhetas maiores substituindo localmente o Ca-anfibólio e a olivina. Composicionalmente, ela é mais magnesianas do que as cloritas dos metakomatiitos (Figura 10).

A olivina ocorre como porfiroblastos tardios e, normalmente, apresenta inclusões de minerais opacos (Fotografia 30). Localmente, ela está sobrecrecendo agregados de clorita e pode apresentar inclusões deste mineral. A antofilita ocorre como porfiroblastos subedrais truncando a foliação e, localmente, apresenta núcleos de cummingtonita.

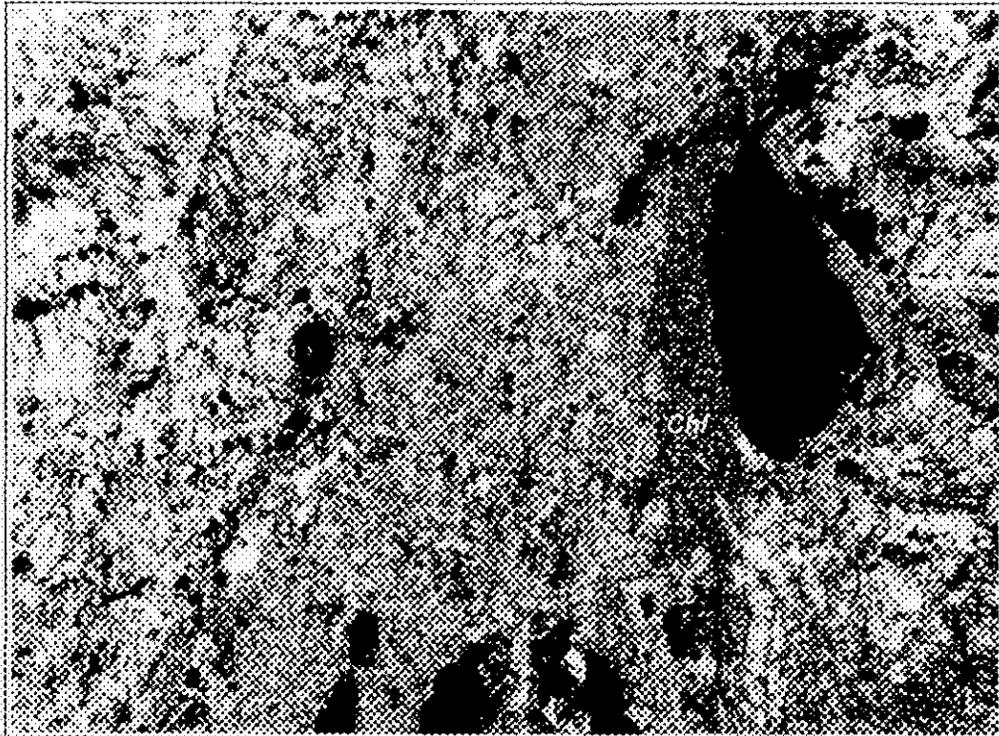
A presença de porfiroblastos de olivina e de Mg-honblenda neste litotipo, somado à sua textura bem equilibrada pode ser indicativa de que esta rocha foi submetida a condições de temperatura mais elevadas durante o metamorfismo, como será discutido no item IV.3 deste capítulo.

Serpentinitos

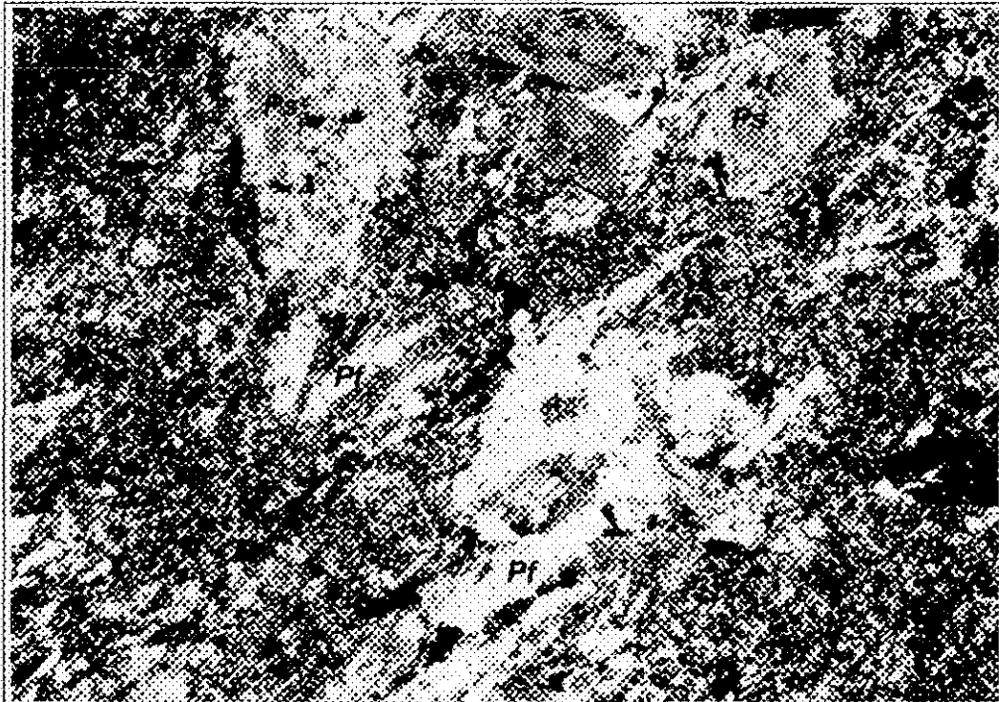
Os serpentinitos ocorrem em diversos afloramentos associados aos demais litotipos ultramáficos. Eles estão sendo interpretados como produto de serpentinização pervasiva dos clorita-Ca-anfibolios fels/xistos nos estágios tardios da deformação. Essa interpretação é baseada nas texturas de substituição previamente referidas e na presença de relictos dos clorita-Ca-anfibolios fels/xistos em serpentinitos (Fotografia 31).

Talco-clorita xistos

Estes xistos constituem o litotipo dominante nos arredores da falha transcorrente que limita a Faixa Nazareno e, também, pode ser observado associado a zonas de cisalhamento localizadas. Eles se encontram normalmente alterados e apresentam caráter sedoso típico das rochas que contêm talco. São compostos principalmente por clorita e talco, podendo conter quantidades subordinadas de Ca-anfibólio, mica verde, serpentina e minerais opacos. Geralmente, clorita é o mineral predominante.



Fotografia 28. Vênula de serpentina (Spr) cortando a trama original e englobando relictos de tremolita (Tr) e clorita (Chl) (Amostra CT-138S). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 29. Pseudomorfos de piroxênio originais (Ps), totalmente substituídos por Ca-amfibólio e contornados pela foliação Sn. Perfoliolitos de Ca-amfibólio (Pf) encontram-se orientados segundo a foliação (Amostra CT-11e). Nicóis x, base da foto: 5,4 mm.

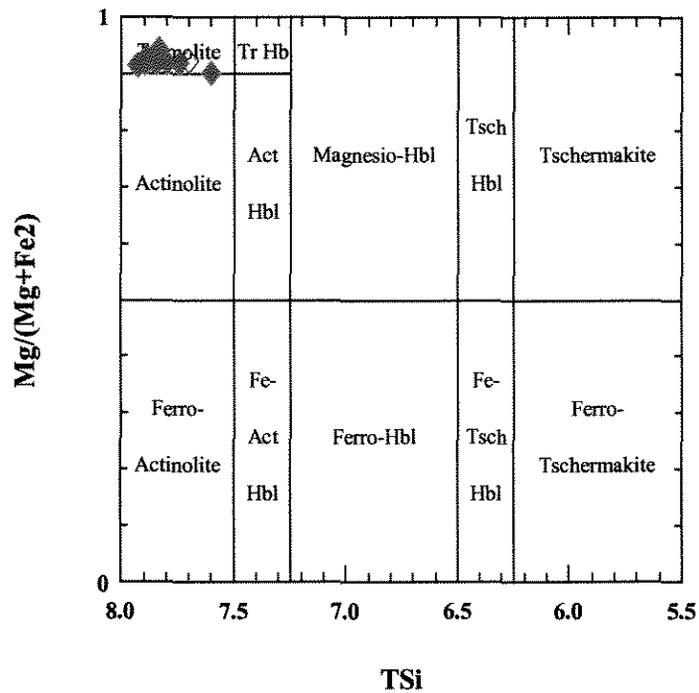


Figura 7. Classificação de anfíbólio cálcico em clorita-anfíbólio xisto. Legenda: núcleo (◆) e borda (◇) (Amostra CTN-11c).

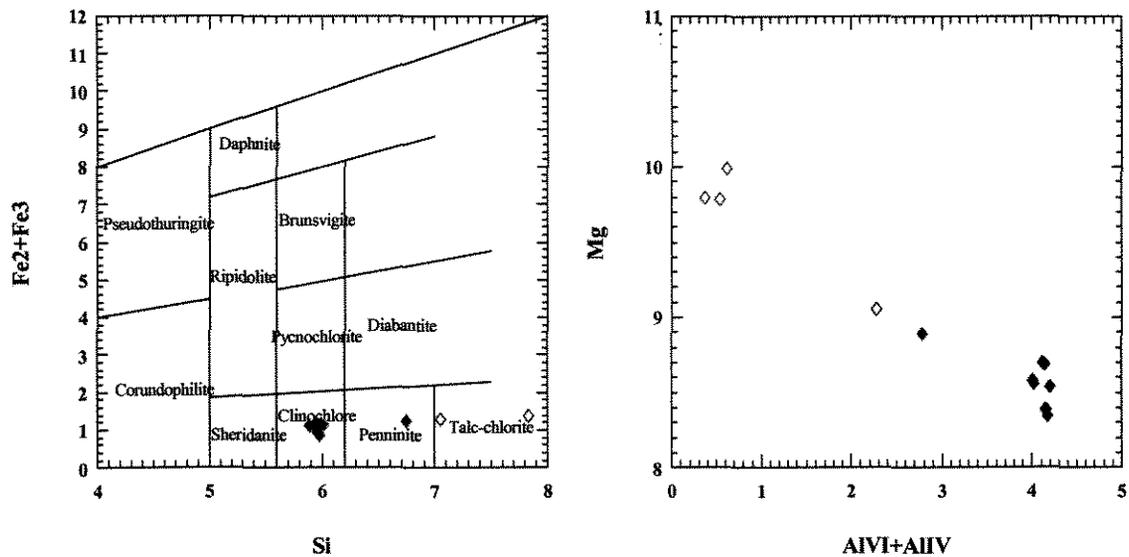


Figura 8. Classificação de clorita em clorita-anfíbólio xisto. Legenda: clorita₁ (◆); clorita₁ parcialmente alterada para serpentina (◇) (Amostra CTN-11c).

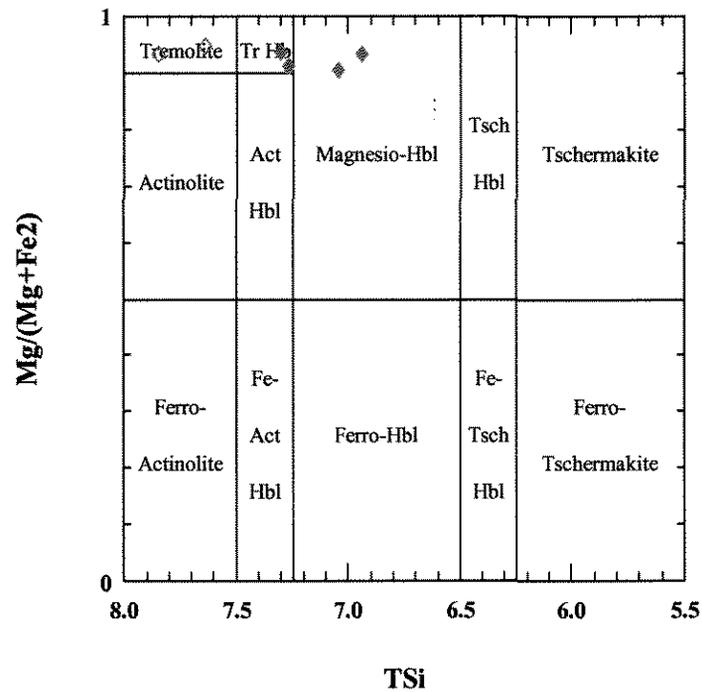


Figura 9. Classificação de anfíbólio cálcico em olivina-clorita-anfíbólio xisto. Legenda: núcleo (◼) e borda (◊) (Amostra CTN-116).

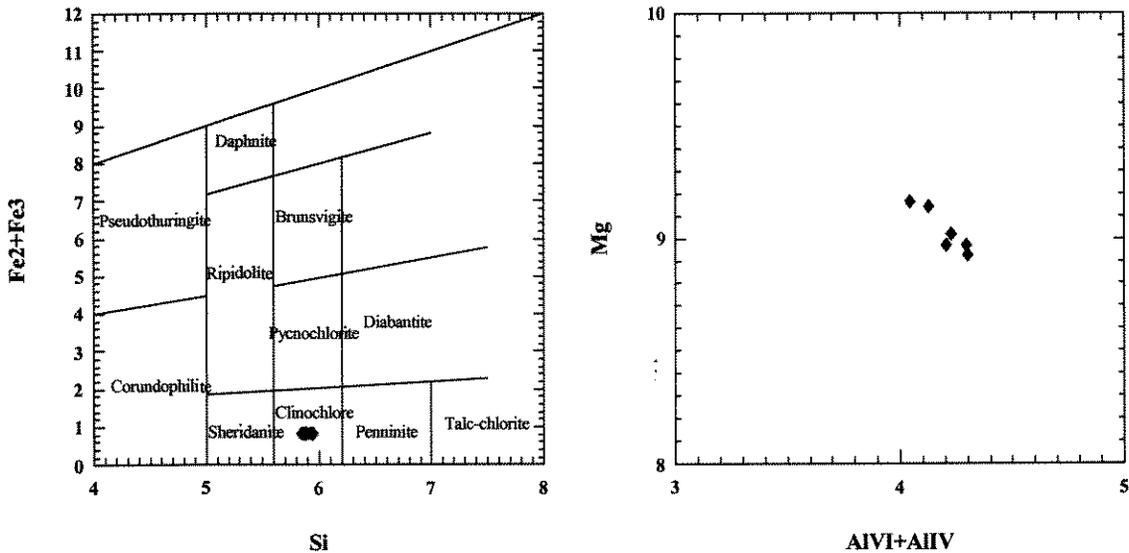
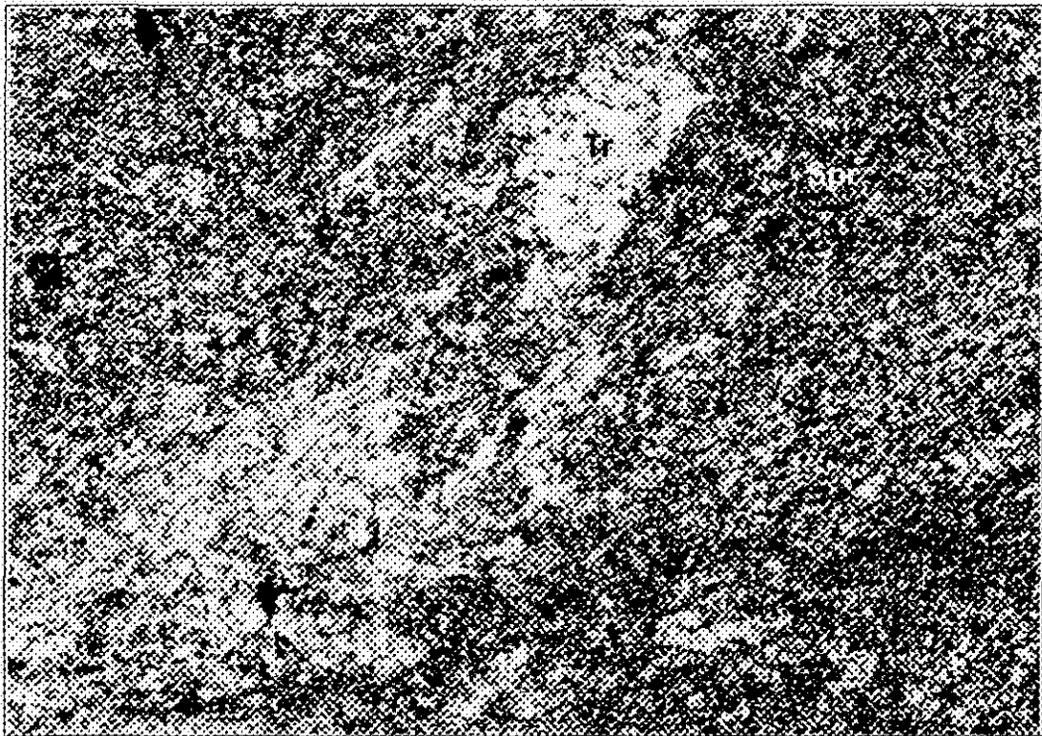


Figura 10. Classificação de clorita em olivina-clorita-anfíbólio xisto (Amostra CTN-116).



Fotografia 30. Porfiroblastos de olivina (Ol) apresentando várias inclusões de minerais opacos (Amostra CT-116). Nicóis x, base da foto: 0,4 mm.



Fotografia 31. Relictos de agregados de tremolita(Tr) em serpentinito (Amostra CT-138P). Nicóis x, base da foto: 5,4 mm.

A clorita é normalmente verde clara, fortemente pleocróica e apresenta cor de interferência caramelo a cinza. Ela ocorre como porfiroblastos de até 1,2 mm orientados segundo a foliação e, normalmente, está sobrecrecida por porfiroblastos tardios de talco.

O Ca-anfibólio ocorre como grãos reliquiares em agregados de clorita e normalmente está alterado para carbonato.

A mica verde sobrecrece a clorita ou, eventualmente, é substituída por este mineral. Possivelmente, a formação de mica nesta rocha está relacionada a introdução de fluidos potássicos durante o cisalhamento.

IV. 2. Rochas máficas

As unidades máficas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar ocorrem principalmente na porção leste da Faixa Rio das Mortes, sendo representadas por metabasaltos, anfíbolitos de granulação fina e xistos máficos (vide Anexo 1). Neste domínio, as rochas máficas perfazem cerca de 70% dos afloramentos visitados. Intercalações de rochas metassedimentares (~25%) e de xistos ultramáficos finos (~5%) ocorrem associados a este domínio.

Na faixa Nazareno, as ocorrências de litotipos máficos são mais restritas, perfazendo no máximo 15% dos afloramentos visitados. De maneira geral, são mais comuns no extremo leste desta faixa.

IV.2.1. Aspectos de campo

As melhores exposições de rochas metamáficas vulcânicas afloram nas margens do Rio das Mortes e em algumas minas de estanho, nas quais as rochas máficas consistem na encaixante de veios pegmatíticos mineralizados em Sn-Ta-Nb-Be-Li.

Estas rochas apresentam granulação muito fina (< 1 mm), coloração verde clara (componentes mais xistosos) a verde acinzentada (metabasaltos e anfíbolitos), podendo apresentar estrutura xistosa ou maciça. Normalmente, os afloramentos estão verticalizados (Fotografia 32) e fragmentados devido à deformação, impossibilitando o reconhecimento das estruturas primárias, bem como da organização original destes derrames.

O padrão estrutural observado em afloramento é marcado por uma foliação penetrativa (xistosidade) vertical Sn, que transpõe uma foliação mais antiga, Sn-1, localmente preservada (Fotografia 33). A foliação Sn-1 pode ser uma xistosidade ou bandamento milimétrico, marcado pela presença de bandas tonalíticas (vide fotografias 17 e 18 - Capítulo III).

IV.2.2. Petrografia

As rochas máficas mostram ampla variedade textural relacionada aos efeitos da deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal. Tanto em escala de mapa como em escala microscópica observa-se porções onde as texturas ígneas estão preservadas, apesar da deformação e metamorfismo, e locais onde estas rochas estão totalmente modificadas, e cujo protólito não pode ser mais identificado.

Os tipos petrográficos encontrados foram metabasaltos magnesianos, metabasaltos toleíticos, anfibolitos finos e antofilita–anfibólio xistos. Tipos litológicos transicionais também foram observados.

Metabasaltos magnesianos

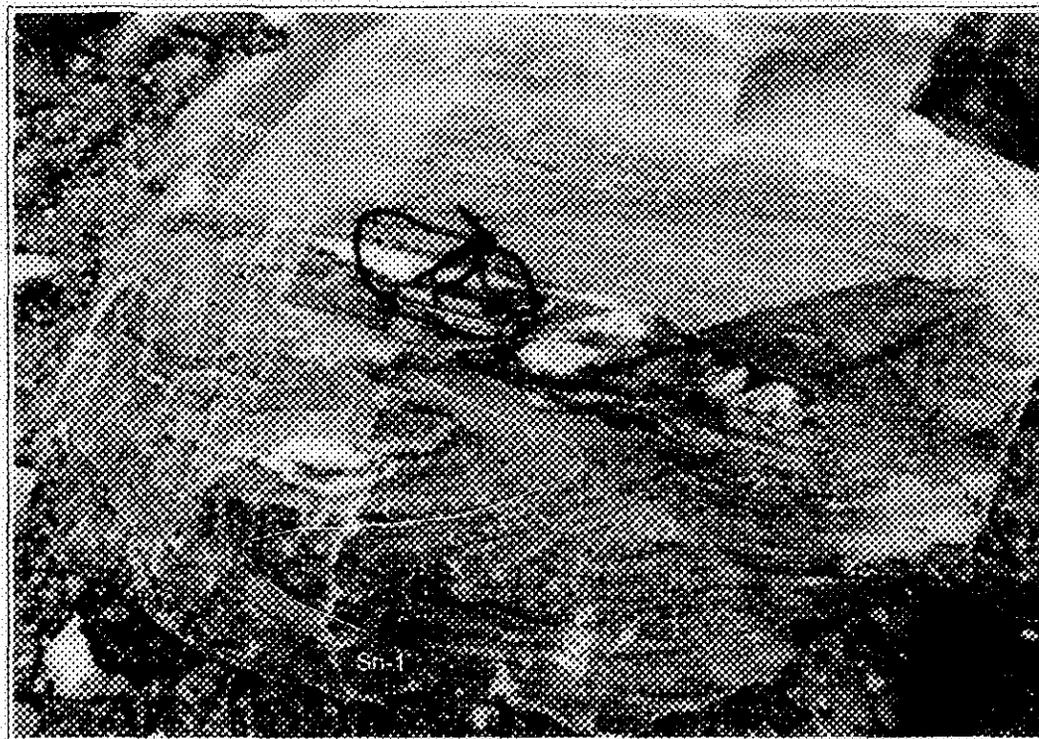
Este litotipo ocorre na porção central da faixa Rio das Mortes e perfaz cerca de 20% das rochas máficas vulcânicas que caracterizam este domínio. Ele apresenta granulação muito fina (até 0,5 mm) e é constituído basicamente por Ca-anfibólio verde pálido e plagioclásio, podendo conter quantidades subordinadas de clorita, flogopita, epidoto, quartzo, titanita, zircão, ilmenita, pirita e pirrotita.

Em algumas amostras a textura original está totalmente preservada, sendo caracterizada por um arranjo caótico de pseudomorfos de piroxênio, com formas fibrosa, radial ou esqueletal, totalmente substituídos por Ca-anfibólio (Fotografias 34 e 35).

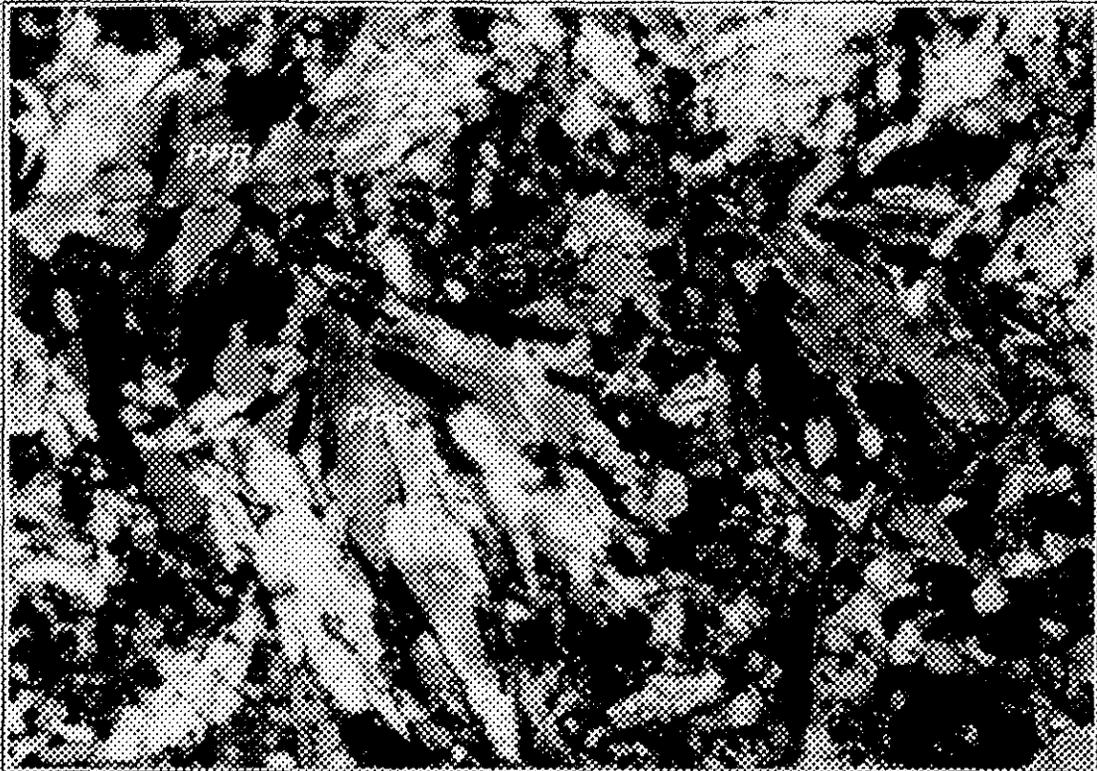
Nas variedades mais xistosas, a foliação tectônica é definida pela orientação preferencial de microporfiroblatos prismáticos de Ca-anfibólio (neoblastos sin-Sn). Normalmente, observa-se um bandamento sub-milimétrico definido por bandas contendo principalmente Ca-anfibólio e bandas compostas por plagioclásio recristalizado e zoisita/clinozoisita.



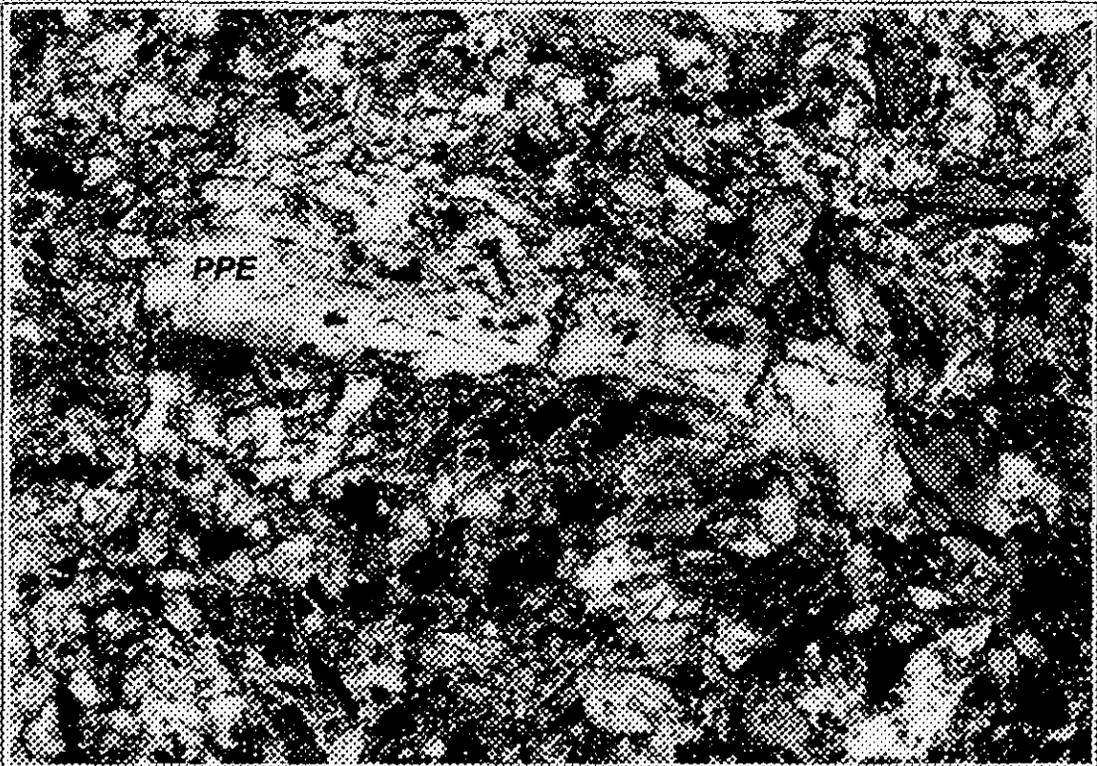
Fotografia 32 Afloramento de anfibolito na margem do Rio das Mortes, apresentado xistosidade sub-vertical S_1 (Ponto 316).



Fotografia 33 Anfibolito apresentando foliação S_1 dobrada e transposta pela foliação S_2 , que constitui a foliação principal neste afloramento (Ponto 318).



Fotografia 34 Pseudomorfos de piroxênio fibrosos e radiats (PPR), totalmente substituídos por Mg-hornblenda, em metabasalto magnesiano (Amostra CT-22a). Nicóis x, base da foto: 1,4



Fotografia 35. Pseudomorfo de piroxênio esqueletal (PPE), totalmente substituído por Mg-hornblenda, em metabasalto magnesiano (Amostra CT-22a). Nicóis cruzados, base da foto: 2,0 mm.

O Ca-anfibólio ocorre sob duas formas: como pseudomorfos de piroxênios originais contornados pela foliação Sn ou como neoblastos hipidiomórficos nucleados na matriz e orientados segundo a foliação tectônica Sn. Nos dois casos, ele apresenta coloração verde pálida, pleocroísmo fraco, sendo classificado como Mg-hornblenda (Figura 11).

O plagioclásio se apresenta recristalizado, compondo a matriz desta rocha, e sua composição varia entre oligoclásio e andesina (Figura 12a). Normalmente, ele é transformado para zoisita/clinozoisita, evidenciando descalcificação a partir de plagioclásios originalmente mais cálcicos.

Metabasalto toleítico

Este parece ser o principal constituinte dentro do domínio das rochas metamáficas (~40%) na porção leste da Faixa Rio das Mortes e também pode ser observado em algumas exposições da Faixa Nazareno. É composto predominantemente por Ca-anfibólio verde oliva e plagioclásio, podendo conter quantidades subordinadas de epidoto, granada, biotita, antofilita, zoisita, quartzo, minerais opacos, titanita e zircão.

Ele difere dos metabasaltos magnesianos pela presença de Ca-anfibólio menos magnésiano (Fe-hornblenda), bem como pela existência de granada e biotita, sugerindo a existência de protólitos quimicamente distintos para esta sucessão vulcânica. Esta interpretação foi confirmada pela composição química de rocha total como será discutido no item IV.4. Esta rocha apresenta granulação muito fina (até 0,8 mm) e foliação tectônica contínua definida pela orientação preferencial de porfiroblastos de Ca-anfibólio. A textura é usualmente blastoporfírica, marcada por fenocristais de plagioclásio e/ou pseudomorfos de piroxênios (substituídos por Ca-anfibólio) dispersos em uma matriz foliada, contendo neoblastos de Ca-anfibólio e plagioclásio recristalizado.

Texturas de resfriamento (*quench*) foram observadas em uma única amostra maciça, sendo caracterizada por agregados de Ca-anfibólio com granulação variada (0,2 a 1,2 mm) e hábito esquelético ou plumoso, compondo arranjos radiais em uma matriz mais fina de plagioclásio recristalizado.

O Ca-anfibólio apresenta coloração verde com pleocroísmo acentuado azul berlim a verde oliva e ocorre como pseudomorfos de piroxênio com as formas originais parcialmente preservadas ou como neoblastos nucleados na matriz, orientados segundo a foliação tectônica.

Localmente, o anfibólio é substituído por epidoto e/ou biotita. Em algumas amostras foram observados palhetas de ortoanfibólio (possivelmente antofilita), também concordante com a foliação. Granada ocorre como grãos sub-milimétricos subedrais. Algumas amostras podem conter até 8% de titanita, que geralmente substitui a ilmenita.

Cabe ainda ressaltar que próximo ao contato com os corpos granitóides, estas rochas apresentam grande quantidade de quartzo, normalmente em vênulas, e também maior quantidade de biotita, evidenciando a introdução de fluidos ricos em sílica e potássio.

Anfibolitos

Os anfibolitos representam os equivalentes deformados dos metabasaltos. Eles ocorrem com mais frequência próximo ao contato com os corpos intrusivos, onde as temperaturas se mantiveram elevadas o suficiente para promover o equilíbrio textural observado neste litotipo. Da mesma forma que os metabasaltos, os anfibolitos também apresentam termos mais ou menos magnesianos, refletindo as características originais dos protólitos. Essa variação composicional original se manifesta na composição dos anfibólios, que pode variar de Fe-hornblenda a Mg-hornblenda (Figura 11), e também na presença de minerais tais como granada e biotita, nos anfibolitos menos magnesianos.

Eles são compostos predominantemente por Ca-anfibólio e plagioclásio e podem conter quantidades subordinadas de minerais opacos (ilmenita, calcopirita e pirrotita), biotita, granada, zoisita/clinozoisita, clorita, quartzo, carbonatos, titanita, apatita e zircão. A granulação é muito fina (até 0,7mm), podendo ocorrer poiquiloblastos de Ca-anfibólio de até 1,5mm.

A textura é normalmente granonematoblástica, marcada por porfiroblastos de Ca-anfibólio prismáticos orientados segundo a foliação (Sn) e dispostos em uma matriz de plagioclásio finamente recristalizado e poligonizado (Fotografia 36). Localmente, são observados porfiroblastos de Ca-anfibólio, com formas quadradas e contornados pela foliação tectônica, que podem representar pseudomorfos de piroxênios originais (fenocristais).

O Ca-anfibólio varia de verde azulado (Mg-hornblenda) a verde oliva (Fe-hornblenda), nos anfibolitos mais ricos em ferro (Fotografia 37), e pode ocorrer sob três formas: (1) como pseudomorfos de clinopiroxênio ígneo contornados pela foliação Sn; (2) como porfiroblastos prismáticos orientados segundo a foliação Sn; e (3) como pequenos cristais subedrais compondo a matriz juntamente com o plagioclásio.

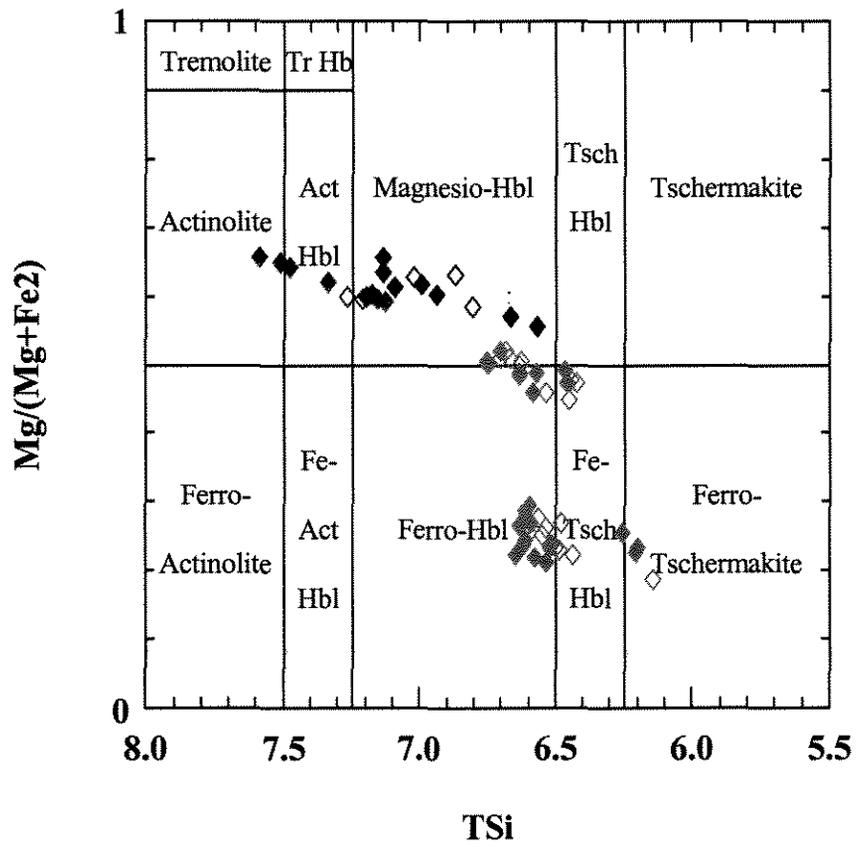


Figura 11. Classificação de Ca-anfibólio de rochas metavulcânicas máficas. Legenda: *metabasalto* – pseudomorfos esqueletais/plumosos (♦) e neoblasto (◇) (Amostra CTN-22a); *anfibolito* – núcleo (♦) e borda (◇) (Amostras CTN-70 e CTN-18); *xisto verde* – núcleo (♦) e borda (◇) (Amostras CTN-24a).

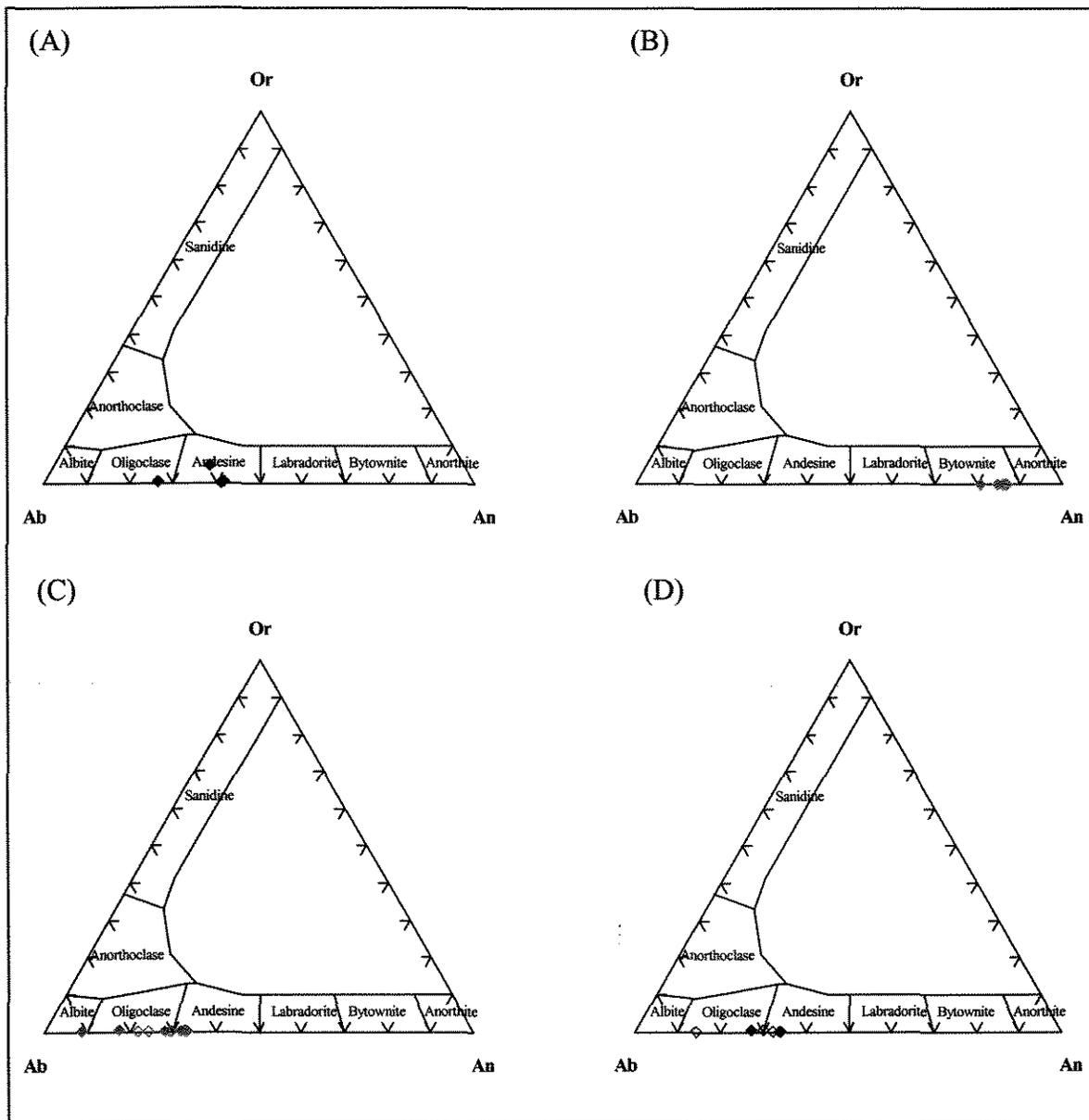
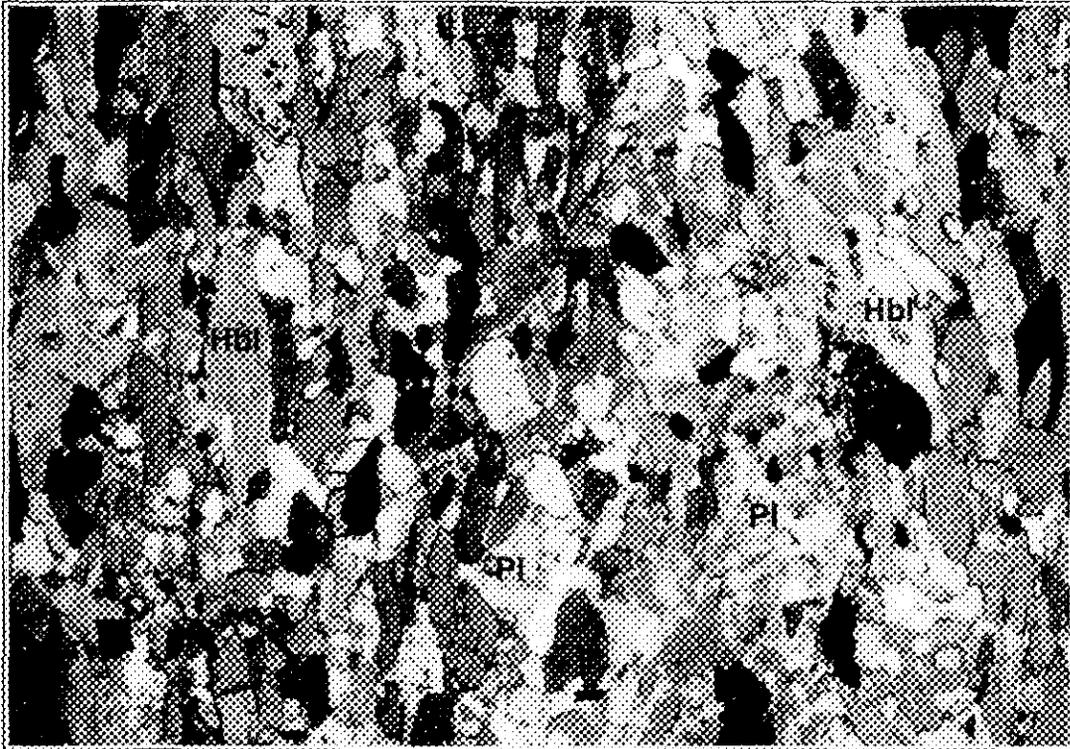


Figura 12. Classificação de plagioclásio das rochas metavulcânicas máficas. Legenda: (A) *metabasalto* (♦) (Amostra CTN-22a); (B) *anfíbólico* – núcleo (♦) e borda (◊) (Amostras CTN-70); (C) *anfíbólico* – núcleo (♦) e borda (◊) (Amostra CTN-18) (D) *xisto verde* – núcleo (♦) e borda (◊) (Amostras CTN-24a).



Fotografia 36 Porfiroblastos de Mg-hornblenda (Hbl) orientados segundo a foliação S₁ e dispostos em matriz de plagioclásio (Pl) recristalizado (Amostra CT-70). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 37 Porfiroblastos de Fe-hornblenda (Hbl) em metabasalto toleítico (Amostra CT-18). Nicóis//, base da foto 2,0 mm.

O plagioclásio aparece como finos grãos recristalizados ou como fenocristais contornados pela foliação (Sn). A composição varia de andesina a oligoclásio (Figura 12c) e, eventualmente, pode ser bem mais cálcica (bytonita), refletindo possivelmente a composição primária pré-metamórfica deste mineral (Figura 12b).

Vênulas tonalíticas milimétricas, compostas por plagioclásio e quartzo, são comuns nestes anfibolitos. Feições miloníticas, tais como porfiroclastos de plagioclásio rotacionados e bandas de cisalhamento do tipo c", foram observadas nas amostras mais cisalhadas.

Alguns xenólitos de rochas máficas observados dentro do corpo de biotita granodiorito/tonalito foliado são compostos principalmente por hornblenda marron, plagioclásio (An₃₅₋₃₈) e minerais opacos. Biotita, clinozoisita, epidoto, quartzo e titanita aparecem de forma subordinada. Trata-se de anfibolitos de granulação fina a grossa (até 4 mm) e textura granoblástica. Tanto o plagioclásio quanto a hornblenda encontram-se recristalizados, podendo apresentar contatos poligonizados. A rocha apresenta foliação tectônica contínua definida pela orientação preferencial dos porfiroblastos de hornblenda. Uma característica peculiar é a presença de porfiroclastos de plagioclásio e agregados lenticulares de plagioclásio e quartzo, também orientados segundo a foliação tectônica. A biotita e o epidoto, quando presentes, ocorrem substituindo a hornblenda e o plagioclásio, respectivamente.

Antofilita-Ca-anfibólio xisto

Estes xistos ocorrem principalmente nas zonas mais cisalhadas, que cortam os domínios dos metabasaltos toleíticos. São constituídos principalmente por Ca-anfibólio, antofilita, zoisita/clinozoisita, epidoto, plagioclásio, quartzo e podem conter quantidades subordinadas de clorita, granada, flogopita, ilmenita, titanita, opacos, carbonatos e zircão.

A xistosidade impressa neste litotipo é caracterizada por uma foliação tectônica contínua, localmente anastomosada, definida pela orientação preferencial do Ca-anfibólio e minerais opacos. Paralelamente à foliação, pode existir um bandamento sub-milimétrico caracterizado pela alternância de bandas contendo essencialmente Ca-anfibólio e epidoto e bandas contendo quartzo, plagioclásio e zoisita/clinozoisita. Texturas indicativas de cisalhamento como *shear bands* dos tipos s-c e c` foram observadas localmente.

A antofilita pode estar orientada segundo a foliação principal da rocha, mas normalmente encontra-se como porfiroblastos tardios truncando a foliação principal Sn (Fotografia38).

O Ca-anfibólio é verde, pleocróico e apresenta composição variando entre actinolita e Mg-hornblenda (Figura 11). O plagioclásio ocorre como grãos finos recristalizados e está amplamente substituído por zoisita/clinozoisita, que encontra-se orientada segundo a foliação principal. O quartzo pode compor até 15% destes xistos e ocorre de forma intersticial ou em vênulas milimétricas concordantes com a foliação.



Fotografia 38 Porfiroblastos de autofilita (Ath), tardi-Sn, em antofilita tremolita xisto (Amostra CT-24a).
Nicolóis x, base da foto: 0,7 mm.

IV. 3. Metamorfismo e deformação

As rochas máficas e ultramáficas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar foram afetadas por pelo menos três fases de deformação distintas, Dn-1, Dn e Dn+2, previamente descritas no Capítulo III. A fase Dn-1, possivelmente arqueana, é caracterizada por uma foliação Sn-1, preservada localmente. A fase Dn promoveu o dobramento e transposição da foliação anterior e gerou a foliação principal Sn. A fase Dn+1 promoveu a reativação das principais descontinuidades formadas na fase Dn e gerou novas estruturas, típicas de níveis crustais mais rasos, pouco penetrativas nos litotipos em questão.

O estudo das associações minerais metamórficas materializadas nas foliações supramencionadas permitiu individualizar três eventos metamórficos, M₁, M₂ e M₃, associados às fases deformacionais Dn-1, Dn e Dn+1, respectivamente (Tabela 3). Em conjunto, estes eventos refletem condições metamórficas variando entre xisto verde superior e anfibolito médio.

As transformações metamórficas processadas entre a consolidação do protólito ígneo original e o estabelecimento da associação metamórfica inicial M₁, não estão registradas nas paragêneses e texturas atuais e, portanto, só podem ser inferidas de maneira indireta.

Como será demonstrado a seguir, o metamorfismo progressivo promoveu, além de modificações nas assembléias minerais, transformações composicionais nas suas fases constituintes. Dessa forma, a descrição do metamorfismo levará em consideração as variações composicionais progressivas, em fases que apresentam soluções sólidas significativas, tais como Ca-anfíbólio e plagioclásio.

IV.3.1. Metamorfismo das rochas ultramáficas

Metamorfismo M₁

As primeiras transformações mineralógicas ocorridas nas rochas metaultramáficas estão registradas nos metakomatiitos, onde as texturas primárias estão preservadas, mas a mineralogia original foi totalmente substituída pela associação metamórfica que caracteriza o evento M₁. A associação metamórfica diagnóstica deste evento é marcada por tremolita e clorita₁ (Figuras 5 e

6), formadas a partir da mineralogia ígnea original, composta por clinopiroxênio e olivina, cujos registros foram totalmente apagados pelo metamorfismo M_1 .

Esta associação metamórfica indica condições de fácies anfibolito inferior, na qual serpentina não é um mineral estável (Jolly 1982). O limite superior de estabilidade termal da serpentina ocorre em torno de 570°C, ao longo da geoterma da cianita; em torno de 550°C ao longo da geoterma da sillimanita e em torno de 510°C, em metamorfismo de contato (~2Kb) (Bucher & Frey 1994).

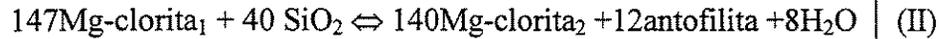
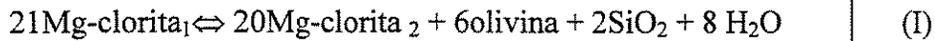
Metamorfismo M_2

O metamorfismo M_2 atuou de forma heterogênea nas rochas metaultramáficas e ocasionou a formação de duas associações metamórficas distintas, M_2 e M_2' , ambas materializadas na foliação Sn. A associação M_2 é caracterizada por tremolita/hornblenda tremolítica e clorita₂, e indica condições de fácies anfibolito inferior. A clorita é mais magnesiânica e possivelmente o excesso de Al foi utilizado para a formação de anfibólio mais rico em Al (hornblenda tremolítica – vide Figuras 5 e 6), indicando temperatura de metamorfismo um pouco mais elevada que M_1 .

A associação metamórfica M_2' é caracterizada por olivina, Mg-hornblenda, clorita₂ ± cummingtonita, ± antofilita, e foi observada em olivina–Ca-anfibólio xisto localizado próximo ao contato com o biotita-hornblenda tonalito. Segundo Jolly (1982), nos metakomatiitos do Abitibi – Canadá, o aparecimento de anfibólio aluminoso e olivina metamórfica marca o início da fácies anfibolito, enquanto o aparecimento de cummingtonita ocorre em condições de fácies anfibolito superior. Por outro lado, Oliver *et al.* (1972) consideram que o aparecimento de porfiroblastos de olivina, sobrecrecendo texturas *spinifex*, nos *greenstone belts* do oeste da Austrália, ocorre em condições de fácies anfibolito superior, em torno de 700°C, como também ocorre nos metakomatiitos do *Greenstone Belt* Morro do Ferro (Szabó 1996).

A blastese de olivina e antofilita durante o evento M_2' , tem sua origem vinculada, segundo indicam as relações texturais, aos domínios de Mg-clorita. Os microporfiroblastos tardios de antofilita se desenvolvem em cima de filmes de clorita e os porfiroblastos de olivina sobrecem agregados de clorita, apresentando inclusões deste mineral (vide Fotografia 30). A indicação de clorita como fase envolvida na blastese de olivina em rochas metaultramáficas vem sendo evocada por muitos autores, com base em relações texturais semelhantes às observadas nas

rochas estudadas (Oliver *et al.* 1972, Peltonen 1990). Szabó (1996) sugere as seguintes reações para a formação de olivina e antofilita concomitante ao enriquecimento de Al da Mg-clorita:



Onde clorita₂ é mais rica em Al [(x)Al=1,05] que a clorita₁ [(x)Al=1,00]

As duas reações devem ocorrer acopladas, como sugerido pela presença de simultânea de olivina e antofilita. Além disso, a proporção de clorita envolvida na formação de antofilita é muito maior quando comparada à olivina, o que se reflete na menor proporção de antofilita modal nestas rochas.

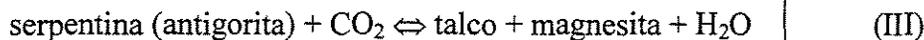
Portanto, a associação metamórfica M₂ indica condições de temperaturas mais elevadas que M₁, diagnósticas de condições de fácies anfíbolito inferior a superior. Possivelmente, tais condições metamórficas foram alcançadas devido à intrusão do corpo de biotita-hornblenda tonalito, que elevou a temperatura e promoveu a formação da assembléia M₂' a partir da assembléia M₂, na periferia deste corpo intrusivo.

Metamorfismo M₃

O metamorfismo M₃, de caráter retrógrado, estabilizou uma assembléia metamórfica típica de fácies xisto-verde superior, caracterizada por tremolita, serpentina, clorita₃, talco e carbonatos. A este evento é atribuída a serpentinização pervasiva observada em quase todos os litotipos e também a formação de rochas monominerálicas (talco xisto, clorita xisto e serpentinito), ao longo das zonas de cisalhamento geradas durante o evento D_n e reativadas durante D_{n+1}, em condições de fácies xisto verde superior.

A formação de serpentinitos durante esta fase está relacionada à percolação de fluidos ao longo das zonas de cisalhamento e em fraturas associadas a esses processos deformacionais. Assim, os serpentinitos maciços e homogêneos, intercalados com metakomatiitos e clorita – tremolita xistos, podem não representar níveis cumuláticos da sucessão vulcânica original, mas sim domínios de lavas komatiíticas serpentinizadas durante o cisalhamento tardio.

O principal fator que controla o aparecimento localizado de talco, em quantidades expressivas em relação à serpentina, é o aporte elevado de sílica associado às zonas de cisalhamento tardias. Por outro lado, a presença isolada de serpentina indica quantidades mais abundantes de H₂O. A coexistência de serpentina e talco em algumas rochas é atribuída, em parte, à substituição do primeiro pelo segundo, tendo como subprodutos carbonato e H₂O (Reação III). O talco ocorre de forma subordinada nos clorita-tremolita xistos, como porfiroblatos tardios sobrecrecendo a tremolita e a clorita.



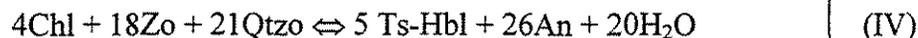
(Evans 1977)

IV.3.1. Metamorfismo das rochas máficas

Metamorfismo M₁

As primeiras transformações mineralógicas ocorridas nas rochas metamáficas estão registradas nos metabasaltos, onde as texturas primárias estão preservadas, mas a mineralogia original foi totalmente substituída pela associação metamórfica que caracteriza o evento M₁. A associação metamórfica diagnóstica deste evento é marcada por Mg-hornblenda/ Fe-hornblenda, plagioclásio oligoclásio-andesina, ± clorita, ± epidoto, ± biotita, ± titanita, ± ilmenita, formada a partir da mineralogia ígnea original composta possivelmente por clinopiroxênio e plagioclásio cálcico. Plagioclásios originais (bytonita) encontram-se preservados em alguns anfíbolitos (vide Figura 12b). Esta associação metamórfica também está registrada na foliação Sn-1 e indica condições de fácies anfíbolito inferior, na qual clorita e epidoto não são minerais estáveis.

A passagem de fácies xisto verde para anfíbolito é marcada pelo aparecimento de plagioclásio cálcico (oligoclásio), que substitui a albita, e pelo aumento de alumínio e alkalis na estrutura do anfíblio, formando hornblenda em substituição a actinolita, em condições de temperatura em torno de 500 °C, ao longo da geoterma da cianita (Bucher & Frey 1994). Clorita e epidoto persistem em quantidades subordinadas (até 600 °C) e são continuamente consumidos na formação de hornblenda e anortita, segundo a reação (IV):



Ts = componente tchermakítico do anfíblio

Tabela 3. Assembléias metamórficas associadas aos eventos metamórficos M₁, M₂ e M₃, nas rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas.

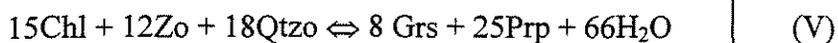
<i>PROTÓLITOS</i>	<i>ASSEMBLÉIAS METAMÓRFICAS</i>			
	M ₁	M ₂ - M ₂ '		M ₃
<i>Komatiito</i>	tremolita, clorita ₁ , ± ilmenita, ± magnetita	tremolita/ Hbl-tremolítica, clorita ₂ ,	Olivina, Mg- hornblenda, clorita ₂ , ± cummingtonita, ± antofilita	tremolita, serpentina ₂ , clorita ₃ , talco e carbonato
<i>Basalto toleítico rico em Mg</i>	Mg-hornblenda, oligoclásio-andesina, ± clorita ₁ , ± epidoto, ± titanita ₁	Mg-hornblenda, oligoclásio-andesina, ± titanita ₁ , ± ilmenita	Mg-hornblenda/ Fe-tchermakita, andesina, ± granada ₁ , ± ilmenita	actinolita, clorita ₂ , epidoto, ± antofilita, ± titanita ₂ , ± quartzo
<i>Basalto toleítico rico em Fe</i>	Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, ± clorita, ± epidoto, ± titanita ₁ , ± biotita	Mg-hornblenda, oligoclásio-andesina, ± titanita ₁ , ± ilmenita	Fe-hornblenda/ Fe-tchermakita, andesina, ± granada	actinolita, clorita, epidoto, ± antofilita, ± quartzo, ± titanita ₂
<i>Condições metamórficas</i>	Fácies anfíbolito inferior	Fácies anfíbolito inferior a anfíbolito médio		Fácies xisto verde superior

Metamorfismo M₂

O metamorfismo M₂ também atuou de forma heterogênea nas rochas metamáficas e ocasionou a formação de duas associações metamórficas distintas, M₂ e M₂', ambas materializadas na foliação Sn. A associação M₂, semelhante à assembléia M₁, é caracterizada por Mg-hornblenda/Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, ± ilmenita, ± titanita e indica condições de fácies anfibolito inferior.

A associação metamórfica M₂' é caracterizada por Mg-Fe-hornblenda/Fe-tchermakita, andesina, ± granada, ± biotita, ± ilmenita e foi observada em anfibolitos localizados próximo ao contato com os granitóides ou em xenólitos existentes dentro desses corpos. Esta associação indica condições de fácies anfibolito médio.

Segundo Bucher & Frey (1994), as mudanças mineralógicas existentes dentro da fácies anfibolito resultam de reações contínuas, que desencadeiam variações na composição do plagioclásio e da hornblenda. Estas reações contínuas promovem concomitantemente o desaparecimento de clorita (~550°C) e epidoto (600°C) e a formação de granada, possivelmente produzida pelo consumo destes dois minerais, segundo a reação (V):

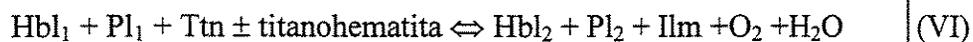


(Bucher & Frey 1994)

As variações composicionais nos anfíbólios dos anfibolitos, indicam uma tendência tchermakítica, dos núcleos para as bordas dos grãos, marcada pela transformação de Fe-hornblenda → Fe-tchermakita ou Mg-hornblenda → tchermakita, nas variedades mais magnesianas (vide Figura 11). Este *trend* tchermakítico é ocasionado pela substituição de Al por Si no sítio T, que é compensada por substituições de Fe-Mg por Al no sítio C, com o aumento do grau metamórfico dentro da fácies anfibolito (Spear 1981).

Na transformação dos Ca-anfíbólios, de Fe-hornblenda → Fe-tchermakita, ocorre o aumento na concentração de titânio contido na estrutura do anfíbólio, a medida que a temperatura aumenta, sendo o titânio proveniente das fases titaníferas consumidas. No caso dos anfibolitos em questão, esta fase deve ter sido titanita, que desaparece dando lugar a ilmenita na associação

metamórfica M_2' . Segundo Spear (1981), o consumo de titanita associado à transformação do Ca-anfibólio pode ser representado esquematicamente pela reação (VI):



Onde Hbl_1 é mais rica em Ti, Fe e em componente pargasítico que o Hbl_2

Portanto, a presença de titanita é mais comum em anfibolitos de baixo grau, enquanto ilmenita, rutilo ou hematita são fases minerais comuns em assembléias de temperaturas mais elevadas, dentro da fácies anfibolito. Spear (1981) sugere que a presença de titanita seja utilizada como mineral índice de fácies anfibolito inferior, enquanto ilmenita representaria temperaturas mais elevadas.

No metamorfismo progressivo de rochas máficas, a primeira aparição de clinopiroxênio em anfibolitos marca o início da fácies anfibolito superior, em condições de temperatura em torno de 650°C, ao longo da geoterma da cianita (Bucher & Frey 1994). Nos anfibolitos estudados não foram observados registros de clinopiroxênio metamórfico e, portanto, as condições de P×T máximas atingidas durante o metamorfismo M_2' são condizentes com fácies anfibolito médio.

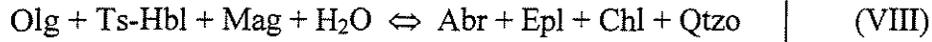
Assim, a associação metamórfica M_2' indica condições de temperaturas mais elevadas que M_2 , diagnósticas de condições de fácies anfibolito médio. Possivelmente, tais condições metamórficas foram alcançadas pela intrusão dos corpos félsicos/intermediários, que elevou a temperatura e promoveu a formação da assembléia M_2' , na periferia destes corpos intrusivos.

Metamorfismo M_3

O metamorfismo M_3 , de caráter retrógrado, estabilizou uma assembléia metamórfica típica de fácies xisto-verde superior, caracterizada por actinolita, albita, clorita, epidoto, ± titanita, ± antofilita. Esta associação se superpõe às assembléias metamórficas anteriores (M_1 e M_2) e estão bem representadas nos xistos associados às zonas de cisalhamento D_{n+1} .

As transformações metamórficas que caracterizam o metamorfismo M_3 são representadas pela mudança composicional do plagioclásio, que resulta no aparecimento de albita em detrimento de oligoclásio/andesina (Reação VII); formação de minerais do grupo do epidoto

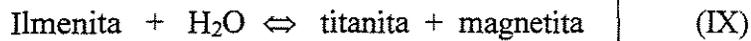
(Ep₂), associada à descalcificação dos plagioclásios (Reação VII; mudança na composição do Ca-anfibólio, com formação de actinolita a partir de hornblenda (Reação VIII); substituição parcial de hornblenda por clorita e biotita; formação de titanita₂ (Reação IX).



(Bucher & Frey 1994)



(Bucher & Frey 1994)



(Deer et al. 1992)

A titanita ocorre como produto de retrometamorfismo de ilmenita (Reação IX) e aparece como grãos em torno deste mineral, consumindo-o total ou parcialmente. A formação de titanita a partir de ilmenita é condicionada pela diminuição das condições de temperatura e/ou pelo aumento na fugacidade de oxigênio.

IV.4. Características químicas das rochas máficas e ultramáficas vulcânicas

A caracterização química das rochas metavulcânicas foi baseada na análise de elementos maiores, menores e traço em 29 amostras representativas dos diferentes litotipos máficos e ultramáficos que constituem as faixas Nazareno e Rio das Mortes (Anexo III). Foram ainda realizadas dosagens de Elementos Terras Raras (ETR) em 13 destas amostras e os resultados das análises estão apresentados nas Tabelas 4 e 5.

Os critérios empregados na seleção das amostras foram: o grau de alteração intempérica, excluindo amostras com sinais de alteração superficial; a variedade petrográfica; e a distribuição espacial das amostras, que por sua vez foi subordinada às condições de exposição e alteração intempérica da região estudada.

As amostras selecionadas incluem desde litotipos com feições ígneas preservadas (metabasaltos e metakomatiitos) até aqueles totalmente reconstituídos durante o metamorfismo (anfíbolitos e clorita-Ca-anfíbólio xistos). Não foram analisadas amostras com sinais evidentes de alteração hidrotermal/metassomática, tais como serpentinitos e talco-clorita xistos associados às zonas de cisalhamento tardias.

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados destas análises, considerando inicialmente a sua classificação química e, em seguida, o comportamento dos elementos maiores, menores, traço nas rochas ultramáficas e máficas.

IV.4.1. Classificação química

Um dos diagramas mais utilizados para classificação de rochas vulcânicas é o diagrama álcalis-sílica (Le Maitre *et al.* 1989). Embora a utilização deste diagrama não seja recomendada para rochas metamórficas (*cf.* Rollinson 1993), ele será empregado para se obter uma visão geral das rochas vulcânicas estudadas, antes da aplicação de classificações mais específicas (Figura 13).

As amostras pertencem à série sub-alcálica, sendo que as rochas ultramáficas estão distribuídas no campo dos basaltos e a maioria das rochas máficas no limite entre os campos dos basaltos e basaltos andesíticos (Figura 13). Os elevados valores de sílica apresentados pelas

rochas ultramáficas estão relacionados, em parte, com os altos valores de perda ao fogo destas amostras, que promovem o incremento das percentagens absolutas dos óxidos quando recalculados para base anidra.

Duas amostras de anfibolito e uma amostra de xisto máfico plotam no campo dos andesitos (Figura 13). Estas amostras estão muito deformadas e apresentam vênulas milimétricas quartzo-feldspáticas que podem explicar seus elevados valores de álcalis e sílica. A mobilidade química destas amostras será discutida no item IV.4.3.

No diagrama $K_2O \times SiO_2$, para classificação de rochas vulcânicas sub-alcálicas (Figura 14), as rochas máficas estudadas são classificadas como basaltos de baixo K (Le Maitre *et al.* 1989), da Série Soleítica (Rickwood 1989).

Le Bas (2000) propôs um esquema de classificação química para rochas com $MgO > 12\%$, modificando a classificação de rochas magnesianas proposta pela IUGS em 1989 (Le Maitre *et al.* 1989). Segundo este esquema, rochas com $MgO > 18\%$, SiO_2 entre 30 e 52 % e $(Na_2O + K_2O) < 2\%$, são classificadas como komatiitos ($TiO_2 < 1\%$) ou meimechite ($TiO_2 > 1\%$) (Figura 15). As rochas com $MgO > 12\%$, SiO_2 entre 30 e 52 % e $(Na_2O + K_2O) < 3\%$ são classificadas como picritos e aquelas com $MgO > 8\%$, $SiO_2 > 52\%$ e $TiO_2 < 0.5\%$ como boninitos.

Cabe ressaltar que esta classificação foi criticada por Kerr e Arndt (2001), por ser uma classificação química que não considera os aspectos texturais, fugindo da definição original dos termos komatiito e picrito. Hanskin *et al.* (2001) também questionam a utilização deste esquema classificatório para rochas precambrianas, uma vez que ele é baseado em elementos móveis (Si, Na e K) e ainda elimina os termos basalto komatiítico e komatiito basáltico, comuns na maioria dos *greenstone belts*.

Neste sentido, a classificação de rochas vulcânicas subalcálicas proposta por Jensen (1976) é uma das melhores classificações para rochas vulcânicas precambrianas. As análises são projetadas no diagrama triangular catiônico (Al, Mg, Fe+Ti), que delimita campos bem definidos para komatiitos, basaltos komatiíticos e basaltos toleíticos (Figura 16). Este diagrama tem a vantagem de correlacionar constituintes maiores, considerados relativamente menos móveis, e por isso tem sido utilizado com sucesso para classificação das rochas vulcânicas metamorfizadas.

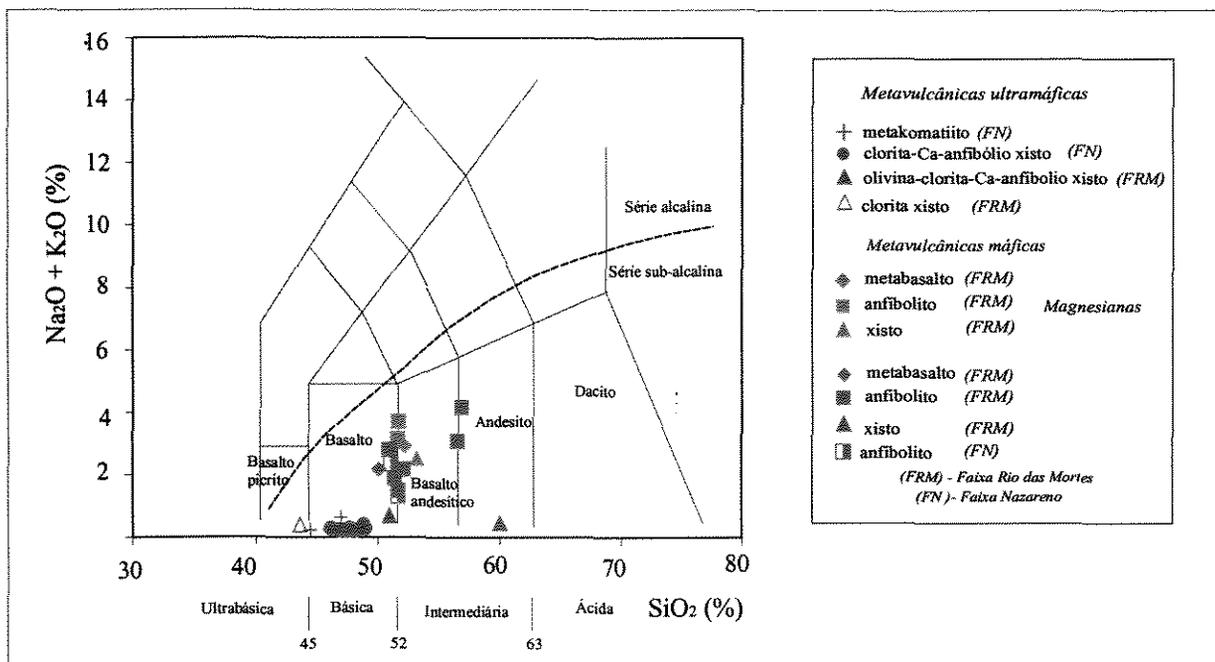


Figura 13. Classificação e nomenclatura das rochas (meta)vulcânicas no diagrama álcalis x sílica de Le Maitre *et al.* (1989). A curva pontilhada separando os campos das rochas alcalinas e sub-alcalinas foi extraída de Irvine e Baragar (1971).

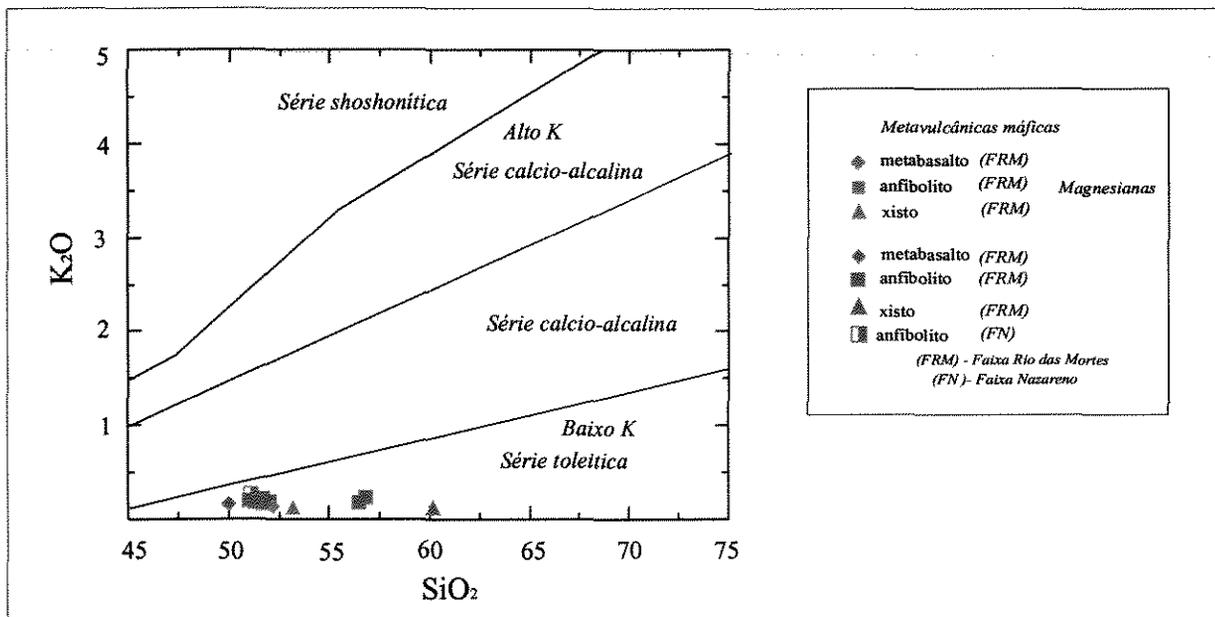


Figura 14. Classificação das rochas (meta)vulcânicas máficas sub-alcalinas com base no diagrama K_2O x SiO_2 (Le Maitre *et al.* 1989 e Rickwood 1989).

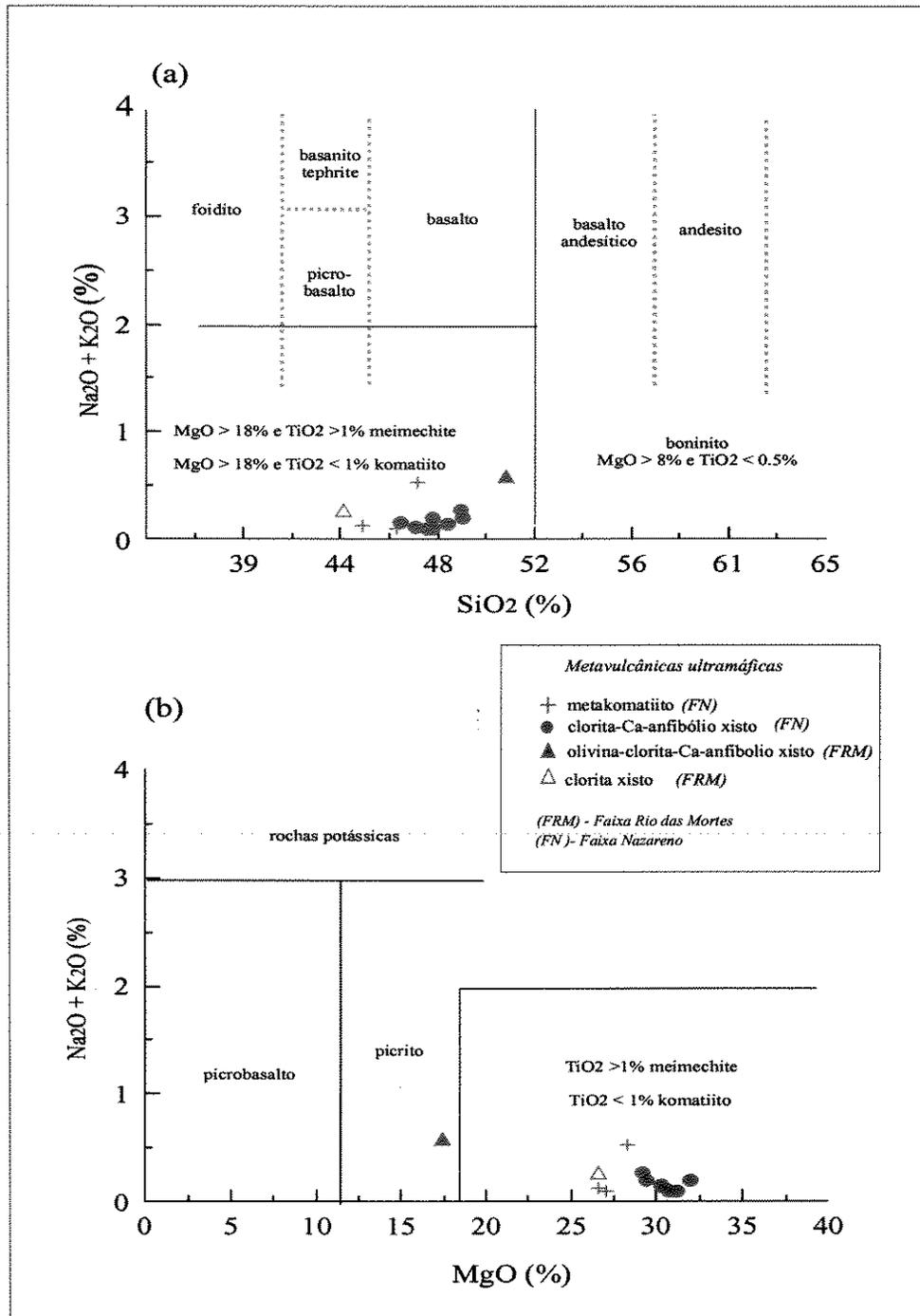


Figura 15. Classificação de Le Bas (2000) para rochas vulcânicas magnesianas ($\text{MgO} > 12\%$).

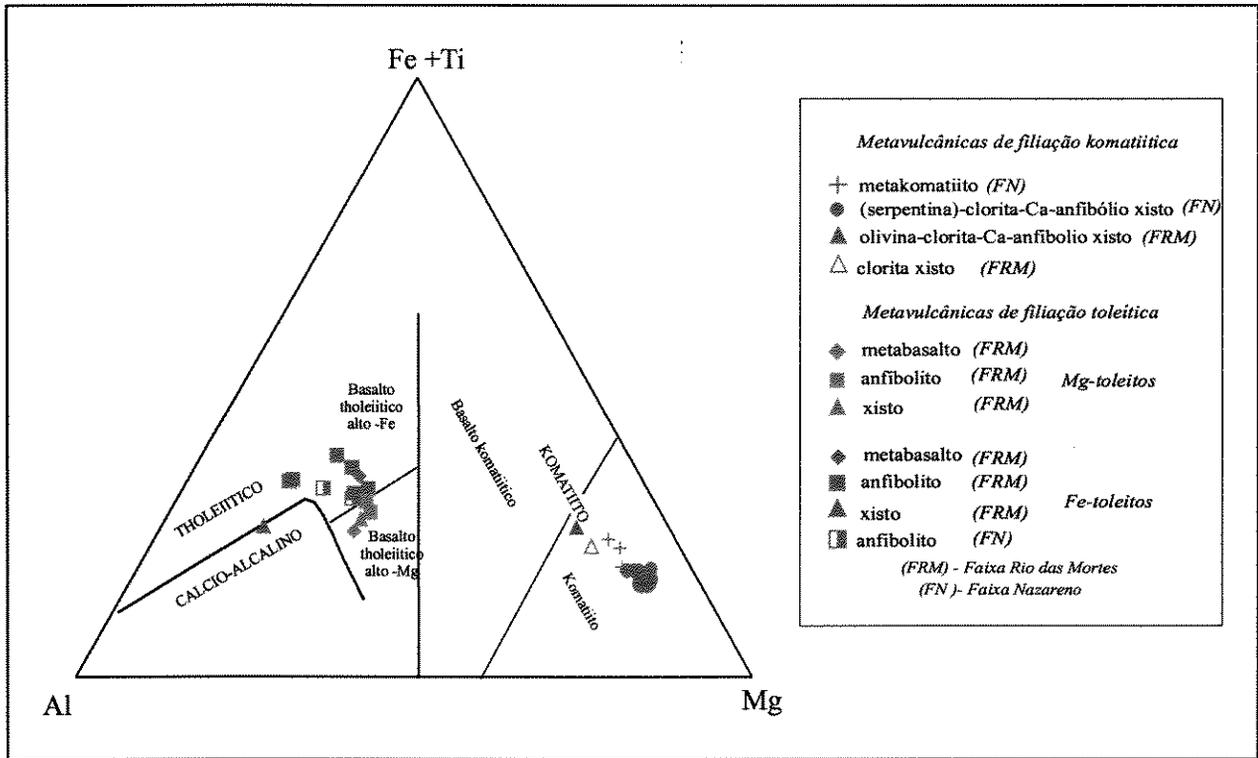


Figura 16. Classificação das rochas (meta) vulcânicas máficas e ultramáficas segundo o Diagrama Catiônico de Jensen (1976).

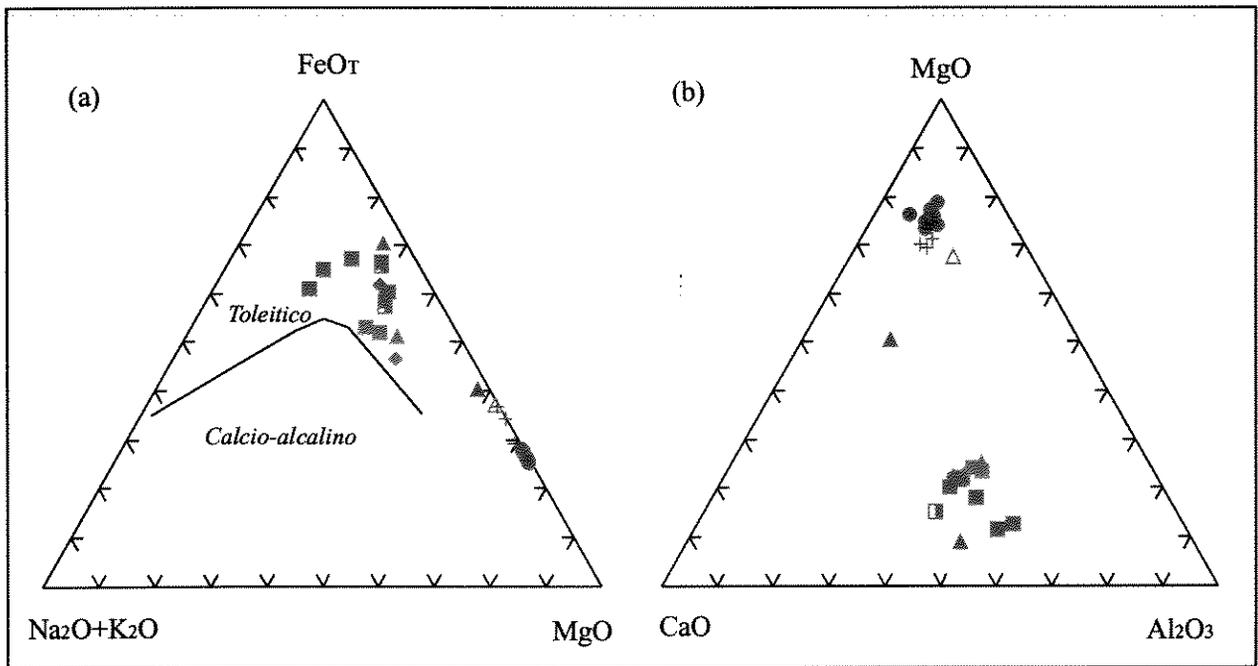


Figura 17. Diagramas de variação triangulares para rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas. (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), (b) Diagrama ACM (legenda na Figura 16).

No diagrama catiônico de Jensen (1976) (Figura 16), as análises correspondentes às rochas ultramáficas estão distribuídas segundo uma tendência de correlação linear, no campo dos komatiitos com razões $(Fe+Ti)/Al > 1$. As análises correspondentes às rochas máficas plotam no campo dos Fe-toleitos e Mg-toleitos, confirmando a existência de protólitos basálticos distintos dentro da pilha vulcânica, previamente inferida pela análise petrográfica (vide item IV.2.2).

As análises das amostras em questão foram também plotadas em diagramas de variação triangulares AFM ($Na_2O + K_2O - FeO_T - MgO$) e ACM ($Al_2O_3 - CaO - MgO$) (Figura 17a e b). No diagrama AFM elas projetam-se no campo tholeiítico, definindo um *trend* com enriquecimento moderado em ferro.

No diagrama ACM (Figura 17), as amostras de rochas vulcânicas de filiação komatiítica se agrupam no vértice superior do triângulo e apresentam razões $CaO/Al_2O_3 > 1$, semelhante às amostras de komatiito peridotítico de Barberton (*cf.* Viljoen *et al.* 1982 - Fig 4.4). As duas amostras de xistos ultramáficos da Faixa Rio das Mortes apresentam comportamento distinto das amostras de Faixa Nazareno, mais pobres em MgO e ricas em CaO. As rochas de filiação toleítica são mais ricas em Al e se agrupam na parte inferior do triângulo, apresentando razões $CaO/Al_2O_3 < 1$. O intervalo existente entre os dois grupos de amostras está relacionado à ausência de basaltos komatiíticos, previamente constatada no diagrama catiônico de Jensen (1976). Este intervalo composicional pode ser indicativo de que os basaltos e os komatiitos não tiveram sua evolução a partir da diferenciação e cristalização fracionada de um mesmo magma e representem fontes ou pulsos vulcânicos distintos.

IV.4.2. Vulcânicas de filiação komatiítica

IV.4.2.1. Mobilidade química em processos secundários

A avaliação da mobilidade química frente aos processos pós-magmáticos é uma tarefa árdua, cercada de muitas incertezas relacionadas ao comportamento dos elementos em soluções aquosas aquecidas, durante alteração intempérica, hidrotermal ou metamórfica. Em rochas precambrianas polideformadas e metamorfozadas, como é o caso em questão, estas incertezas aumentam significativamente e dificultam a distinção entre as características químicas ígneas originais e aquelas associadas à mobilização posterior.

A mobilidade dos elementos químicos em processos que envolvem uma fase fluida depende inicialmente de suas propriedades químicas, em particular de seus potenciais iônicos. Em geral, os elementos com potencial iônico intermediário (ex.. Al, Sc, Y, Ti, Zr, Nb, Ta, V, Co, Cr, Ga, Hf, Th e ETR) se comportam como “imóveis”, enquanto os elementos de baixo (ex. Cu, Zn Cs, Sr, K, Rb, Ba) e alto potencial iônico (e.g. Si, S, C) são facilmente mobilizados por soluções aquosas aquecidas.

Embora esta generalização seja normalmente válida, muitas exceções são documentadas na literatura uma vez que a mobilidade dos elementos é também controlada por outros fatores tais como, temperatura, assembléia mineralógica resultante da alteração ou metamorfismo e natureza da fase fluida envolvida nestes processos (Rollinson 1993). Existem, por exemplo, registros de expressiva mobilidade de Y, Ti e Zr e até mesmo ETR em presença de fluidos com composições específicas, ricos em CO₂ (Humphries 1984, Beswick 1982, Murphy & Hynes 1986). Assim, é preciso ter cautela na interpretação das análises químicas, pois mesmo os elementos consagradamente “imóveis” podem ser substancialmente mobilizados sob determinadas circunstâncias.

Em função destas dificuldades, vários métodos vêm sendo empregados na avaliação da mobilidade de elementos químicos (Pearce 1968; Beswick & Soucie 1978, Nesbitt et al. 1979, Beswick 1982). No caso dos elementos maiores, um método bastante interessante é o dos Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (RPM), que consiste em verificar se um determinado elemento segue as tendências esperadas em processos magmáticos primários. Este método foi originalmente elaborado por Pearce (1968) para interpretar tendências de fracionamento em suítes ígneas inalteradas e, posteriormente, adaptado para investigação de efeitos de metamorfismo/alteração em amostras de *greenstone belts* (Beswick & Soucie 1978) e em komatiitos (Beswick 1982).

O método consiste em avaliar os elementos maiores através da correlação entre as razões das proporções molecular de óxidos do tipo A/Z (x) e B/Z (y), onde os óxidos normalizados A e B participam da fase fracionada, enquanto o óxido normalizador Z permanece constante no decorrer do fracionamento, comportando-se como incompatível. Se ocorrer uma tendência de correlação linear pode-se considerar o óxido normalizador como imóvel. No entanto, se ocorrer um espalhamento dos pontos, em um arranjo em leque a partir da origem dos eixos x e y, pode-se considerar a mobilidade do óxido normalizador. Naturalmente, o primeiro problema é identificar

quais os óxidos que não participaram do fracionamento e que não tenham sido significativamente mobilizados por processos secundários.

Na tentativa de avaliar até que ponto as rochas komatiíticas em estudo tiveram suas composições originais alteradas, foram confeccionados diagramas RPM, com FM (FeO + MgO) e SiO₂ como óxidos normalizados e os demais óxidos como normalizadores TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O (Figuras 18 e 19). O pressuposto básico é que olivina e/ou ortopiroxênio seriam as principais fases fracionadas na evolução dos komatiitos, de forma que apenas Si, Mg e Fe participariam da cristalização destes minerais, enquanto os demais elementos seriam incompatíveis.

Nos diagramas com TiO₂, Al₂O₃, CaO e Na₂O como normalizador (Figura 18), as análises se alinham segundo uma tendência linear bem definida, com pendente em torno de 1:1 em termos de (FM:SiO₂)_{PM}, sem definir um espalhamento a partir da origem. A razão (FM:SiO₂)_{PM} é muito próxima da relação FM:SiO₂ do ortopiroxênio (1:1) e bem menor que a relação FM:SiO₂ da olivina (2:1), sugerindo que o ortopiroxênio seria uma fase fracionada importante nestas rochas. Por outro lado, no diagrama com K₂O como normalizador a tendência linear se desfaz, refletindo a maior mobilidade deste óxido (Figura 18e).

Os diagramas com MgO e FeO_T como óxidos normalizados mostram uma distribuição de pontos um pouco diferente quando são alternados com os demais óxidos normalizadores (Figura 19). No diagrama com TiO₂ como normalizador (Figura 19a), as análises se alinham segundo uma tendência de correlação linear bem definida, com pendente 11:1, que é exatamente a razão MgO:FeO em ortopiroxênio (enstatita). No diagrama com Al₂O₃ como normalizador (Figura 19b), as análises mostram uma tendência de correlação menos definida, sem contudo caracterizar um arranjo em leque a partir da origem. Nos diagramas com CaO, Na₂O e K₂O como normalizadores (Figura 19 c, d, e), as amostras compõem um arranjo em leque a partir da origem e não foram verificadas as tendências lineares com pendentes de 11:1, apesar do fato destes óxidos serem incompatíveis na estrutura do ortopiroxênio. Este comportamento reflete a mobilidade destes três óxidos durante os processos secundários.

As tendências de correlação obtidas nos diagramas RPM indicam que as relações primárias entre SiO₂, FM, TiO₂ e em menor proporção Al₂O₃ não foram apreciavelmente obliteradas por processos secundários e refletem uma tendência de fracionamento dominado por ortopiroxênio. Em contraste, as distribuições de pontos nos diagramas com CaO, Na₂O e K₂O,

como normalizador, compondo arranjo em leque a partir da origem, não são condizentes com os *trends* de fracionamento primários e demonstra a remobilização destes elementos.

Ressalta-se que normalmente o fracionamento de magmas komatiíticos é governado pelo fracionamento de olivina e a relação $(FM:SiO_2)_{PM}$ é 2:1 (Beswick 1982). No caso das rochas estudadas, a relação de 1:1 obtida para a relação $(FM:SiO_2)_{PM}$ está relacionada aos altos teores de sílica destas rochas e seu significado será discutido mais adiante, no item 4.2.2.

As amostras de xistos ultramáficos procedentes da Faixa Rio das Mortes se posicionam fora dos *trends* apresentados pelas demais análises na maioria dos diagramas RPM (Figuras 18 e 19), o que pode indicar que as relações originais entre os óxidos nestas foram totalmente obliteradas por processos secundários ou composições originalmente distintas das amostras pertencentes à Faixa Nazareno.

Assim, apesar do metamorfismo, as amostras analisadas apresentam parte de suas relações primárias ainda preservadas e alguns elementos seguem as tendências esperadas em processos magmáticos primários. Contudo, qualquer consideração genética a respeito destas rochas deverá levar em conta as indicações de mobilidade química detectadas para algumas amostras, ou grupo de amostras, nos diagramas RPM anteriormente apresentados. Considera-se ainda que a utilização das razões entre elementos incompatíveis menos móveis, tais como Ti, Al, Sc, Zr, Hf, seja ainda o critério mais seguro para se analisar as características originais das rochas ultramáficas metamorfizadas (*cf.* Nesbitt *et al.* 1979, Luden & Gelinas 1982).

Efeitos da serpentinização

Um dos maiores problemas relacionados ao estudo das composições químicas de rochas ultramáficas metamorfizadas e deformadas está relacionado aos efeitos da serpentinização na composição química destas rochas, ou seja, até que ponto os processos de hidratação e lixiviação associados a serpentinização mascaram as características químicas ígneas originais das rochas ultramáficas. Neste sentido, vários estudos vêm sendo realizados com o intuito compreender e até mesmo quantificar as mudanças químicas que acompanham os processos de serpentinização (Viljoen e Viljoen 1969b, Szabó 1996).

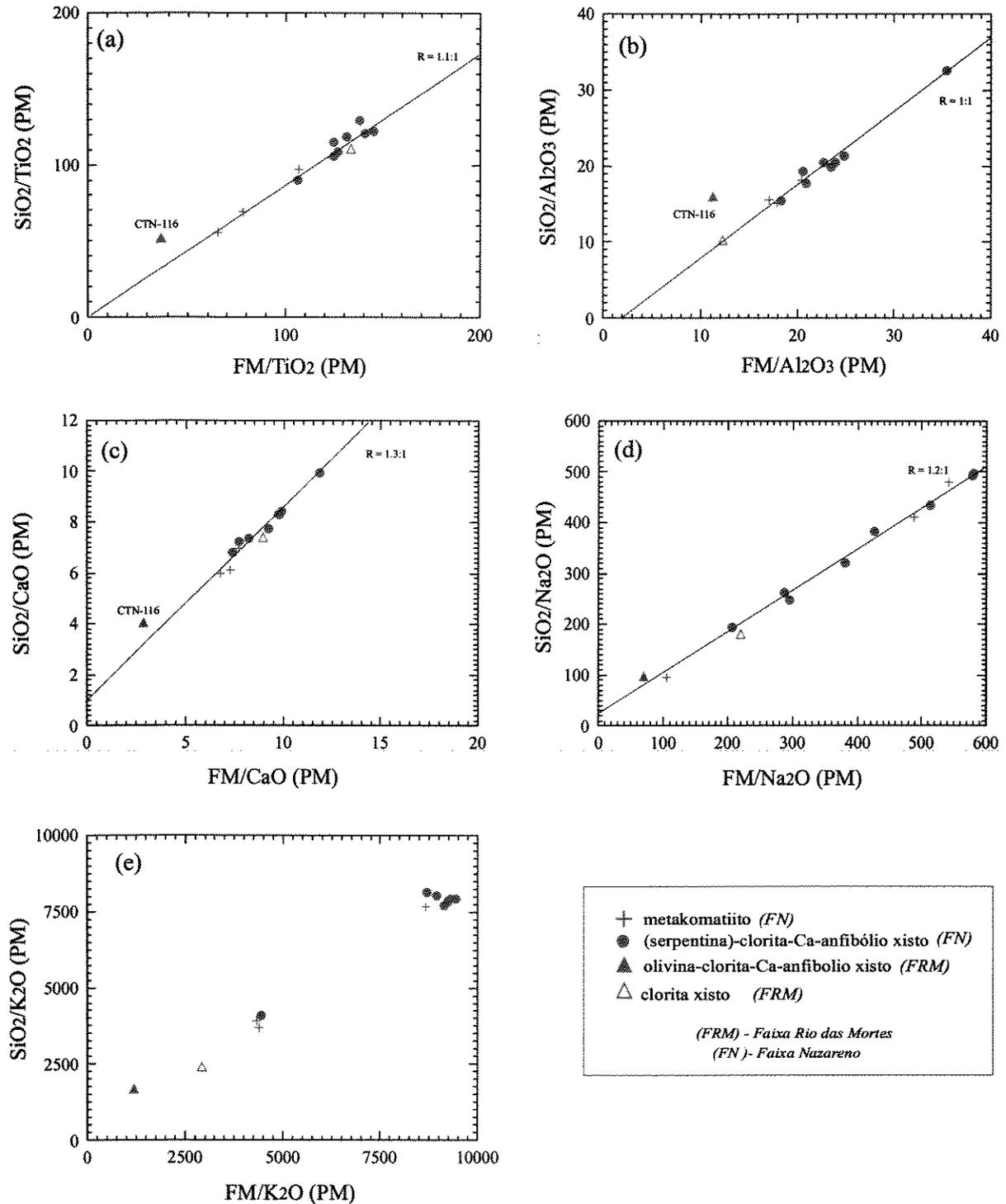


Figura 18. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (ou Diagramas de Pearce 1968) para as rochas de filiação komatiítica. FM = FeO + MgO e $R = (FM/SiO_2)_{PM}$.

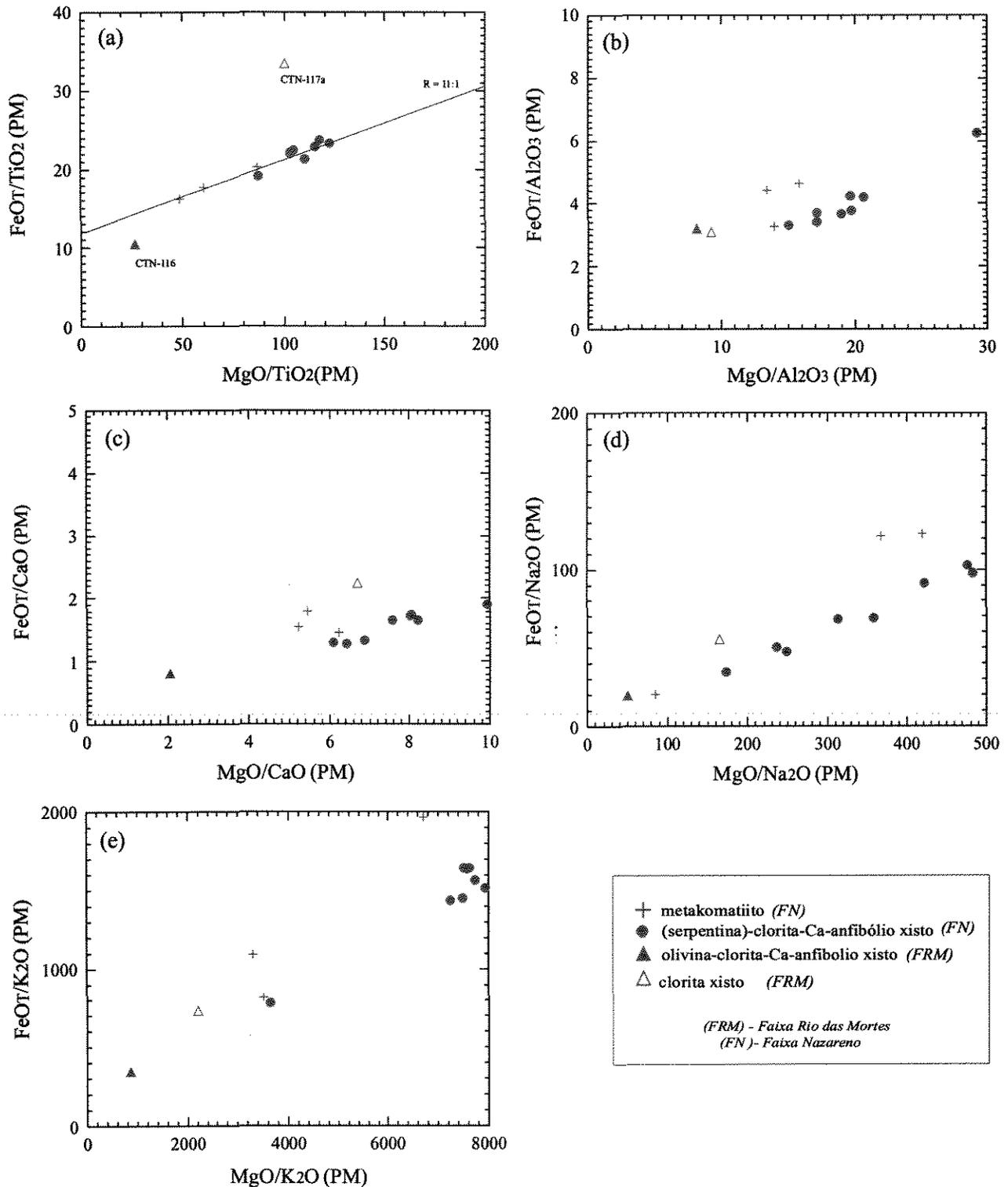


Figura 19. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para as rochas de filiação komatiítica. $R = (\text{MgO}/\text{FeOT})_{\text{PM}}$.

Viljoen & Viljoen (1969b) estudaram as variações químicas entre os komatiitos mais preservados da Formação Komati (Barberton) e os serpentinitos formados pela serpentinização, total ou parcial, destes komatiitos. Eles demonstraram que cálcio e, subordinadamente, alumínio, álcalis e sílica decrescem nas amostras mais serpentinizadas, enquanto as percentagens de H₂O e MgO aumentam significativamente. Além disso, CaO decresce muito mais rapidamente que Al₂O₃, de forma que as razões CaO/Al₂O₃, de amplo significado petrológico para os komatiitos, também decrescem rapidamente com os processos de hidratação. Estes autores concluíram que acima de 11% de H₂O, todas as amostras são essencialmente serpentinizadas e perderam totalmente suas características químicas e mineralógicas originais. No entanto, amostras com cerca de 8% ainda mantêm suas características químicas inalteradas.

Da mesma forma, Szabó (1996) compara a composição química de metakomatiitos e serpentinitos de Alpinópolis e conclui que no decorrer dos processos de serpentinização, rochas portadoras de Ca-anfibólio são transformadas em clorita serpentinitos e Al-lizardita serpentinitos, pela lixiviação seqüenciada e progressiva de Na, Ca, Ti, Zr, Sc e Al, aproximadamente nesta ordem, e enriquecimento concomitante de MgO e H₂O. Segundo este autor, SiO₂, FeO_T e Cr permanecem constantes nos processos de serpentinização e Ni aumenta na mesma proporção que MgO.

Nesta pesquisa, não será apresentado um estudo aprofundado acerca dos efeitos da serpentinização na composição química das rochas komatiíticas, uma vez que estudos desta natureza necessitam de uma amostragem mais detalhada, envolvendo amostras de uma mesma posição estratigráfica com variados graus de serpentinização. No entanto, qualquer consideração genética a respeito destas rochas levará em consideração as indicações de mobilidade sugeridas pelos autores supramencionados.

As amostras analisadas apresentam valores de Perda ao Fogo (PF) entre 2 e 8 % e, portanto, estão dentro do limite indicado por Viljoen & Viljoen (1969b) para amostra que ainda preservam suas características químicas originais. A Perda ao Fogo corresponde principalmente à água incorporada na estrutura na estrutura dos minerais metamórficos em forma de OH⁻ (complementada com algum CO₂). As amostras com valores de PF < 5 % não apresentam serpentina modal, aquelas com valores de PF entre 5 e 7 % contêm entre 8 e 25% deste mineral e as amostras com PF entre 7 e 8 % apresentam percentagem de serpentina variando entre 30 e 45%.

Na Figura 20a esta apresentada a relação entre PF e MgO, em diagrama de variação binário. Como era de se esperar, os valores de PF mostram uma tendência de correlação positiva com MgO, uma vez que as rochas mais magnesianas são mais susceptíveis a hidratação e a serpentinização promove o enriquecimento concomitante de MgO e H₂O.

IV.4.2.2. Comportamento dos elementos maiores, menores e traço

O comportamento dos elementos maiores, menores e traço nas rochas de filiação komatiítica serão apresentados em diagramas de variação binários, em combinações diversas entre óxidos e elementos, com o objetivo de destacar as variações composicionais destas rochas de forma mais ampla e contínua.

Nestes diagramas, serão consideradas apenas as amostras da Faixa Nazareno, uma vez que as duas análises de rochas komatiíticas da Faixa Rio das Mortes apresentam comportamento químico distinto entre si e também distinto das demais amostras da Faixa Nazareno.

Diagramas de variação binários

As concentrações de MgO das rochas de filiação komatiítica da Faixa Nazareno variam entre 26 e 32 % (base anidra), sendo que os metakomatiitos com textura *spinifex* preservada, que teoricamente representam composições mais próximas do líquido parental (Beswick 1982), apresentam concentrações de MgO entre 26,6 e 28,2 %.

Destacam-se nestas amostras as elevadas concentrações de TiO₂, entre 0,5 e 1,1 %, somente comparáveis aos komatiitos e picritos paleoproterozóicos enriquecidos em Ti do norte da Noruega e Finlândia (Barnes & Often 1990, Hanskin *et al.* 2001). Os komatiitos arqueanos apresentam concentrações de TiO₂ geralmente menores que 0,5 % para valores de MgO > 25 %.

Nos diagramas utilizando MgO como índice de evolução, verifica-se que à medida que MgO decresce ocorre o aumento progressivo nos teores de Al₂O₃, CaO, alcalis, FeO_t, TiO₂ e diminuição nas concentrações de SiO₂ (Figura 20). Nestes diagramas, verificam-se ainda tendências de correlação negativas bem definidas para Cr, Sc, V e Nb e uma tendência de correlação positiva errática para Ni (Figura 21). Os teores de Zr são baixos e permanecem aproximadamente constantes no curso da diferenciação. Ressalta-se o comportamento peculiar da amostra CT-57, com elevadas concentrações de SiO₂, Ni, Nb e Y e teores mais baixos de Cr e Sc.

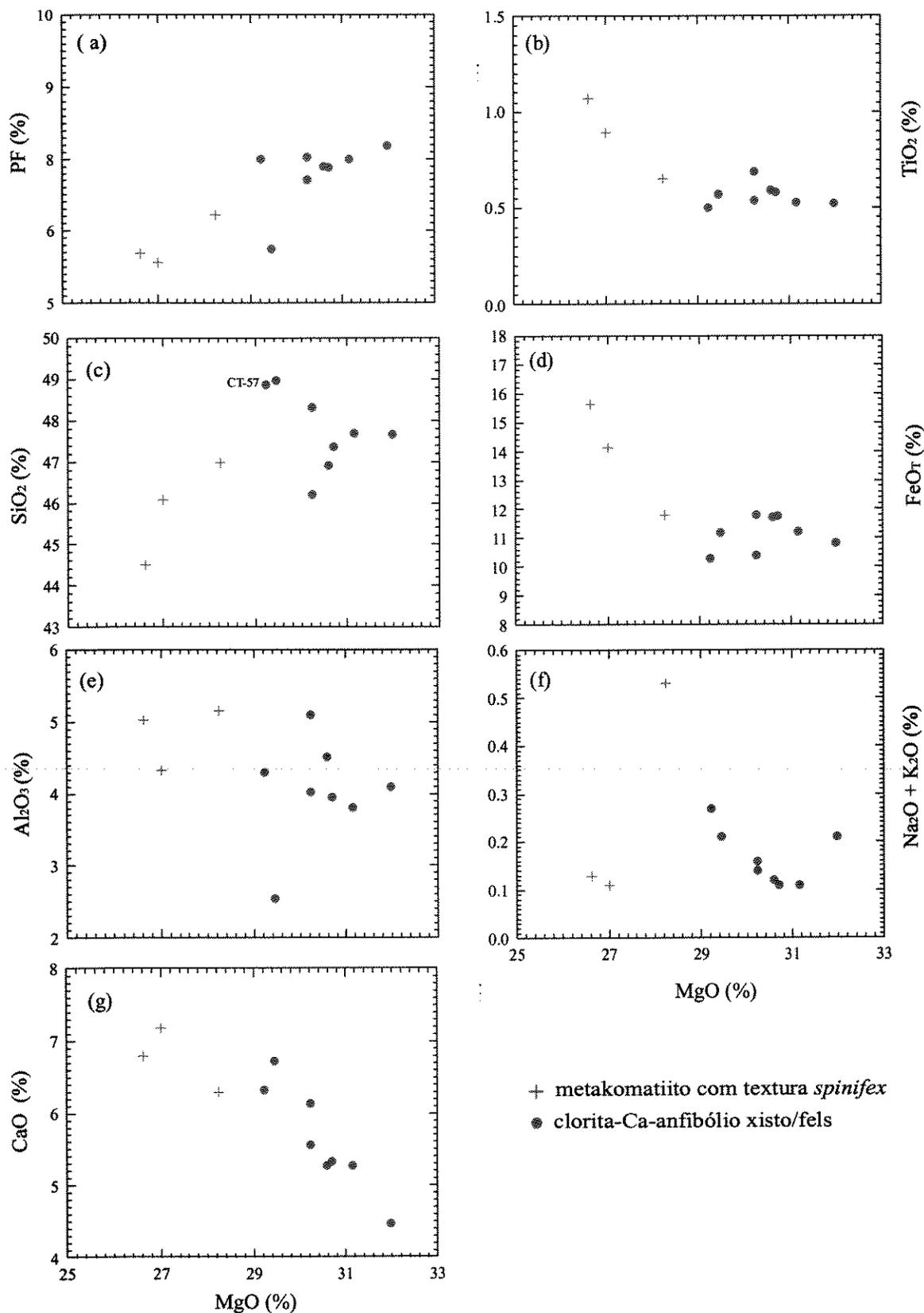


Figura 20. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação koamtítica. MgO x PF, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeOr, CaO, Na₂O + K₂O (% em peso).

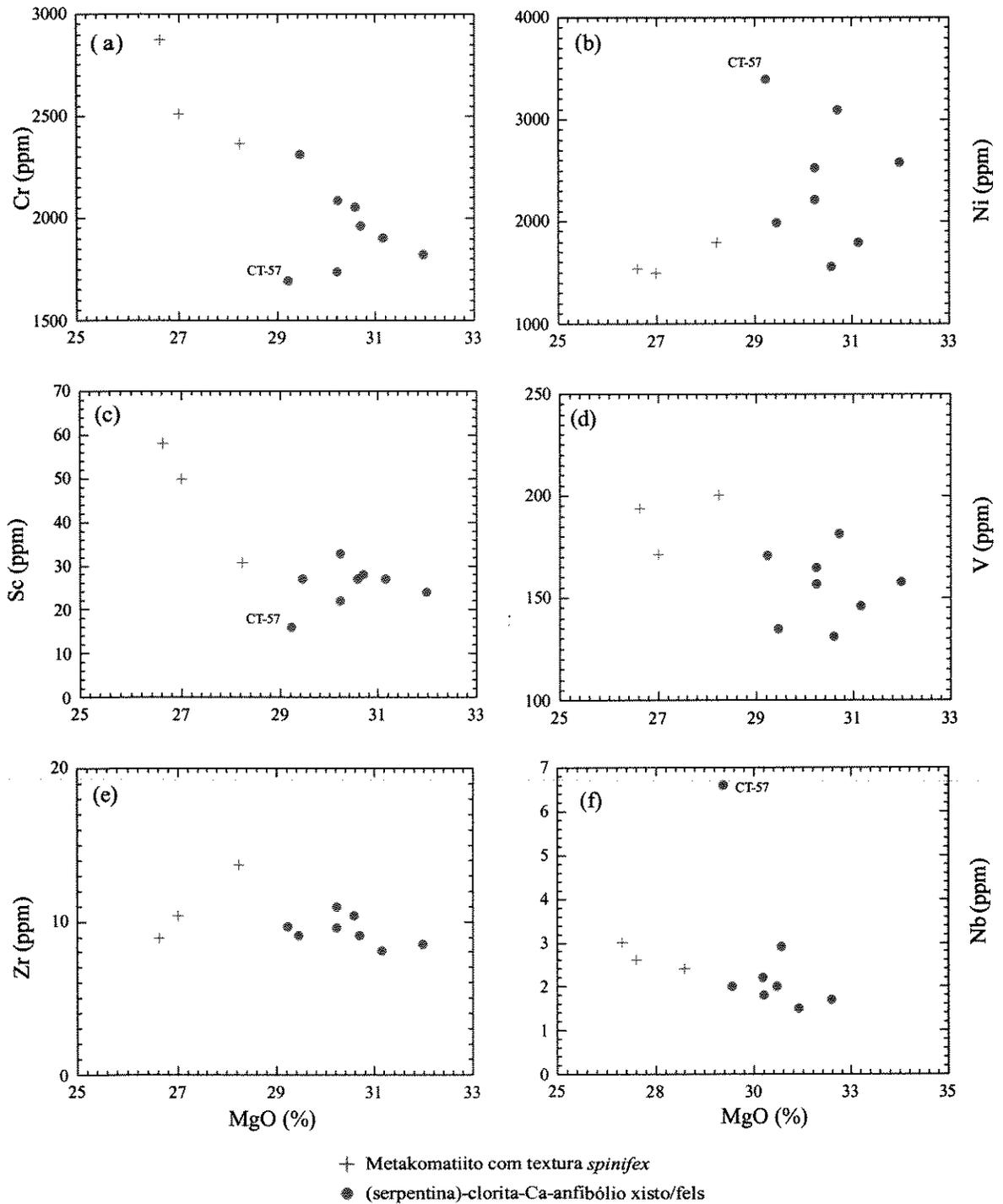


Figura 21. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Zr, Nb (ppm).

Os komatiitos com textura *spinifex* apresentam teores de SiO₂, entre 44,5 e 46,2 %, e elevadas concentrações de TiO₂, FeOt, Sc e V. Nestas amostras, o Cr alcança sua concentração máxima, entre 2400 e 2868 ppm, e verificam-se as mais baixas concentrações de Ni (entre 1500 e 1800 ppm). A tendência de correlação positiva entre Cr e MgO (Figura 21a) indica que a cromita não atuou como fase fracionada na diferenciação destas rochas, e o Cr ficou concentrado nos líquidos residuais, comportando-se como elemento incompatível.

As amostras de clorita–Ca anfibólio xistos/fels são mais magnesianas, com teores de MgO entre 29 e 33 %. Elas apresentam concentrações de SiO₂ surpreendentemente mais elevadas, entre 46 e 49 %, e concentrações mais baixas de Al₂O₃, CaO, FeOt, TiO₂, Sc e V (Figuras 20 e 21). Destaca-se ainda os valores aproximadamente constantes de TiO₂, FeOt e Sc, para este intervalo de MgO, e as razões de acréscimo mais elevadas de CaO e álcalis, que possivelmente estão relacionadas à perda destes elementos durante os processos de serpentinização tardia. Nestas amostras, as concentrações de Cr são mais baixas, entre 1600 e 2300 ppm, e os teores de Ni variam amplamente para os mesmos valores de MgO (entre 1500 e 3400 ppm), alcançando suas concentrações máximas para valores de MgO entre 29 e 30 %.

Normalmente, as rochas cumuláticas das porções basais de derrames komatiíticos apresentam MgO > 32 e SiO₂ < 45 %. Estas rochas são compostas por olivina muito magnesiana e ricas em Ni, de forma que elas apresentam os mais elevados teores de Ni, entre 1500-2000 ppm. Os teores de Cr nestas rochas são normalmente mais baixos do que nos komatiitos com textura *spinifex* < 2500 ppm (*cf.* Beswick 1982).

No caso das rochas mais magnesianas da área estudada, as concentrações de SiO₂ são muito mais elevadas do que esperado para porções cumuláticas de derrames komatiíticos, embora os valores de MgO e Ni sejam elevados. Além disso, não foram observados registros de textura cumuláticas nas amostras analisadas, com exceção da amostra CT-138H que apresenta restos de piroxênio pseudomórfico cumulático. Assim, possivelmente estas rochas representam porções originalmente mais ricas em ortopiroxênio, o que explicaria os elevados teores de SiO₂, MgO e Ni das amostras analisadas, bem como as razões FM/SiO₂ (PM) em torno de 1:1 obtidas nos diagramas RPM (vide item IV.4.2.1).

Perrings *et al.* (1996) descrevem cumulos de piroxênio nas porções basais de derrames komatiíticos do oeste da Austrália (Forrestania), que também apresentam teores elevados de SiO₂. Segundo estes autores, as altas concentrações de SiO₂ na base dos derrames, e conseqüente

cristalização de piroxenitos cumuláticos, está relacionada à contaminação das lavas komatiíticas pelas rochas metassedimentares (formações ferríferas) do substrato, por mecanismo de erosão termal, durante a deposição da lava. No caso dos komatiitos investigados, a contaminação seria uma possibilidade para explicar os altos teores de sílica das amostras mais magnesianas, haja visto a presença de níveis de gonditos e filitos intercalados com os rochas komatiíticas na Faixa Nazareno.

Quando os elementos incompatíveis Ti, Sc e Zr, considerados menos móveis em processos secundários, são utilizados como referência para avaliar as variações composicionais das rochas de filiação komatiíticas, são observadas tendências de correlação semelhantes àquelas obtidas para MgO, porém mais bem definidas (Figuras 22 e 23).

Os diagramas com Ti e Sc mostram tendências de correlação bem definidas para FeO_T , Cr (positivas) e SiO_2 (negativas). As tendências para Al_2O_3 são menos definidas, mas ainda positivas. No caso do CaO, a clara tendência positiva apresentada com MgO se perde, e passa vigorar uma dispersão acentuada de pontos, indicando a mobilidade deste elemento. Portanto, a tendência positiva entre MgO e CaO deve estar relacionada com a mobilidade atrelada destes dois óxidos decorrente da serpentinização tardia.

Nos diagramas com Zr como referencial, observa-se uma tendência de correlação positiva pouco definida com Al_2O_3 (Figura 23e). Para os demais óxidos e elementos, como é o caso do Cr (Figura 23f), as concentrações de Zr permanecem essencialmente constantes no curso da diferenciação.

Em conjunto, os arranjos observados nos diagramas binários supramencionados parecem ser decorrentes da combinação entre variações composicionais ígneas originais das rochas komatiíticas, com variações superpostas por processos metamórficos/metassomáticos secundários. A distribuição mais uniforme, linear nos digramas com Ti e Sc como referencial é interpretada como sendo, pelo menos em parte, herança do padrão ígneo pré-metamórfico. Como conclusão preliminar, pode-se dizer que a memória do padrão geoquímico original pode estar parcialmente preservada quando alguns constituintes químicos menos móveis, tais como Ti, Sc, Zr, Al_2O_3 , FeO_T e Cr são considerados.

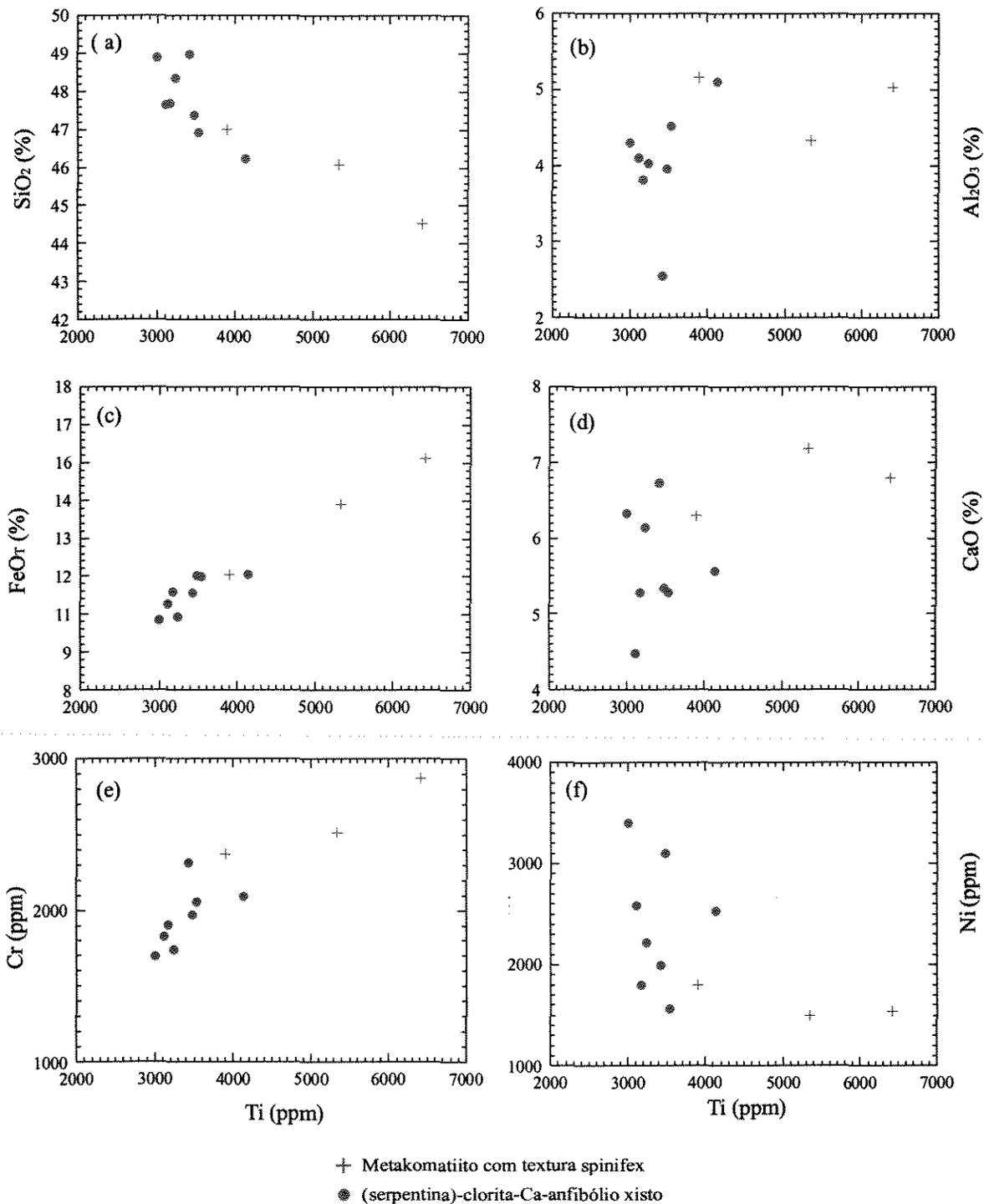


Figura 22. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. Ti (ppm) x SiO₂, Al₂O₃, FeOr, CaO (% em peso), Cr e Ni (ppm).

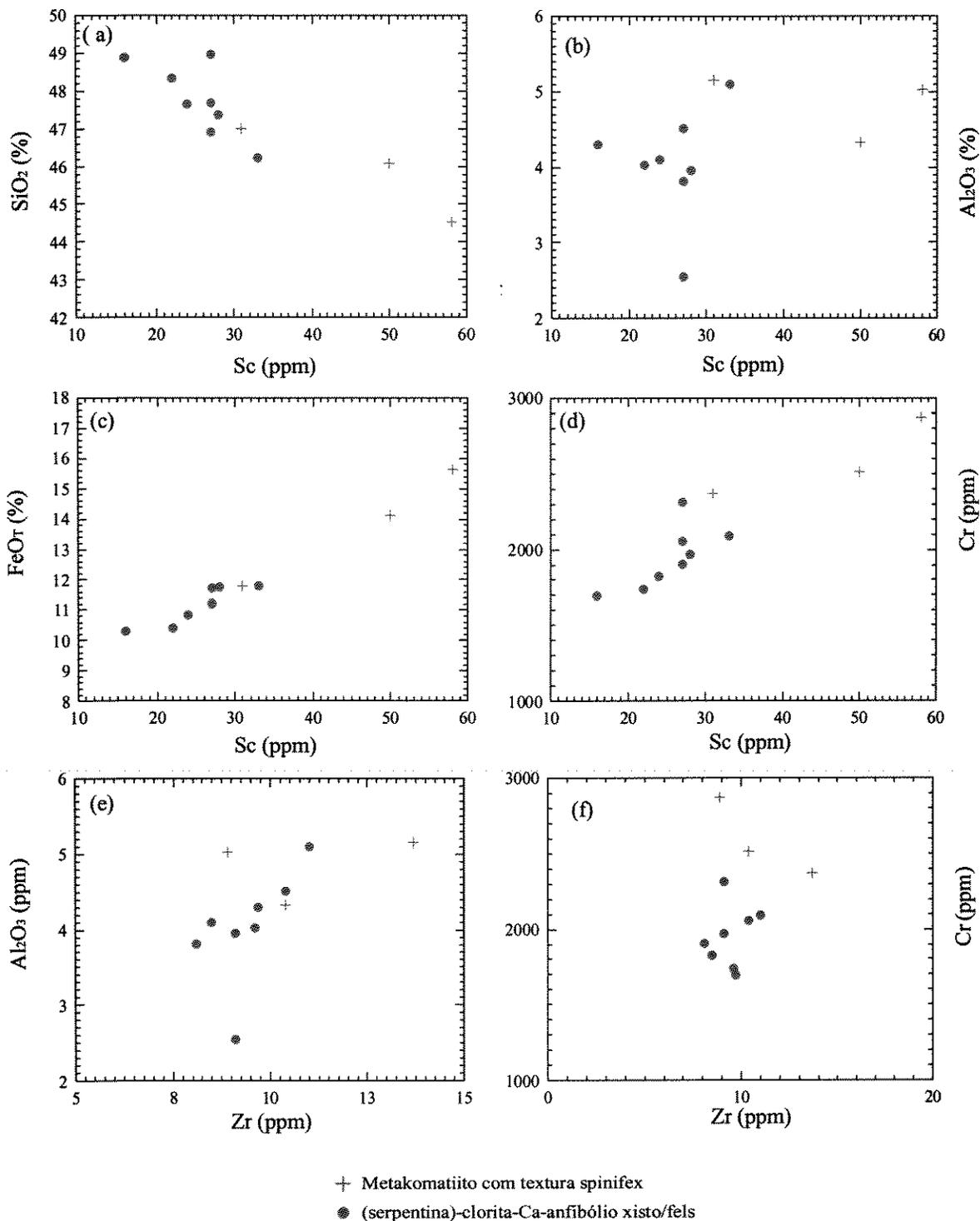


Figura 23. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. Sc x SiO₂, Al₂O₃, FeOT, Cr e Zr x Al₂O₃, Cr.

Características químicas dos komatiitos AUK e ADK

Logo após a identificação dos primeiros komatiitos (Viljoen & Viljoen, 1969a), tornou-se evidente a considerável heterogeneidade dos mesmos em termos das razões entre alguns elementos, tais como $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, La/Sm, Gd/Yb (Nesbitt e Sun 1976, Arndt *et al.* 1977, Sun e Nesbitt 1978).

A partir de então, dois tipos de komatiitos quimicamente distintos vêm sendo descritos na literatura mundial, desde sua definição inicial proposta por Nesbitt *et al.* (1979): os AUK (*aluminium undepleted komatiites*) e os ADK (*aluminium depleted komatiites*).

Os komatiitos AUK, não depletados em alumínio, são os mais comuns. Eles ocorrem associados a *greenstone belts* arqueanos mais novos, formados em torno de 2.7 e 2.8 Ga, tais como Munro (Canadá), Belingwe (Zimbábue). As principais características químicas destes komatiitos são:

- razões entre Ti, Zr, e Sc próximas dos valores condríticos;
- Razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ condríticas, em torno de 20;
- Razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ altas, porém inferiores a 1;
- Padrões de ETR marcadamente empobrecidos em ETR leves, e horizontais para ETR pesadas.

Os komatiitos ADK estão associados aos *greenstone belts* mais antigos, (~ 3.5 Ga) e têm como área clássica o *greenstone belt* Barberton na África do Sul. Suas principais características químicas são:

- Razões entre Ti, Zr e Sc distintas das condríticas, com empobrecimento em Sc acentuado;
- Razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ baixas, em torno de 11;
- Razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ altas, em torno de 1,5;
- Padrões de ETR com nítido empobrecimento de ETR pesadas.

À medida que mais dados geoquímicos e isotópicos se tornaram disponíveis na literatura, a conotação temporal e espacial apresentada para estes dois tipos de komatiitos tem se tornado mais complexa. Komatiitos depletados em alumínio (AUK), típicos do arqueano precoce, vêm sendo descritos também em *greenstone belts* neoarqueanos, em íntima associação com komatiitos ADK (Perring *et al.* 1996, Fan e Kerrich 1997, Hollings & Wyman 1999).

Várias hipóteses vêm sendo levantadas para explicar as diferenças químicas identificadas nos komatiitos AUK e ADK, destacando-se entre elas: a evolução química do manto através do tempo (Sun & Nesbitt, 1978, Herzberg 1995, Walter 1998); heterogeneidades mantélicas (Beswick 1982, Jahn *et al.* 1982, Walter 1998); profundidade de geração do magma komatiítico (Ohtani 1990) e diferentes taxas de fusão do parcial do manto (Othani 1990, Herzberg 1992, Walter 1998).

Segundo Ohtani (1990), os komatiitos do tipo ADK podem ser originados por altas ou baixas taxas de fusão parcial do manto, em profundidades elevadas entre 450 e 650 Km, quando granada majorita é uma fase residual na fonte. Os AUK se originam em altas taxas de fusão parcial, em profundidades inferiores a 450 Km, quando granada é extraída do manto.

No caso dos komatiitos da área em estudo, as razões Al_2O_3/TiO_2 são inferiores às razões condriticas, entre 8 e 4, e as razões $CaO/Al_2O_3 > 1$ (mínimo 1,0; máximo 2,6 e média 1,5), semelhantes às razões obtidas para komatiitos ADK (Figura 24 a, b). Da mesma forma, as razões Ti/Sc (106-187), Ti/Zr (284 - 513), Sc/Zr (1,6 - 6,5) são superiores aos valores condriticos mencionados por Nesbitt *et al.* (1979), respectivamente 78, 110 e 1.4 e, portanto, diferem dos AUK que apresentam razões próximas aos valores condriticos.

Ressalta-se que, embora os valores obtidos para $CaO/Al_2O_3 > 1$ sejam semelhantes aos valores apresentados pelos komatiitos ADK, essa razão não pode ser utilizada com segurança como assinatura original do magma komatiítico, uma vez que o CaO parece ter sido remobilizado durante os processos de serpentinização tardia.

Assim, as rochas komatiíticas estudadas apresentam características químicas semelhantes aos komatiitos do tipo ADK, com razão $Al_2O_3/TiO_2 < 20$ e razões entre Ti, Sc e Zr distintas das razões condriticas. A combinação destes fatores somada aos padrões de ETR (como será demonstrado no próximo item) sugere retenção de Al, Sc e ETR pesados em alguma fase residual na fonte mantélica, possivelmente granada. Tendo em vista que granada se torna progressivamente estável a altas taxas de fusão parcial do manto, à medida que a pressão aumenta (Walter 1998), pode-se considerar a possibilidade de que os komatiitos estudados tenham se originado a partir de fontes mantélicas profundas, entre 450 e 650 Km, conforme sugerido por Othani (1990).

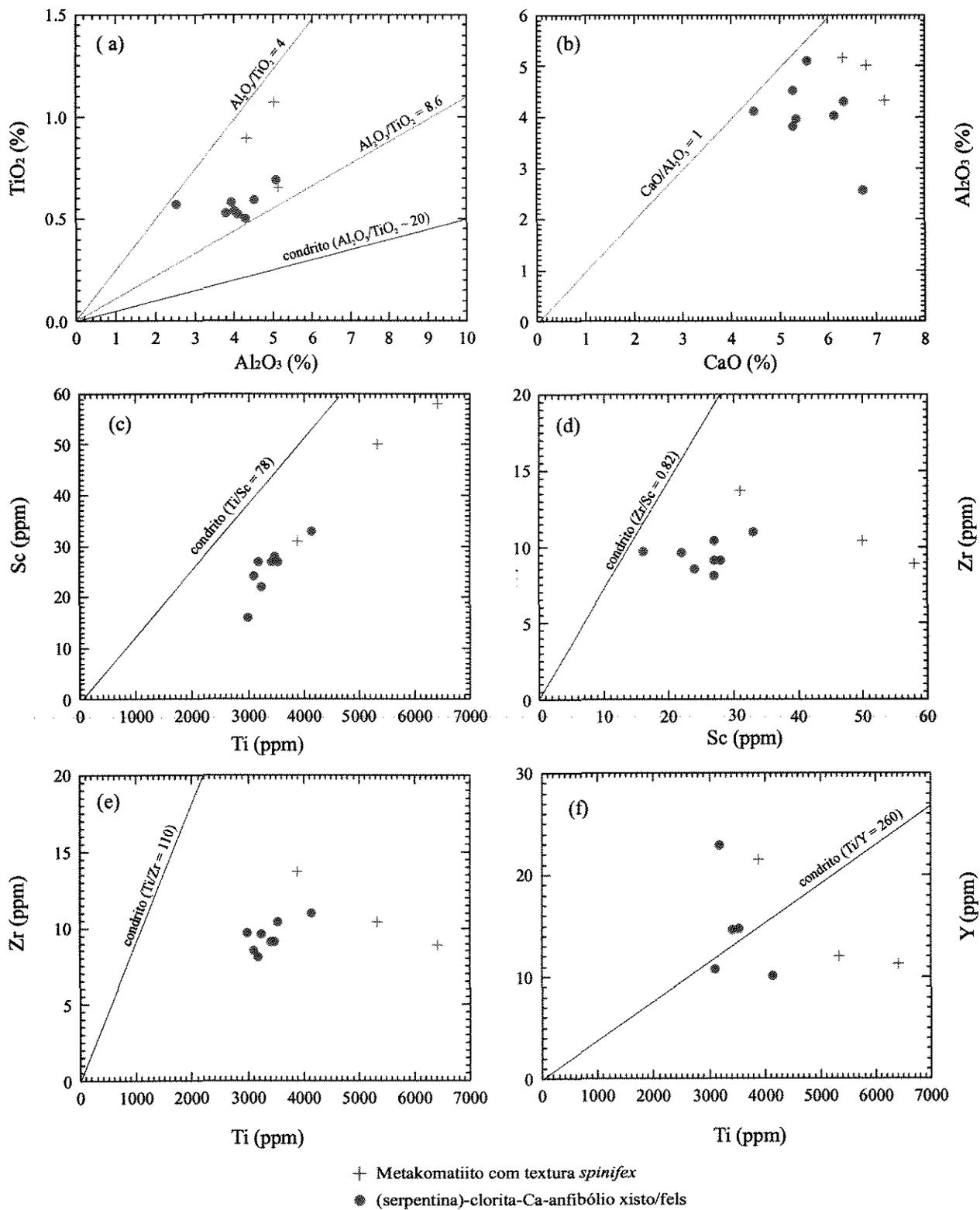


Figura 24. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica. $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$, $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (% em peso), $\text{Ti} \times \text{Sc}$, $\text{Sc} \times \text{Zr}$, $\text{Ti} \times \text{Zr}$, $\text{Ti} \times \text{Y}$ (ppm). Razões condriticas extraídas de Nesbitt *et al.* 1979.

4.4.2.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras

Para estudo do comportamento dos Elementos Terras Raras foram analisadas oito amostras, incluindo rochas de filiação komatiítica da Faixa Nazareno e da Faixa Rio das Mortes. Os resultados destas análises estão apresentados na Tabela 4 e os padrões de ETR obtidos a partir destas análises estão ilustrados na Figura 25. De maneira geral, as análises se agrupam em dois conjuntos de padrões distintos, Grupos A e B, ambos com variações internas adicionais (Figura 25a).

Grupo A

Neste grupo estão incluídas as amostras CT-57 e CT-117A, pertencentes às faixas Nazareno e Rio das Mortes, respectivamente. O padrão apresentado por estas amostras é caracterizado por enriquecimento pronunciado de ETR leves ($La/Sm > 2$ e La/Yb entre 4 e 11), alcançando valores superiores a $1000 \times C1$ para o La. Destaca-se a anomalia negativa aparente de Ce, com valores $30 \times C1$, e os padrões de ETR pesados menos fracionados (Sm/Yb entre 1.77 e 3.95), com abundância total variando entre 200 e $800 \times C1$ (Figura 25a).

Este padrão é bastante incomum quando comparado aos padrões clássicos de komatiitos (Jahn *et al.* 1982), no entanto ele vem sendo observado em outros komatiitos brasileiros localizados na região de Alpinópolis (Szabó 1996) e Crixás (Arndt *et al.* 1989, Figueiredo & Kronberg 1988).

Szabó (1996) sugere que o padrão anômalo de ETR observado na região de Alpinópolis, com enriquecimento acentuado de La, Nd e Sm e nítido rebaixamento de Ce, seja produto de alteração em ambiente submarino. O autor *op.cit.* chama atenção para o fato deste padrão se assemelhar aos padrões obtidos para basaltos alterados em fundo oceânico. Outros autores sugerem que o enriquecimento em ETR leves seja decorrente de áreas fontes mantélicas mais férteis, ou seja, fruto de heterogeneidades mantélicas (Figueiredo & Kronberg 1988)

No caso das amostras estudadas, este padrão não parece estar relacionado a heterogeneidades mantélicas locais. As amostras CT-57 e CT-117A apresentam teores extremamente elevados de Y (1635 e 441 ppm, respectivamente) quando comparadas às demais amostras analisadas (vide Anexo III). O enriquecimento atrelado de ETRL e Y é uma característica típica de rochas alteradas em ambiente submarino (Szabó 1996). Além disso, o nítido empobrecimento em Ce apresentado por estas amostras pode ser explicado pela remoção

Ce⁺⁴ nos oceanos, que precipita em forma de CeO₂, sendo incorporados em nódulos de Mn (*cf.* Fleet 1984).

Desta forma, é possível que o enriquecimento em ETR leves e a anomalia aparente de Ce sejam decorrentes de uma alteração pós-magmática, em ambiente submarino, sob condições de baixas temperaturas, conforme sugerido por Szabó (1996) para as rochas de Alpinópolis. No entanto, é ainda necessário um estudo mais detalhado, para que se possa compreender claramente o significado destes padrões de ETR. Além disso, a possibilidade deste padrão resultar de mobilizações tardias relacionadas à deformação/alteração hidrotermal não pode ser descartada. De qualquer forma, o padrão apresentado pelas amostras do Grupo A está intensamente modificado e não reflete o padrão original do magma komatiítico original.

Grupo B

Este grupo engloba as demais amostras e apresenta padrões de ETR semelhantes aos padrões reconhecidos em outros komatiitos arqueanos, com abundância total de ETR variando entre 5 e 20 x C1 (Figura 25a). As amostras apresentam distribuição plana a enriquecida em ETR leves (La/Sm entre 1,1 e 3,3) e são normalmente empobrecidas em ETR pesados (Sm/Yb entre 1,1 e 1,9), com exceção da amostra CT-110 que mostra enriquecimento em ETR pesados (Sm/Yb 0,5).

Na Figura 25b estão ilustrados em detalhe os padrões das amostras mais preservadas da deformação e dos processos de serpentização, incluindo duas amostras de komatiitos com textura *spinifex*. Estas amostras apresentam padrões uniformes, depletados em ETR pesadas e observa-se a tendência das amostras mais evoluídas apresentarem concentrações de ETR e razões La/Sm mais elevadas.

Os padrões apresentados por estas amostras são similares aos padrões observados em ocorrências clássicas de komatiitos depletados em alumínio (tipo AUK), como os de Barberton, que apresentam padrões de ETR pesados empobrecidos (Gd/Yb <1) e segmentos de ETR leves enriquecidos (La/Sm >1) (*cf.* Grupo II –classe 4 e 5 de Jahn *et al.* 1982). Como mencionado anteriormente, a depleção acentuada em ETR pesadas deve estar relacionada à retenção de granada na fonte mantélica e implica em uma origem a partir de plumas profundas para estes komatiitos (*cf.* Herzberg 1995).

Tabela 4. Análise de Elementos Terras Raras para amostras de metavulcânicas de filiação komatiítica.

Localização	Faixa Nazareno						Faixa Rio das Mortes	
Litologia	<i>scax</i>	<i>scax</i>	<i>scax</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>scax</i>	<i>oacx</i>	<i>cax</i>
Amostra	CT-11K	CT-11O	CT-57	CT-330B	CT-138D	CT-138H	CT-116	CT-117A
La	2.75	8.00	588.00	9.20	2.03	2.23	1.42	173.00
Ce	5.00	5.90	28.80	8.80	6.30	6.80	3.00	29.30
Nd	3.75	5.81	578.50	5.50	4.44	3.45	2.00	270.00
Sm	1.11	1.59	128.93	1.76	1.45	1.06	0.81	48.00
Eu	0.40	0.75	46.00	0.67	0.58	0.48	0.29	18.00
Tb	0.32	0.48	24.00	0.20	0.21	0.18	0.37	9.00
Yb	1.00	3.60	35.00	0.97	0.88	0.77	0.75	29.00
Lu	0.15	0.74	5.50	0.16	0.13	0.13	0.15	4.60
(La/Sm) _N *	1.55	3.17	2.87	3.29	0.88	1.32	1.10	2.27
(Sm/Yb) _N *	1.19	0.47	3.95	1.94	1.76	1.48	1.16	1.77
(La/Yb) _N *	1.85	1.50	11.33	6.39	1.56	1.95	1.28	4.02

* Valores normalizados para o condrito C1 de Boynton *et al.* 1984

scax: (serpentina)-clorita-anfibólio xisto; *oacx*: olivina-clorita-anfibólio xisto; *S*: metakomatiito com textura *spinifex*

Obs. Os valores de Gd_N utilizados nesta pesquisa foram calculados a partir dos valores normalizados de Sm e Tb,

segundo a equação $Gd_N = (1Sm_N + 2Tb_N)/3$.

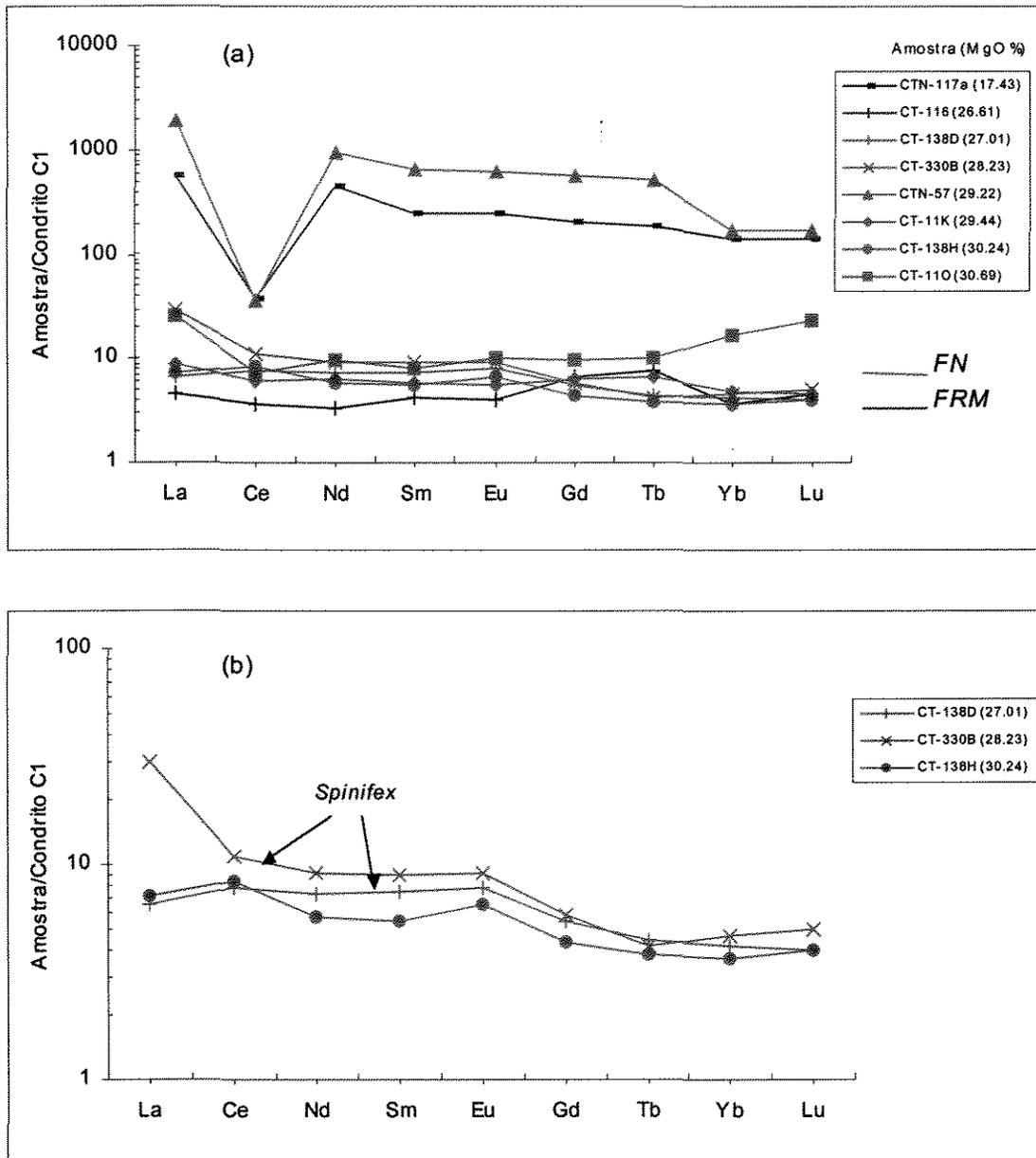


Figura 25. Padrões de ETR para amostras de rochas metvulcânicas de filiação komatiítica, normalizados para o condrito C1 de Boynton *et al.*(1984). (a) Grupos A e B; (b) Detalhe dos padrões do Grupo B, mostrando apenas as amostras mais preservadas da deformação/metamorfismo.

Assim, a memória do padrão ígneo original parece estar parcialmente preservada nas amostras do Grupo B, enquanto as amostras do Grupo A foram totalmente modificadas por eventos pós-magmáticos, possivelmente relacionados à alteração em assoalho oceânico.

IV.4.3. Metavulcânicas de filiação toleítica

A caracterização química das rochas vulcânicas de filiação toleítica foi baseada em 14 análises de elementos maiores menores e traço. As amostras selecionadas incluem Fe-toleitos e Mg-toleitos da Faixa Rio das Mortes, bem como amostras de Fe-toleitos da Faixa Nazareno (Anexo III).

IV.4.3.2. Mobilidade química em processos secundários

Na tentativa de avaliar até que ponto as rochas máficas em estudo tiveram suas composições originais alteradas foram confeccionados diagramas RPM, com FM (FeO + MgO) e SiO₂ como óxidos normalizados e os demais óxidos como normalizadores TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O (Figuras 26).

Nos diagramas com TiO₂, Na₂O como normalizador (Figura 26a, b), a maioria das análises se alinham segundo uma tendência linear bem definida, com pendente em torno de 1:2 em termos de (FM:SiO₂)_{PM}, sem definir um espalhamento a partir da origem. A razão (FM:SiO₂)_{PM} é exatamente relação FM:SiO₂ do clinopiroxênio (1:2) e bem menor que a relação FM:SiO₂ do ortopiroxênio (1:1) e da olivina (2:1), indicando a importância do clinopiroxênio como fase fracionada nestas rochas. Quando CaO é utilizado como normalizador (Figura 26c), a pendente de 1:2 para (FM:SiO₂)_{PM} se mantém apesar o fato de CaO participar da fase fracionada. As amostras CT-100c, CT-223a e CT-223b apresentam comportamento diferenciado das demais amostras, mas também se alinham segundo uma tendência linear aproximadamente paralela às demais amostras.

Em contraste, nos diagrama com Al₂O₃ e K₂O como normalizador a tendência linear se desfaz e predomina dispersão das análises, refletindo possivelmente a maior mobilidade destes óxidos em processos secundários (Figura 26d, e).

As tendências de correlação obtidas nos diagramas RPM indicam que as relações primárias entre SiO₂, FM, TiO₂, Na₂O e CaO não foram apreciavelmente obliteradas por

processos secundários e refletem uma tendência de fracionamento controlada por clinopiroxênio. Em contraste, as distribuições de pontos nos diagramas com Al_2O_3 e K_2O como normalizador, não são condizentes com os *trends* de fracionamento primários e possivelmente refletem a remobilização secundária destes elementos em processos pós-magmáticos.

Destaca-se que a amostra de xisto máfico (CT-100c) se posiciona fora dos trends apresentados pelas demais amostras na maioria dos diagramas RPM (Figura 26). Esta amostra está muito deformada e apresenta evidências petrográficas de alteração hidrotermal associada à deformação, de forma que suas características químicas originais estão totalmente obliteradas. A dispersão menos acentuada apresentada pelas amostras CT-223a e CT-223c pode representar uma característica ígnea original destas amostras, mais ricas em SiO_2 e álcalis (vide Figura 13).

IV.4.3.2. Comportamento dos elementos maiores menores e traço

As rochas vulcânicas de filiação toleítica apresentam concentrações restritas de MgO , entre 9 e 5 % (base anidra) e teores de SiO_2 entre 50-53 %. Destacam-se ainda as elevadas concentrações de TiO_2 (1 e 2,5 %) e Zr (40 e 155 ppm), e os baixos teores de Cr (81 a 270 ppm) e Ni (70 a 130 ppm), com exceção da amostra de metabasalto magnesiano que apresenta concentrações elevadas de Cr e Ni (620 e 310 ppm, respectivamente).

À medida que MgO decresce verifica-se o aumento progressivo nos teores de FeO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , V, Zr, Nb, Y e Hf e decréscimo de Cr e Ni. Na_2O e Al_2O_3 decrescem de forma errática e os teores de SiO_2 e CaO se mantêm aproximadamente constantes para diferentes valores de MgO (Figura 27 e 28).

De maneira geral, parece existir uma evolução contínua entre os Mg-toleitos e os Fe-toleitos, sendo os primeiros mais ricos em MgO , Cr e Ni e os últimos mais ricos em FeO , TiO_2 e nos demais elementos incompatíveis (Zr, Nb, Y, Hf e V). As concentrações LILE (K, Sr, Rb e Ba) são baixas e aumentam de forma irregular à medida que MgO decresce (Anexo III).

Com relação às concentrações de elementos incompatíveis HFS, os toleitos apresentam teores intermediários entre N-MORB (*normal mid ocean ridge basalt*) e E-MORB (*enriched mid ocean ridge basalt*) (Figura 29). As razões Zr/Nb (média 17,6), Nb/Hf (média 1,9), La/Sm (média 1,7) se distribuem entre o campo das razões médias dos N-MORB e E-MORB (Figura 29a,d,e), enquanto as razões Ti/Zr (média 106,7) e Zr/Y (média 2,6) são mais próximas das razões médias dos N-MORB (Figura 29b, c).

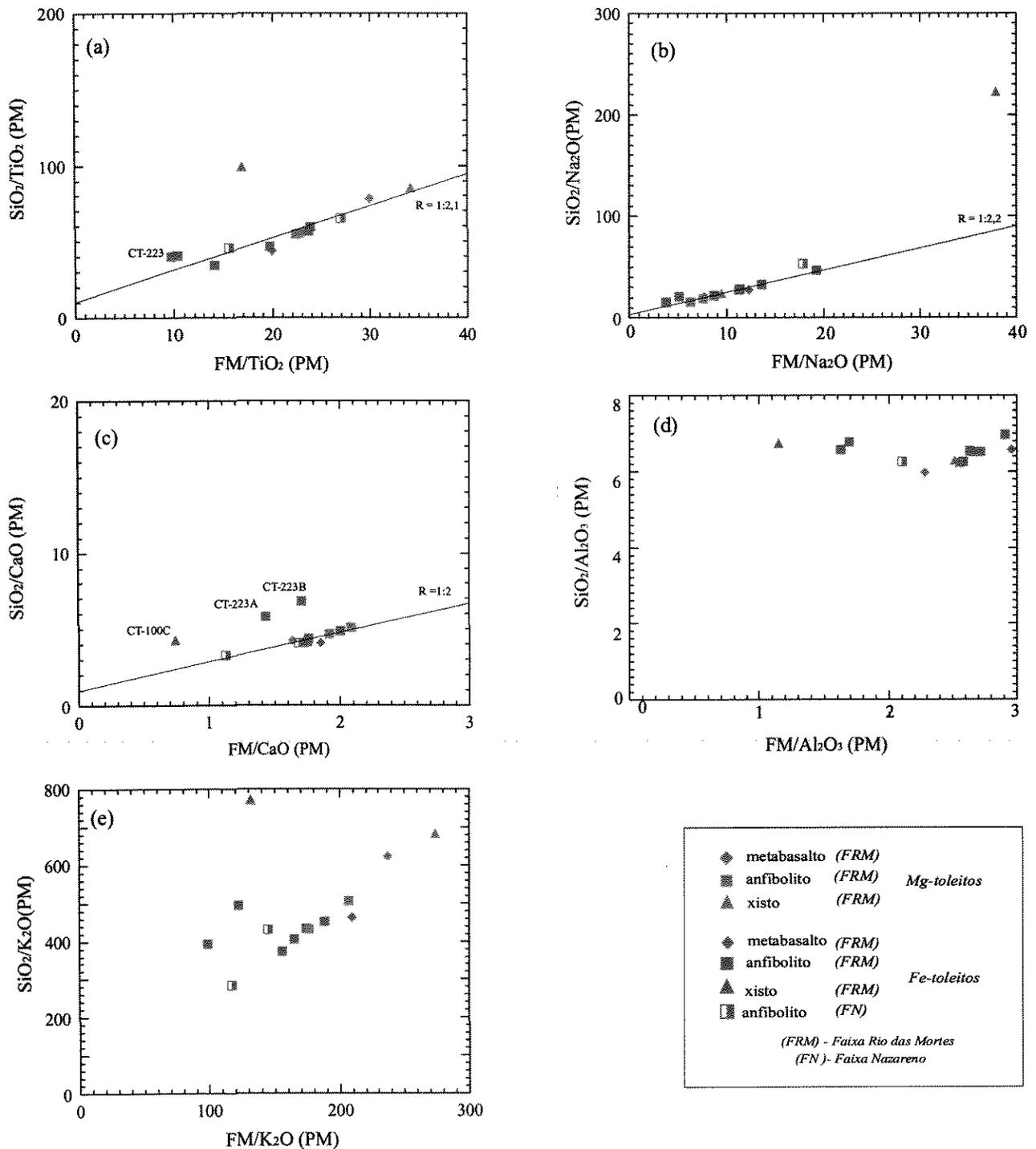


Figura 26. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para rochas metavulcânicas de filiação toleítica. $\text{FM} = \text{MgO} + \text{Fe}_{\text{OT}}$, $R = (\text{FM}/\text{SiO}_2)_{\text{PM}}$.

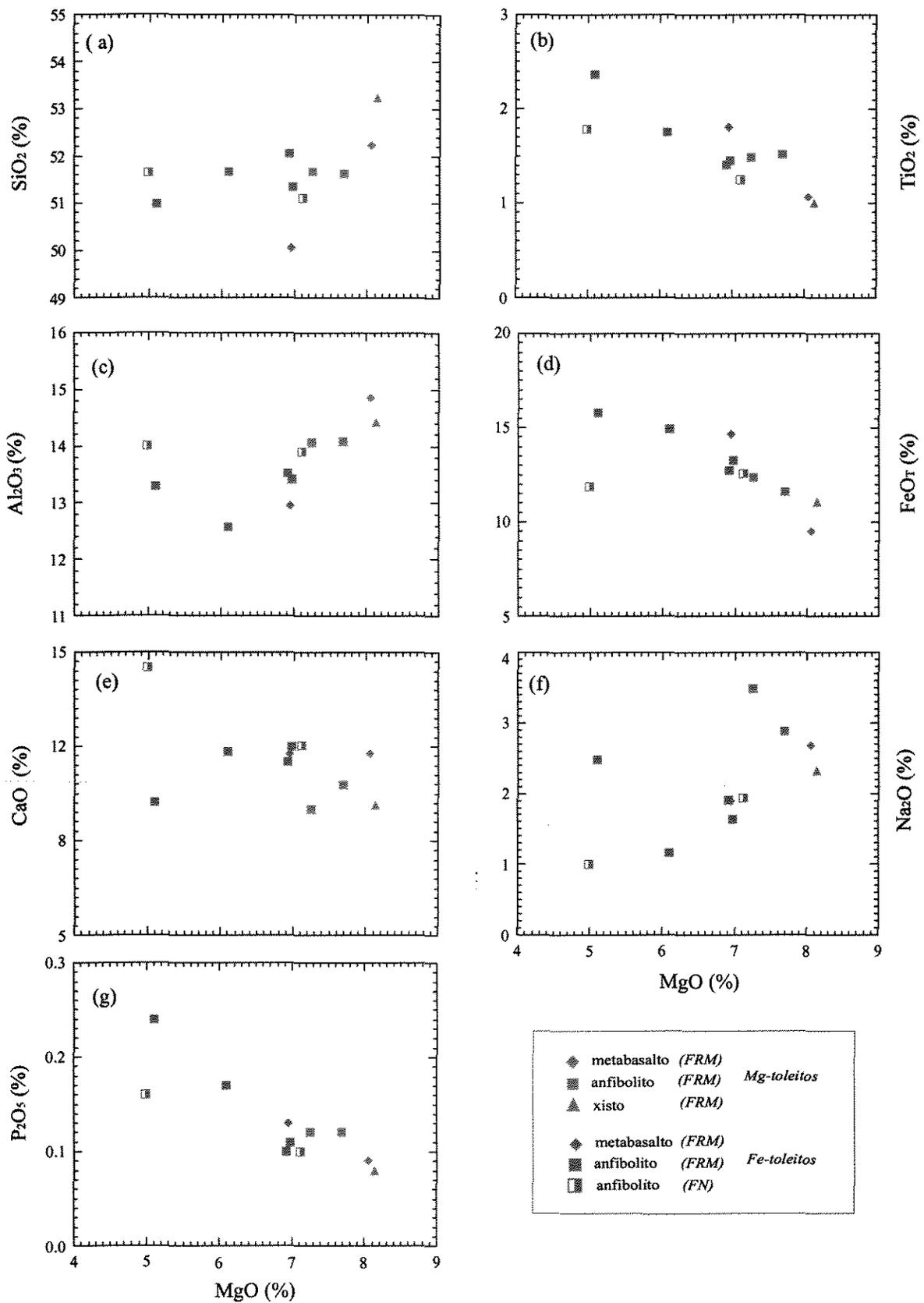


Figura 27. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica. MgO x SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, CaO, Na₂O, P₂O₅ (% em peso).

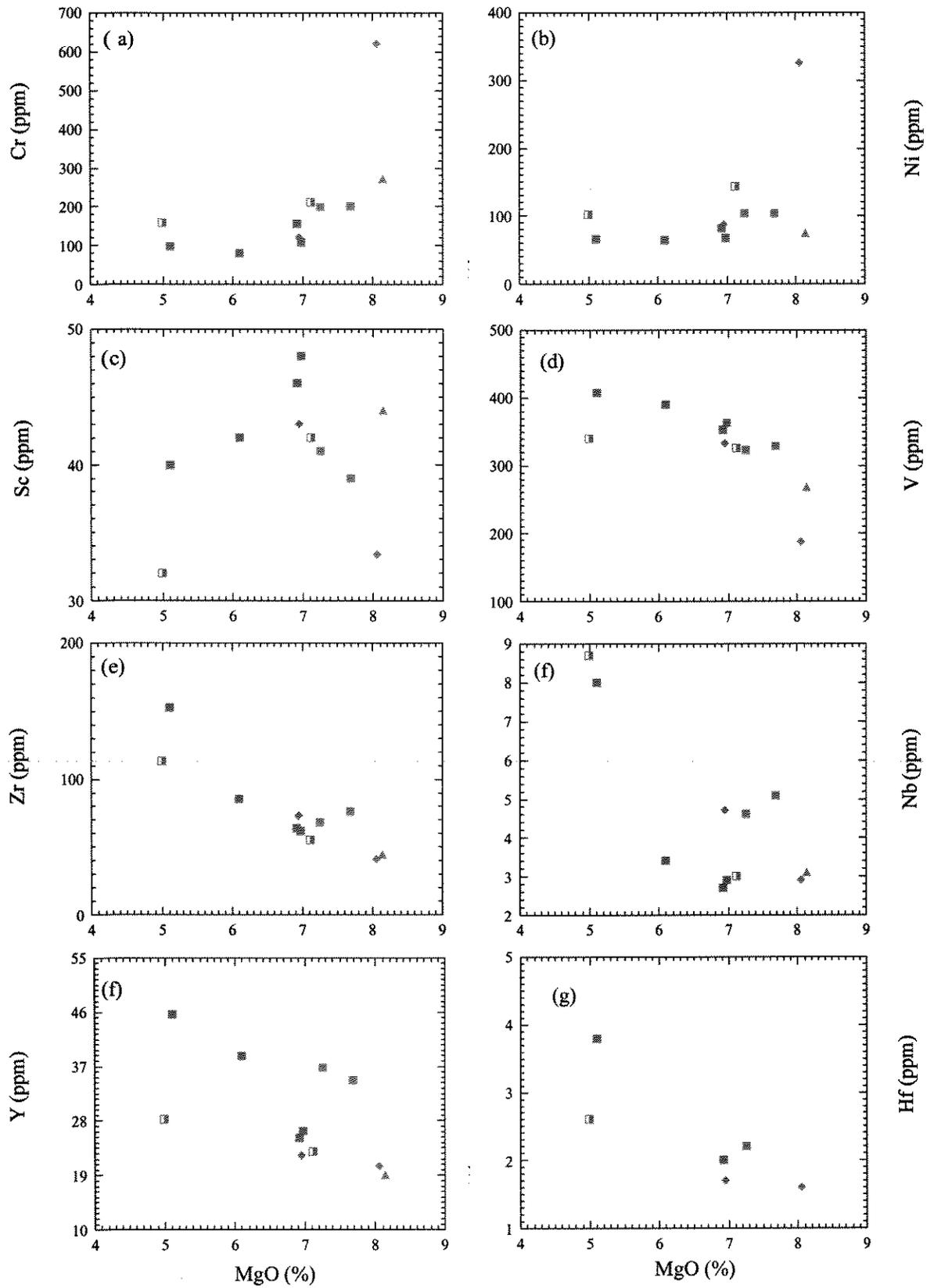


Figura 28. Diagramas de variação binários para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica. MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Zr, Nb, Y, Hf (ppm). *Legenda na Figura 27.*

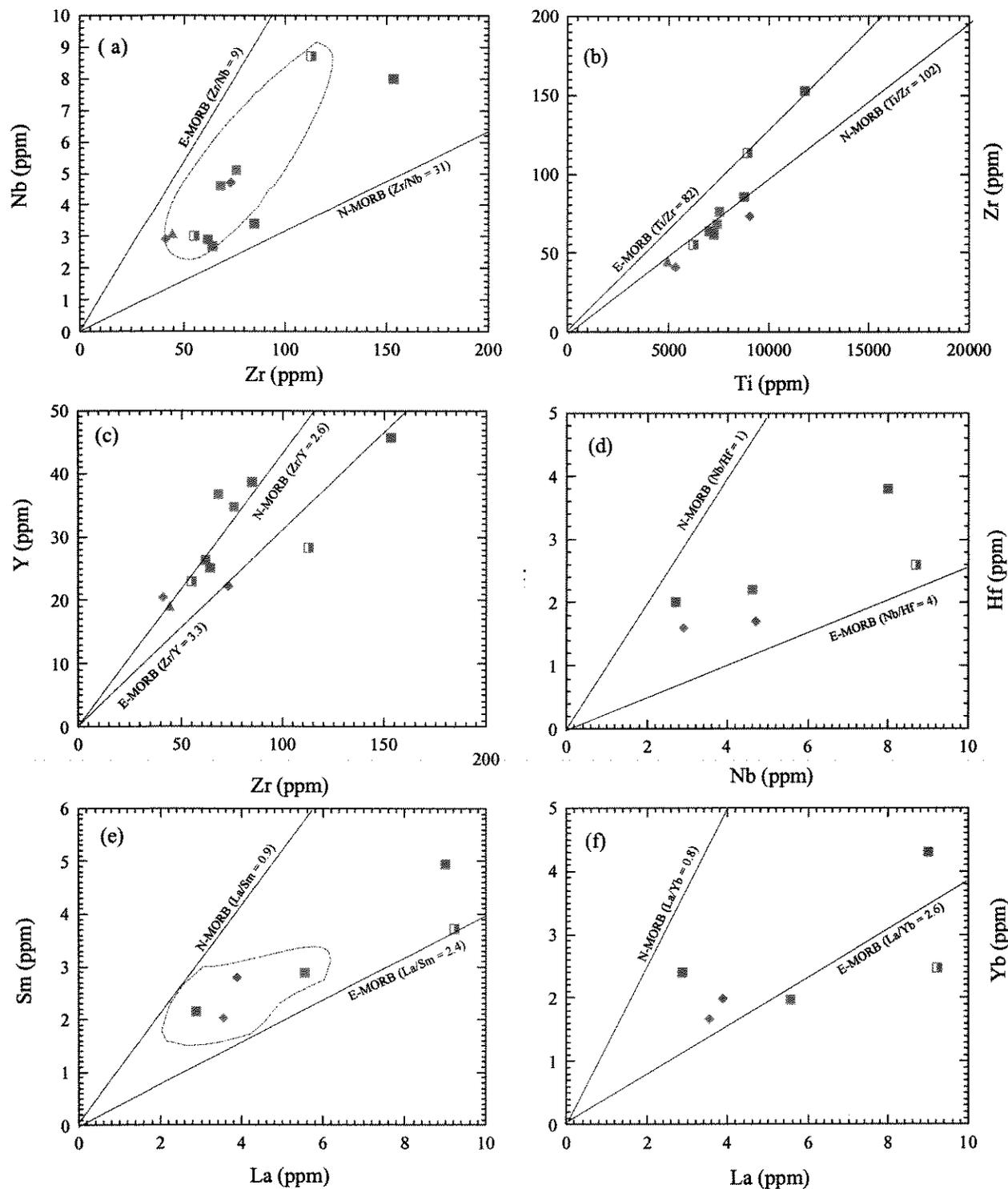


Figura 29. Diagramas de variação binários para amostras de vulcânicas de filiação toleítica. Zr x Nb, Ti x Zr, Zr x Y, Nb x Hf, La x Sm, La x Yb (ppm). Campo tracejado em (a) e (e) representa o campo dos basaltos do Plateau do Caribe (Kerr *et al.* 1996). Os valores para N- MORB e E-MORB foram extraídos de Sun & McDonough (1989). Legenda na Figura 27.

Os elementos incompatíveis (Zr, Nb, Hf, Y) vêm sendo amplamente utilizados na literatura para discriminar entre basaltos de diferentes ambientes tectônicos. A razão Zr/Nb em particular serve como discriminante tectônico uma vez que os basaltos N-MORB apresentam razão Zr/Nb > 30, os E-MORB apresentam razões menores (~10) e os toleitos de ilhas oceânicas apresentam razão Zr/Nb < 10 (cf. Wilson 1989). Os basaltos de *plateau* oceânicos apresentam razões Zr/Nb intermediárias entre N-MORB e E-MORB, similares aos T-MORB (transicionais), variando entre 10 e 18 (Floyd 1989, Kerr *et al.* 1996).

Os toleitos em estudo apresentam razão média Zr/Nb ~17, sendo comparáveis sob este aspecto aos basaltos de *plateaus* oceânicos (Figura 29a). A razão La/Sm (média 1,78) também é condizente com aquelas apresentadas pelos basaltos dos *plateaus* oceânicos (Figura 29e).

IV.4.3.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras

Para análise do comportamento dos ETR foram analisadas seis amostras, incluindo cinco amostras da Faixa Rio das Mortes e uma amostra de Fe-toleito da Faixa Nazareno. Os resultados destas análises estão apresentados na Tabela 5 e os padrões de ETR, normalizados para o condrito C1 de Boynton *et al.* 1984, estão ilustrados na Figura 30a.

As amostras analisadas apresentam distribuição predominantemente plana de ETR, com abundância total variando entre 9 e 20 x C1. Os padrões são aproximadamente paralelos e verifica-se uma tendência das amostras mais evoluídas apresentarem maiores concentrações de ETR (Figura 31a). Os ETR pesados apresentam padrões variando de planos a levemente empobrecidos (Sm/Yb_N entre 0,97 e 1,62), sendo que a amostra da Faixa Nazareno (CT-369d) apresenta razão mais elevada La/Yb (2,52), semelhante aos padrões obtidos para amostras de komatiitos do Grupo A (item IV.4.2.3).

Os padrões das amostras analisadas apresentam características intermediárias entre N-MORB e P-MORB e são extremamente semelhantes aos padrões de basaltos de *plateaus* oceânicos de Gorgona e Curaçau (Figura 31b, c), bem como de outros basaltos de *plateaus* do Pacífico (cf. Storey *et al.* 1991, Kerr *et al.* 1996, Arndt *et al.* 1997).

IV.4.4. Integração e interpretação dos resultados

Os resultados das análises químicas indicam que as rochas máficas e ultramáficas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar incluem komatiitos, Fe-toleitos e Mg-toleitos, pertencentes à Série Toleítica. As rochas vulcânicas intermediárias e ácidas, previamente descritas por Teixeira (1992) para esta sucessão vulcânica, não foram identificadas nesta pesquisa.

As rochas de filiação komatiítica possuem concentrações de MgO entre 26 e 32 %, enquanto os toleitos apresentam concentrações em um intervalo mais restrito, entre 5 e 9%. A ausência de basalto komatiítico pode ser indicativa de que os toleitos e komatiitos não tiveram sua evolução a partir da diferenciação e cristalização fracionada de um mesmo magma e tenham sua origem vinculada a fontes ou pulsos vulcânicos distintos. Em contraste, os Mg-toleitos e Fe-toleitos da Faixa Rio das Mortes parecem representar os termos extremos de um processo de diferenciação contínuo a partir de um magma toleítico. Neste caso, os Mg-toleitos mais ricos em MgO, Cr e Ni representariam os termos menos evoluídos, enquanto os Fe-toleitos, mais ricos em FeO, TiO₂ e nos demais elementos incompatíveis, representariam os termos mais diferenciados.

O estudo das variações composicionais das rochas de filiação komatiítica e toleítica, a partir de diagramas de variação binários, demonstrou que as características químicas apresentadas atualmente por essas rochas decorrem de uma combinação entre variações composicionais ígneas originais superpostas por processos metamórficos/metassomáticos secundários, que dificultam o reconhecimento dos *trends* ígneos originais. A memória do padrão geoquímico ígneo parece estar parcialmente preservada no que diz respeito a alguns constituintes químicos menos móveis, que no caso dos komatiitos são os elementos incompatíveis HFS Ti, Sc, Zr e ETR, além do Al₂O₃ e do Cr.

As rochas de filiação komatiítica são depletadas em alumínio e apresentam características químicas semelhantes às ocorrências clássicas de komatiitos do tipo ADK, com valores de Al₂O₃/TiO₂ < 20, razões entre Ti, Zr, Sc distintas das razões condriticas e depleção de ETR pesados. A combinação destes fatores sugere retenção de Al, Sc e ETR pesados em alguma fase fracionada na fonte, possivelmente granada, e implica em uma origem a partir de plumas mantélicas profundas, entre 450 e 650 km, conforme sugerido por Othani (1990) para formação de komatiitos do tipo ADK.

Tabela 5. Análises de Elementos Terras Raras para amostras de metavulcânicas de filiação toleítica.

Litotipo	Mg-toleito		Fe-toleito				MORB	
Localização	Faixa Rio das Mortes					F. Nazareno	Valores médios **	
Amostra	CT-22a	CT-277C	CT-23B	CT-318A	CT-193C	CT-369D	N-MORB	N-MORB
La	3.55	5.57	3.88	9.01	2.86	9.23	2.50	6.30
Ce	9.00	11.90	9.70	23.20	8.40	21.40	7.50	15.00
Nd	6.17	9.56	9.50	16.12	6.85	13.38	7.30	9.00
Sm	2.02	2.89	2.80	4.91	2.16	3.73	2.63	2.60
Eu	0.74	1.09	1.24	1.64	0.88	1.63	1.02	0.91
Tb	0.58	0.49	0.77	0.93	0.80	0.74	3.68	2.97
Yb	1.66	1.98	1.99	4.30	2.40	2.47	0.67	0.53
Lu	0.23	0.27	0.25	0.58	0.35	0.31	3.05	2.37
(La/Sm)_N*	1.11	1.21	0.87	1.15	0.83	1.56	0.60	1.52
(Sm/Yb)_N*	1.30	1.57	1.51	1.22	0.97	1.62	0.92	1.18
(La/Yb)_N*	1.44	1.90	1.31	1.41	0.80	2.52	0.55	1.79

* Valores normalizados para o condrito C1 de Boynton *et al.* 1984

** Médias dos basaltos tipo E-MORB e N-MORB extraídas de Sun & MacDonough 1982

Obs. Os valores de Gd_N utilizados nesta pesquisa foram calculados a partir dos valores normalizados de Sm e Tb, segundo a equação $Gd_N = (1Sm_N + 2Tb_N)/3$.

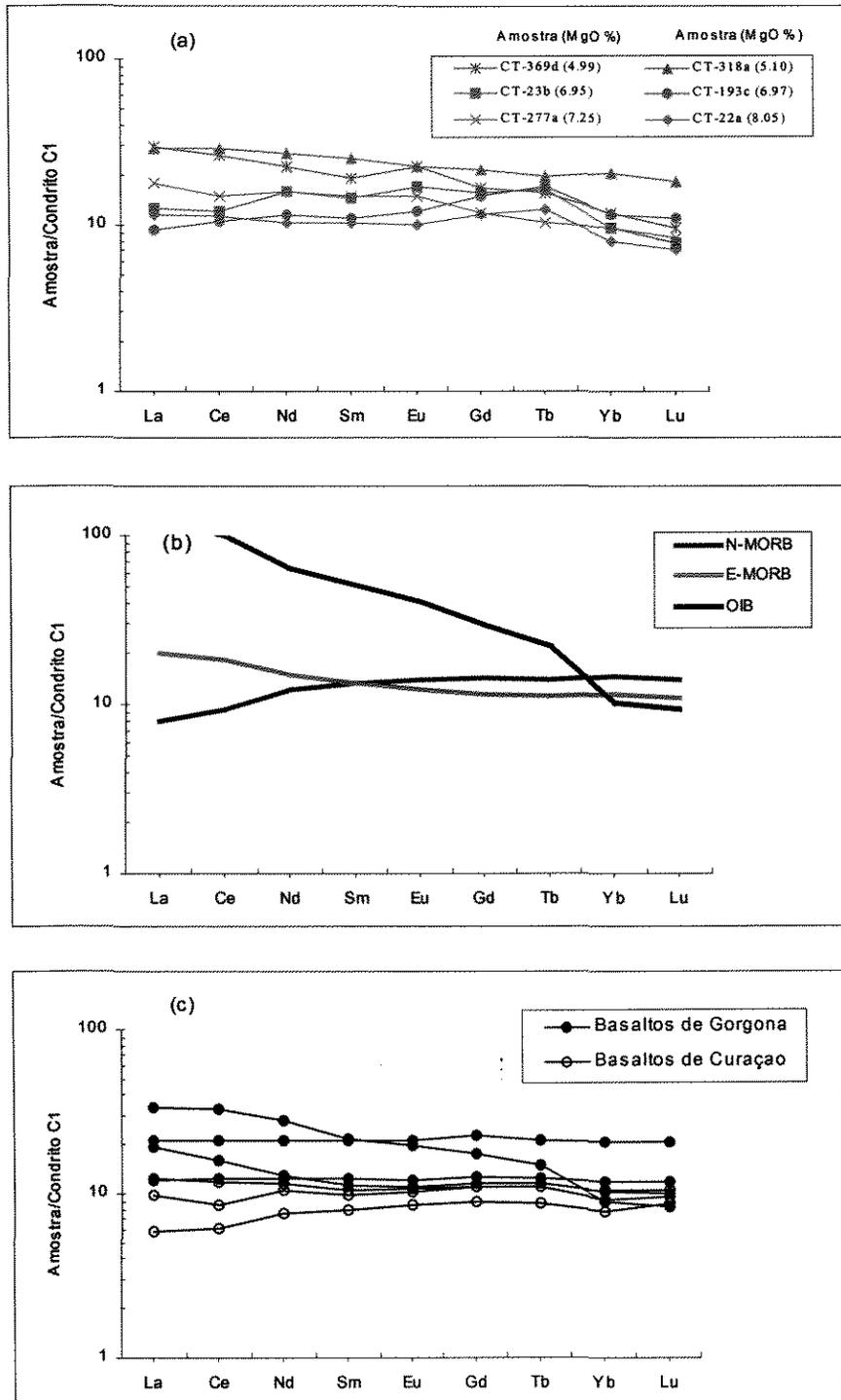


Figura 30. (a) Padrão de ETR para amostras de vulcânicas de filiação toleítica da área estudada; (b) Padrão médio de ETR para N-MORB, E-MORB e OIB (*fonte de dados: Sun & McDonough 1989*); e (c) Padrão de ETR para amostras do Plateau do Caribe (*fonte de dados: Arndt et al. 1997 e Kerr et al. 1996*).

As rochas de filiação toleítica apresentam características transicionais entre E-MORB e N-MORB, no que diz respeito ao comportamento dos elementos incompatíveis HFS e ETR, e são semelhantes, sob este aspecto, aos basaltos de *plateaus* oceânicos, formados por plumas mantélicas em ambiente intraplaca (oceânica) (cf. Saunders *et al.* 1995).

Associações vulcânicas mesozóicas compostas por komatiitos, picritos e toleitos são documentadas nas Ilhas de Gorgona e Curaçau e interpretadas como fragmentos do *plateau* oceânico do Caribe obductados e acrecionados à margem continental da Colômbia, durante o eoceno. Storey *et al.* (1991) sugerem, em analogia, que algumas seqüências komatiíticas-toleíticas arqueanas poderiam representar fragmentos de *plateaus* oceânicos arqueanos, relacionados a plumas mantélicas, acrecionados à crosta continental.

Investigações em inclusões de vidro vulcânico, preservadas em olivina dos komatiitos do *Greenstone Belt* Belingwe (2,7 Ga), demonstraram que as razões entre elementos incompatíveis dessas inclusões são similares àquelas encontradas em basaltos oceânicos intraplaca modernos, e distintas dos MORB e basaltos de margem convergentes (McDonough & Ireland 1993). Estes resultados reforçaram a interpretação de que os komatiitos arqueanos representem análogos antigos do magmatismo relacionado a plumas mantélicas, em um ambiente geodinâmico comparável aos *plateaus* oceânicos fanerozóicos.

Nos últimos anos, vários estudos vêm destacando as similaridades entre as associações komatiito-toleito arqueanas e aquelas relacionadas aos *plateaus* oceânicos modernos, com base na sistemática dos elementos traços (U, Th, Nb e ETR) e em geoquímica isotópica. Seqüências *greenstone belt* arqueanas clássicas, tais como aquelas observadas na Província Superior do Canadá, são interpretadas atualmente como fragmentos de *plateaus* oceânicos amalgamados contra o continente (Polat *et al.* 1998, Kerrich *et al.* 1999 a, b, Polat & Kerrich 1999).

Desta forma, sugere-se nesta pesquisa que as rochas máficas e ultramáficas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar tenham sua origem vinculada a plumas mantélicas profundas, em ambiente tectônico similar aos *plateaus* oceânicos modernos. Esta interpretação tem como base as seguintes observações: (1) associação de toleitos, komatiitos e rochas sedimentares pelágicas e químicas, semelhante às associações komatiito-toleito existentes no *plateau* do Caribe; (2) as razões entre os elementos incompatíveis nos toleitos estudados são condizentes com aquelas observadas em basaltos de *plateau* oceânico modernos; e (3) os toleitos estudados apresentam

padrões de ETR semelhantes aos padrões obtidos para basaltos de Gorgona e Curaçau (Figura 30).

Contudo, são ainda necessários estudos químicos e isotópicos detalhados, envolvendo análises mais apuradas de elementos traços (U, Th Zr, Hf, Nb), para checar a validade desta interpretação.

IV.4.4. Geoquímica isotópica – Sistema Sm-Nd

Estudos isotópicos Sm-Nd em associações de komatiitos e toleitos vêm sendo realizados em muitos *greenstone belts* precambrianos e podem fornecer três tipos de informações importantes, que não poderiam ser obtidas por meio do estudo convencional de elementos traços ou por outros sistemas isotópicos (Zindler 1982).

A primeira e mais óbvia informação esta relacionada com a capacidade de datar a idade de cristalização de rochas ultramáficas e máficas metamorfizadas, fornecendo estimativas confiáveis de idades para unidades individuais ou unidades geneticamente relacionadas (Janh *et al.* 1982, Hanskin *et al.* 2001). Teoricamente, os elementos terras raras leves (Sm e Nd) são resistentes a processos de alteração e pouco susceptíveis ao re-equilíbrio isotópico durante eventos de metamorfismo (Pimentel & Charnley 1991).

O segundo tipo de informação está relacionado com a possibilidade de estimar a composição isotópica inicial de uma determina unidade de rochas ígneas. É amplamente aceito, que a razão Sm/Nd não é modificada significativamente após a formação da crosta e que a diferenciação crosta-manto é o principal processo capaz de fracionar estes elementos terras raras (Pimentel & Charnley 1991). Assim, a composição isotópica do líquido produzido por fusão de um segmento do manto deve refletir a composição da fonte mantélica, desde que não existam evidências de contribuição de um componente crustal em sua gênese (Zindler 1982).

O terceiro tipo de informação está ligada à petrogênese dos komatiitos e toleitos associados. Por meio de comparações entre as razões Sm/Nd do manto depletado (supondo que a terra global apresente concentrações relativas de ETR próxima dos valores condríticos), com as composições isotópicas atuais medidas nos komatiitos e toleitos é possível chegar a várias conclusões a respeito da natureza dos processos envolvidos na evolução destas rochas. Neste sentido, é possível estimar a Idade Modelo (idade de extração do manto) e reconhecer a natureza da fonte dos magmas progenitores (fontes mantélicas depletadas, enriquecidas ou ainda fonte crustal).

Apesar das vantagens em se trabalhar com o sistema isotópico Sm-Nd para datação de rochas máficas e ultramáficas, o método apresenta algumas limitações que muitas vezes

acarretam interpretações errôneas acerca da idade de cristalização das rochas e, também, da composição de sua fonte mantélica.

Teoricamente, a estimativa das idades com base em isócronas é aplicável somente quando todas as amostras analisadas são extraídas da mesma unidade de rochas, ou seja, rochas cogenéticas. No entanto, é muito difícil se obter de uma única unidade de rochas o espalhamento da razão Sm/Nd necessário para uma estimativa de idade acurada. Isto se deve à pequena variação na razão Sm/Nd nas suítes cogenéticas, em função comportamento geoquímico coerente destes elementos. Assim, para se obter o espalhamento necessário das razões Sm/Nd, muitos pesquisadores analisam amostras de unidades espacialmente relacionadas, assumindo que estas unidades tenham se cristalizado simultaneamente a partir de magmas com razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ idênticas. Como esta suposição nem sempre é verdadeira, a utilização de amostras extraídas de fontes mantélicas distintas em uma mesma isócrona resulta em idades falsas e, muitas vezes, sem significado geológico (Zindler 1982, Rollinson 1993).

Outra limitação do sistema Sm-Nd está relacionada com a perda da memória isotópica (Nd) e química (ETR) durante alteração e metamorfismo. Na última década, vários pesquisadores têm demonstrado que a premissa básica de que os Elementos Terras Raras sejam imóveis em processos secundários nem sempre é válida. Em muitos casos, o metamorfismo e/ou alteração induzem a abertura do sistema isotópico, promovendo a modificação dos padrões primários de ETR e da sistemática isotópica de Sm-Nd (Tourpin *et al.* 1991, Gruau *et al.* 1992, Lahaye & Arndt 1996).

Na tentativa de estimar a idade das rochas metavulcânicas em estudo foram realizadas 10 análises isotópicas Sm-Nd em rocha total, incluindo 4 amostras da Faixa Nazareno e 6 amostras da Faixa Rio das Mortes (Tabela 6). Nas amostras da Faixa Nazareno, as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam entre 0,1684 - 0,1843, sendo que o menor valor foi apresentado pela amostra de anfíbolito e o maior valor pela amostra de metakomatiito com textura *spinifex* preservada. Na Faixa Rio das Mortes, as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ apresentam um maior espalhamento variando entre 0,1342-0,2111.

Quando reportadas em conjunto nos diagramas convencionais $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ x $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, as análises de metavulcânicas das Faixas Nazareno e Rio das Mortes definem uma isócrona (ou errócrona MSDW = 11,1), com idade $T = 2264 \pm 270$ Ma (2σ), razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,50978 e $\varepsilon(t)$ de + 1,6. (Figura 31a).

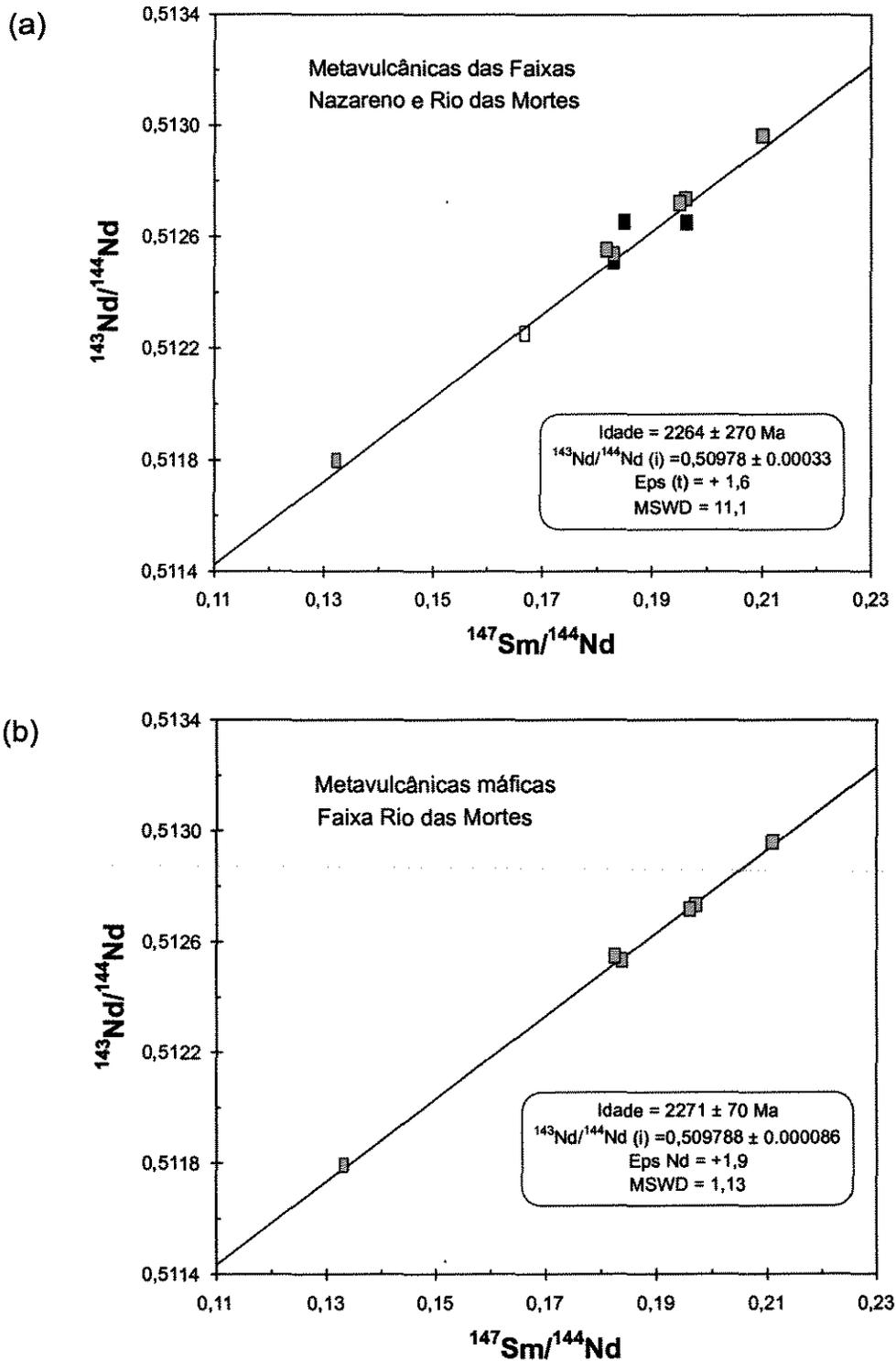


Figura 31. Diagramas de isócronas Sm-Nd para: (a) amostras de metavulcânicas ultramáficas e máficas das Faixas Nazareno e Rio das Mortes; (b) amostras de metabasaltos e anfibólitos da Faixa Rio das Mortes. Legenda: ■ metakomatiito e clorita -Ca-anfibiólio xisto da Faixa Nazareno, □ anfibólito da Faixa Nazareno, ▣ metabasalto e anfibólito da Faixa Rio das Mortes.

Tabela .6. Dados isotópicos Sm-Nd (rocha total) para amostras de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas provenientes das Faixas Nazareno e Rio das Mortes.

<i>Amostra</i>	<i>Litotipo</i>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 1\sigma$)	ϵ (o)	T_{DM} (Ma)
Faixa Nazareno							
CTN 138D	metakomatiito	1.449	4.436	0.1975	0.512646 ± 21	+0.16	-
CTN 138 H	clorita-Ca-anfibolio xisto	1.064	3.449	0.1864	0.512648 ± 14	+0.20	-
<i>CT</i> <i>N 11 K</i>	clorita-Ca-anfibolio xisto	1.144	3.750	0.1843	0.512505 ± 12	-2.60	-
CTN 369D	anfibolito	3.729	13.380	0.1684	0.512249 ± 19	-7.60	2690
Faixa Rio das Mortes							
CTN 22A	Metabasalto (Mg-toleito)	2.015	6.170	0.1974	0.512731 ± 17	+1.81	-
CTN 277C	Anfibolito (Mg-toleito)	2.893	9.556	0.1830	0.512548 ± 21	-1.75	-
CTN 316	anfibolito	3.240	9.279	0.2111	0.512957 ± 26	+6.22	-
CTN 60	anfibolito	2.237	6.888	0.1963	0.512716 ± 28	+1.51	-
CTN 318A	anfibolito	4.914	16.116	0.1843	0.512532 ± 16	-2.07	-
CTN 223A	anfibolito	2.250	10.134	0.1342	0.511796 ± 13	-16.42	2381

No entanto, se utilizadas somente as amostras da Faixa Rio das Mortes, claramente cogenéticas, obtêm-se uma isócrona mais bem definida, com $MSWD = 1,13$, idade $T = 2271 \pm 70$ Ma (2σ), razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,509788 e $\epsilon(t)$ de + 1,9 (Figura 31b).

Segundo Rollinson (1993), isócronas com $MSDW < 2,5$ indicam erro analítico, enquanto aquelas com $MSDW > 2,5$ indicam erro geológico e podem ser consideradas como erróneas. Desta forma, é possível que as amostras das Faixas Nazareno e Rio das Mortes não sejam cogenéticas e por isso quando plotadas em mesmo diagrama fornecem uma isócrona com erro elevado. Uma outra alternativa é que a memória isotópica (Nd) e química (ETRL) primária das rochas komatiíticas da Faixa Nazareno tenha sido totalmente obliterada por processos secundários. Contribui com esta interpretação o fato de que a isócrona obtida para as análises da

Faixa Nazareno fornece uma idade isocronica de 2197 ± 2800 Ma (não demonstrado), com erro muito elevado e, portanto, sem significado geológico.

Tendo em vista o quadro tectônico regional e os dados isotópicos disponíveis na literatura, a idade de 2271 ± 70 Ma (2σ), obtida para as amostras da Faixa Rio das Mortes (Figura 31b), é interpretada como a idade do metamorfismo (M_2) de fácies anfibolito que afetou as rochas metavulcânicas e os corpos máfico-ultramáficos diferenciados. O Trondhjemito Cassiterita, com idade de cristalização de 2.162 ± 10 Ma (Ávila 2000), é intrusivo nas rochas vulcânicas e nos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e não foi afetado pelo metamorfismo de fácies anfibolito impresso nestas rochas. Além disso, na região de São João Del Rei, a sucessão vulcano-sedimentar correlacionável à Faixa Nazareno (Sucessão *Greenstone Belt* II) é cortada pelo Granodiorito Brumado de Baixo, cuja idade de cristalização é de 2.218 ± 10 Ma (Ávila 2000). Este corpo também não foi afetado pelo metamorfismo de fácies anfibolito impresso nas rochas vulcânicas (Ávila 2000).

A possibilidade de que esta idade represente a idade de cristalização destas rochas vulcânicas não pode ser de todo descartada. No entanto, ficaria difícil imaginar que essas rochas vulcânicas tenham sido depositadas, metamorfizadas e deformadas (por duas fases D_{n-1} e D_n) em 70 Ma, correspondente ao intervalo compreendido entre a idade Sm/Nd em questão (2.271 Ma) e a idade mínima de cristalização do Granodiorito Brumado de Baixo (2.218 ± 10 Ma). Além disso, na região de Bom Sucesso, as rochas metassedimentares correlacionáveis à base do Supergrupo Minas estão acentadas discordantemente sobre as rochas vulcânicas pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena (Barbosa 1998), sugerindo uma idade mais antiga que 2,6 Ga (idade máxima do Supergrupo Minas) para esta sucessão vulcânica.

Assim, a idade de 2271 ± 70 Ma obtida nesta pesquisa não parece refletir a idade de cristalização das rochas metavulcânicas e, possivelmente, é uma isócrona secundária gerada pelo re-equilíbrio e fracionamento de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ durante metamorfismo.

Gruau *et al.* 1992 também obtiveram isócronas Sm/Nd secundárias de 1848 ± 44 Ma, representativas da idade do metamorfismo, em derrames komatiíticos depositados entre 2800 e 2750 Ma. Estes autores demonstraram que a redistribuição de ETR durante o metamorfismo pode ocasionar profundas modificações no cálculo do ϵ_{Nd} inicial, gerando valores aparentes distintos das composições isotópicas originais.

Os autores *op. cit.* sugeriram que a intensidade e a natureza das modificações ocasionadas pelo metamorfismo vai depender de uma série de fatores, destacando-se entre eles: espaço de tempo entre a deposição das rochas vulcânicas e a subsequente redistribuição de ETR e a presença de fluidos metamórficos ricos em CO₂, capazes de remobilizar fortemente os ETR. Outros fatores que podem controlar a mobilidade dos ETR durante o metamorfismo são a textura e mineralogia original e a associação mineralógica resultante do metamorfismo (Lahaye *et al.* 1996).

No caso das rochas analisadas, fica difícil precisar as causas do fracionamento isotópico durante o metamorfismo. Abordagens desta natureza requerem estudos mais aprofundados que estão muito além do escopo desta pesquisa. No entanto, é improvável que a redistribuição de ETR esteja relacionado á presença de fluidos ricos em CO₂, uma vez que não foram observadas evidências petrográficas de carbonatação expressiva relacionada ao metamorfismo. Possivelmente, as características texturais e mineralógicas originais das rochas metavulcânicas tenham favorecido o re-equilíbrio isotópico durante metamorfismo, promovendo a perda da memória isotópica original destas rochas.

V. CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DIFERENCIADOS

Os corpos máfico-ultramáficos diferenciados estão associados espacialmente às faixas vulcano-sedimentares que compõem o *Greenstone Belt* Barbacena e são compostos principalmente por metaperidotito, metapiroxenito e metagabro, distribuídos em proporções variadas em cada um dos corpos estudados.

Os dados isotópicos disponíveis até o momento indicam que a idade mínima destes corpos é 2.160 ± 04 Ma, equivalente à idade de cristalização do biotita granodiorito/tonalito foliado, intrusivo no Corpo Manuel Inácio e em suas encaixantes.

Neste capítulo serão apresentadas as principais feições de campo e petrográficas das rochas que compõem esses corpos, incluindo suas estruturas e texturas primárias e ainda as assembléias minerais diagnósticas dos eventos tectono-metamórficos regionais. Ao final, serão apresentadas as características químicas dos mesmos.

V.1. Corpo Forro

V.1.1. Aspectos de campo

O Corpo Forro está situado na porção sudeste da área, na região da Fazenda Pinheiro, sendo composto por metaperidotito e metapiroxenito, além de seus equivalentes mais deformados (xistos ultramáficos e serpentinitos). Ele está encaixado em anfibolitos e metakomatiitos da Faixa Nazareno e é cortado por apófises de biotita granito foliado (Anexo I).

Suas melhores exposições estão situadas nos Pontos 190, 62, 74, 73 e 377 (Figura 32). Estes afloramentos estão dispostos na direção E-W e apresentam estruturas ígneas originais preservadas. As rochas presentes nessas exposições apresentam granulação média a grossa, coloração cinza a esverdeada e afloram como blocos “*in situ*” posicionados nas encostas e topos de pequenas elevações. A feição mais marcante destes afloramentos é a presença de acamamento

ígneo, caracterizado por camadas planares e contínuas com espessura de até 1m (Fotografia 39). A direção do acamamento varia entre N20°W e N30°E, com mergulho íngreme para leste, discordante da foliação regional. Localmente, ele está superposto pela foliação tectônica principal Sn e é cortado por zonas de cisalhamento (Dn) (Fotografia 40).

O acamamento ígneo observado nas exposições supramencionadas pode ser de dois tipos: i) **acamamento mineral** caracterizado por mudanças graduais ou abruptas na proporção de um ou mais minerais *cumulus* da camada, ou seja, variações na composição da camada e, ii) **acamamento dimensional** caracterizado por variações verticais graduais ou abruptas na granulação dos minerais *cumulus* de cada camada.

As camadas são maciças ou laminadas. A laminação pode ser modal, granulométrica ou textural, sendo que esta última foi observada em escala microscópica. Algumas camadas apresentam ainda **laminação planar** marcada pelo alinhamento planar de um ou mais minerais tabulares paralelos ao acamamento.

Localmente, foi observado acamamento ígneo cruzado (Fotografia 41) e também feições ovaladas concêntricas (Fotografia 42), que estão sendo interpretadas como feições originais, possivelmente relacionadas a diferenças na trajetória e densidade de correntes magmáticas (cf. Irvine 1980, 1982).

Na Figura 32 está representado um perfil esquemático ao longo das principais exposições deste corpo. Esta seção foi elaborada a partir da realização de perfis detalhados, na direção N10°E, aproximadamente perpendicular ao acamamento ígneo. Dado o caráter descontínuo das exposições, foi difícil fazer um levantamento sistemático das estruturas ígneas, tais como estratos e laminação. No entanto, as mudanças mineralógicas e granulométricas, marcadas por variações no tipo e granulação dos minerais *cumulus*, puderam ser reconhecidas. Cabe ressaltar que nos pontos 190 e 62, onde as exposições são contínuas, foram realizados perfis com trena e bússola.

Os perfis detalhados demonstraram a existência de pelo menos 6 ciclos macrorítmicos, sendo que dois deles foram observados em sua totalidade. Cada ciclo é composto, da base para o topo, por metaperidotito, olivina-metapiroxenito e metapiroxenito (Figura 32). Se considerarmos os metaperidotitos como base destas unidades pode-se dizer que o acamamento mostra uma polaridade com topo para oeste.

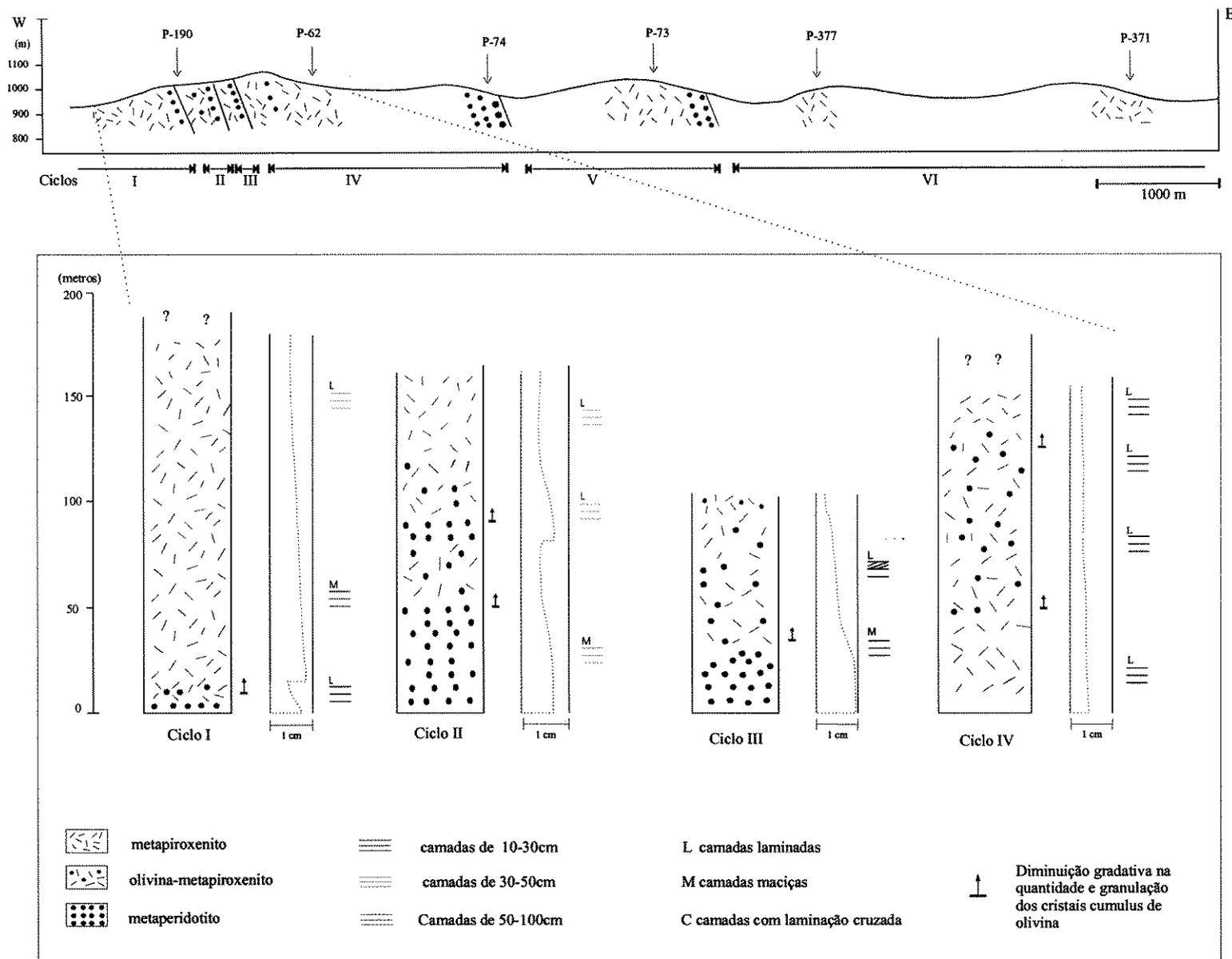


Figura 32. Perfil esquemático, E-W, ao longo das principais exposições do Corpo Forro (*Localização do perfil no Anexo I e localização dos afloramentos no Anexo II*).



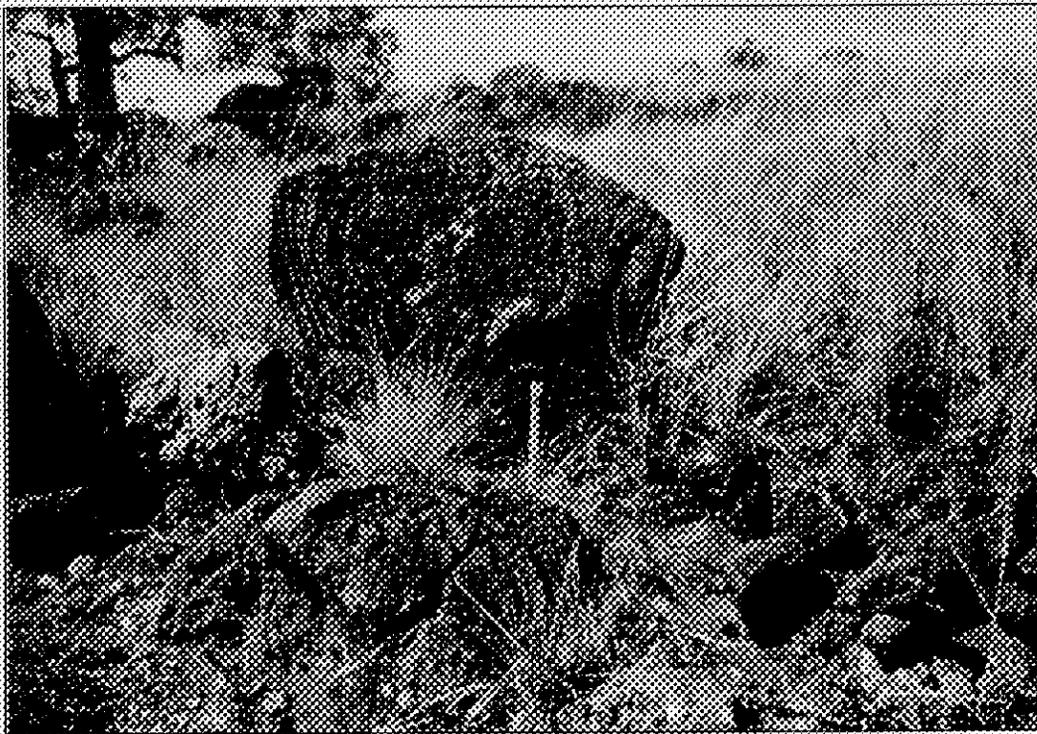
Fotografia 39. Acamento igneo preservado em metapiroxenito do Corpo Forro (Ponto 190).



Fotografia 40. Acamento igneo (So) superposto pela foliação Sn, em metapiroxenito do Corpo Forro (Ponto 73).



Fotografia 41. Relictos de acamamento cruzado preservado em metapiroxenito do Corpo Forro (Ponto 190).



Fotografia 42. Acamamento concêntrico em metapiroxenito do Corpo Forro, marcado pela erosão diferencial de lâminas com mineralogia e/ou granulação distinta (Ponto 73).

A porção basal desses ciclos, composta por metaperidotito, apresenta espessura variando entre 15 e 50m e seu contato com as camadas de olivina-metapiroxenito é gradacional, marcado pela diminuição gradual na quantidade e granulação dos cristais *cumulus* de olivina (granulação pode variar de 2mm a 1cm). Os estratos variam de 10 a 50cm, podendo apresentar-se maciços ou com laminação modal e/ou granulométrica (Figura 32).

A porção intermediária, composta olivina-metapiroxenito, possui espessura entre 5 e 70m, estando ausente em alguns ciclos. Os estratos geralmente apresentam laminação planar, caracterizada pelo alinhamento de pseudomorfos de piroxênios, e localmente foi observado acamamento cruzado (Fotografia 41).

A parte superior destes ciclos, caracterizada por camadas de metapiroxenito, pode atingir até 340m de espessura (Ciclo I) e apresenta acamamento dimensional gradacional normal ou inverso. As camadas podem ser maciças ou laminadas e possuem espessura variando entre 50 cm e 1m.

V.1.2. Petrografia

A análise petrográfica das rochas que compõem o Corpo Forro demonstrou a existência dos seguintes tipos litológicos: metaperidotito¹, metapiroxenito, clorita-talco xisto e serpentinito. Litotipos intermediários entre esses, caracterizados pela variação na percentagem modal dos minerais metamórficos, tais como anfibólio-talco xistos ou anfibólio-clorita-xistos, também foram observados.

Metaperidotito

Esta rocha apresenta granulação média a grossa (4 a 11mm) e é composta principalmente por olivina, tremolita/Mg-hornblenda, Mg-cummingtonita, clorita magnésiana, serpentina e, subordinadamente, antofilita, talco e minerais opacos. Os minerais opacos mais comuns são magnetita e ilmenita. Pirita, calcopirita e pentlandita ocorrem em menor proporção.

¹ Nesta pesquisa, os termos peridotito, olivina piroxenito e piroxenito são utilizados no sentido genérico para designar rochas ultramáficas plutônicas, com percentagens de olivina modal variando entre 90-40 %, 40-10% e 10-0%, respectivamente. Classificações mais acuradas, envolvendo a percentagem modal de ortopiroxênio e clinopiroxênio (e.x. clinopiroxenito, ortopiroxenito ou websterito), não são apresentadas uma vez que estes minerais estão totalmente substituídos por minerais metamórficos. Portanto, qualquer tentativa de classificação neste sentido seria mera especulação.

Apesar do metamorfismo, que promoveu a substituição de parte dos minerais ígneos (piroxênio) pela assembléia metamórfica (Mg-clorita, anfibólio), a trama original está totalmente preservada.

A textura é normalmente poiquilítica mesocumulática definida por cristais *cumulus* de olivina e ortopiroxênio (→ clorita), inclusos em *oikocristais* de clinopiroxênio, totalmente substituídos por anfibólio (Fotografias 43 e 44). Baseado na classificação de Irvine (1982), estas rochas podem ser classificadas como olivina-ortopiroxênio mesocumulato, com proporções de minerais pós-*cumulus* variando entre 7-25%.

A olivina ocorre como cristais hipidiomórficos, com granulação variando entre 0,4 e 5mm, inclusos em oikocristais pseudomórficos de piroxênio (→ anfibólio) ou ainda como grandes cristais isolados de até 9mm. Ela se encontra total ou parcialmente substituída por serpentina e, mais raramente, por clorita (Fotografia 44).

Os pseudomorfs de ortopiroxênio (*cumulus*) são subedrais e estão totalmente substituídos por Mg-clorita (Fotografia 43) e, ocasionalmente, por cummingtonita. Alguns destes pseudomorfs estão substituídos por fibras alternadas de clorita e tremolita, que possivelmente representam lamelas de exsolução de clinopiroxênio em cristais de ortopiroxênio primários (Fotografia 45).

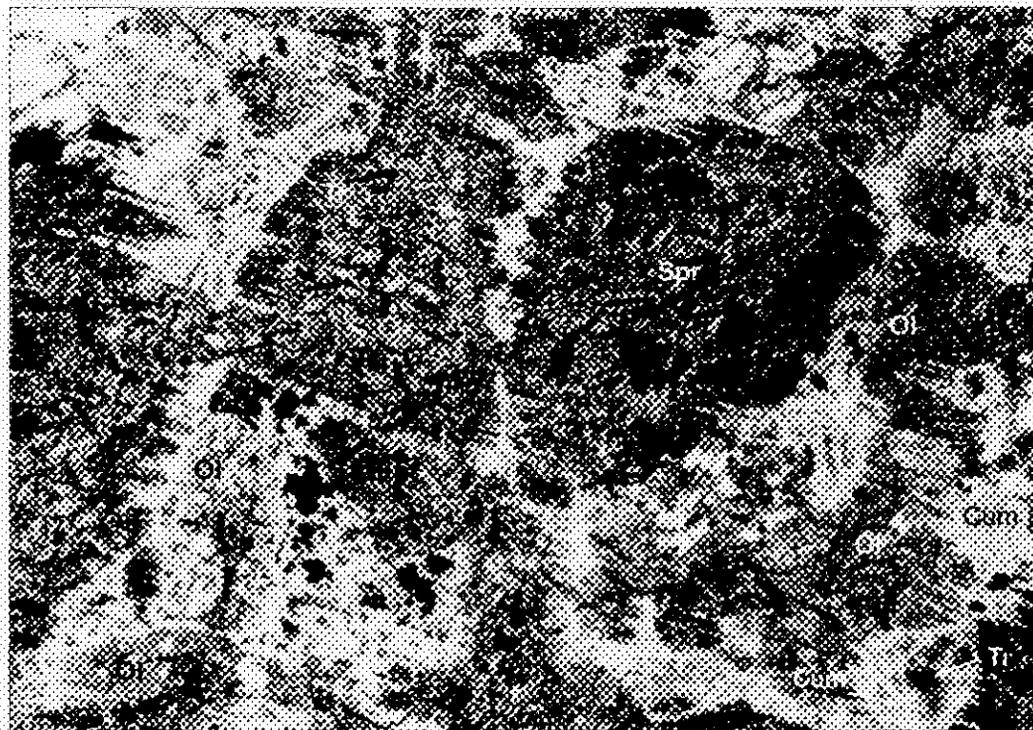
O material *pos-cumulus* é caracterizado por megacristais poiquilíticos de piroxênio (8 a 11 mm), totalmente substituídos por anfibólios. As porções centrais desses megacristais são compostas por tremolita/Mg-hornblenda (Figura 33 a, b) e invariavelmente apresentam inclusões de grãos finos de minerais opacos (Fotografia 45). As bordas destes pseudomorfs são límpidas, sem inclusões de minerais opacos, sendo constituídas por Mg-cummingtonita (Figura 33a). Neoblastos tardios de tremolita e antofilita, sobrecrescem os megacristais pseudomórficos, truncando a trama ígnea original.

A clorita é incolor e apresenta composição magnésiana (Figura 34). Ela ocorre normalmente substituindo cristais *cumulus* de ortopiroxênio e olivina (*clorita*₁) e, subordinadamente, como palhetas sobrecrescendo a tremolita e a cummingtonita (*clorita*₂).

Dois gerações de serpentina foram identificadas. A primeira (*serpentina*₁) é, possivelmente, antigorita, que ocorre substituindo parcialmente a olivina. A segunda (*serpentina*₂) está relacionada à serpentinização tardia, que promoveu a substituição de olivina, anfibólios e cloritas por serpentina, ao longo e adjacente a vênulas tardias.



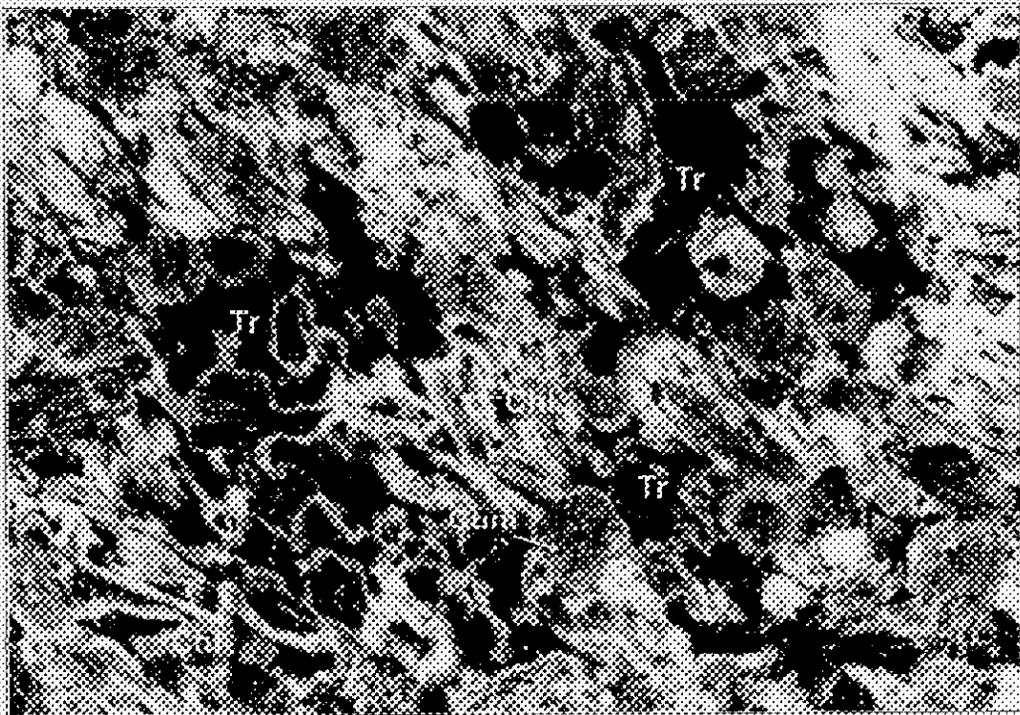
Fotografia 43. Textura poiquilítica mesocumulática caracterizada por cristais *cumulus* de olivina (Ol) e ortopiroxênio (→ clorita), inclusos em *oikocrystal* de piroxênio, totalmente substituído por tremolita (Tr) (Amostra CT-74a). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.



Fotografia 44. Textura mesocumulática pseudomorífica em metaperidotito. Cristais *cumulus* de olivina (Ol), parcialmente substituídos por serpentina (Spr), estão inclusos em megacristal de clinopiroxênio (intercumulus), totalmente substituído por tremolita (Tr) e cummingtonita (Cum) (Amostra CT-74a). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.



Fotografia 45. *Cumulus* de ortopiroxênio totalmente substituído por clorita (Chl) e tremolita fibrosa (Tr). O *oikocristal* hospedeiro possui núcleo de composição tremolítica (rico em inclusões de opacos) e bordos lípidos, de composição cumingtonítica (Cum) (Amostra CT-190b). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 46. Textura poiquilítica mesocumulática em metapiroxenito. Megacristal poiquilítico de clinopiroxênio, totalmente substituído por tremolita (Tr), apresentando inclusões de *cumulus* de ortopiroxênio (→ Chl e Cum) e clinopiroxênio (→ Tr) (Amostra CTN-190i). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.

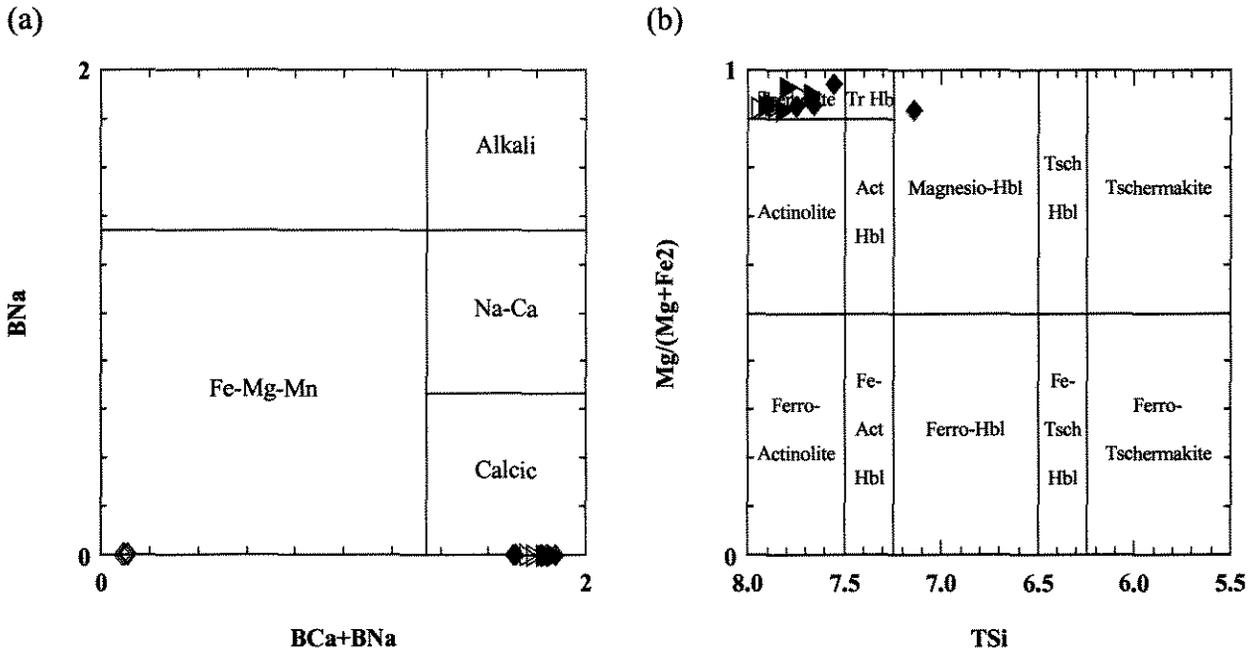


Figura 33. (a) Classificação de anfibólios em metaperidotito do Corpo Forro (b) Classificação do anfibólio cálcico. Legenda: pseudomorfos poiquilíticos de piroxênio núcleo (◆) e borda (◇); neoblastos núcleo (▶) e borda (▷) (Amostra CTN-74a).

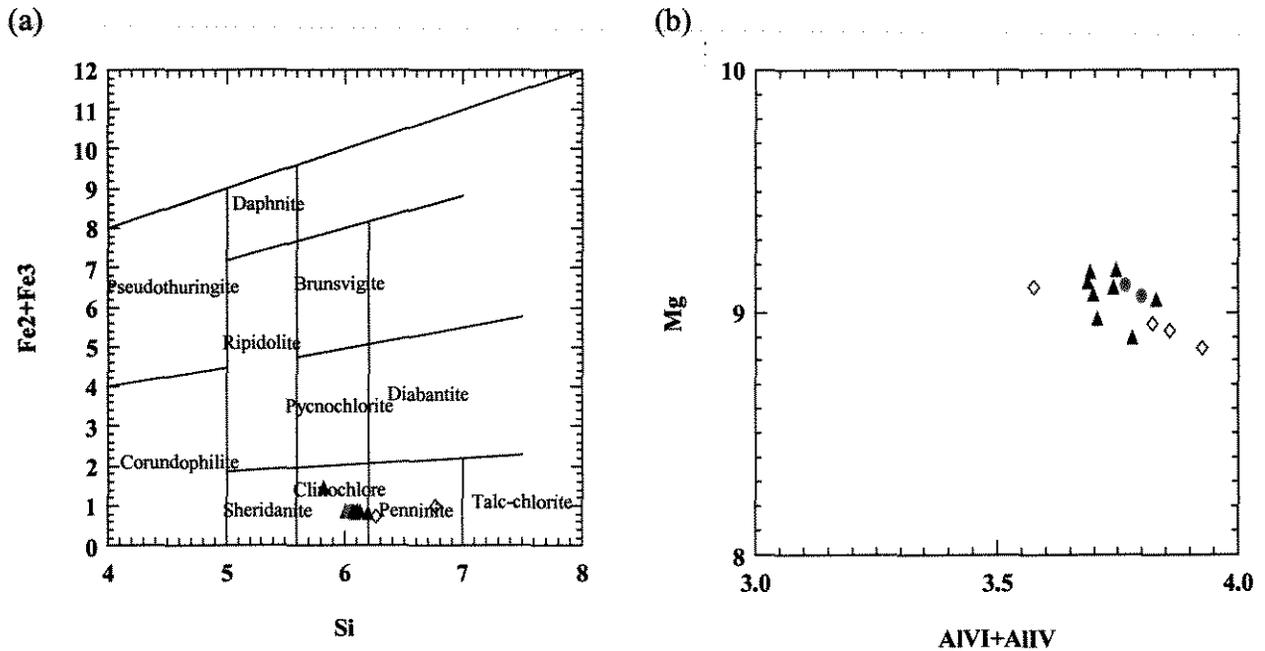


Figura 34. Classificação de clorita em metaperidotito do Corpo Forro. Legenda: clorita₁ substituindo cadacristais de ortopiroxênio (●); clorita₂ substituindo tremolita (▲); clorita₂ substituindo cummingtonita (◇) (Amostra 74a).

A magnetita aparece como grãos anedrais muito finos inclusos em tremolita e encontra-se orientada segundo os planos de clivagem deste mineral (Fotografia 45). Localmente, ela se apresenta como grãos subédricos isolados, com granulação variando entre 1 e 2 mm, que possivelmente representam cristais cumuláticos originais. Análises químicas semi-quantitativas dos grãos de magnetita demonstraram que eles podem conter quantidades apreciáveis de Cr_2O_3 . ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,35\text{--}8,64\%$).

A ilmenita ocorre como grãos anedrais, sobrecrecendo os planos de clivagem da tremolita ou ainda intercrecida com magnetita.

Metapiroxenito

Esta rocha apresenta granulação variando de média a grossa (até 8mm) e é composta principalmente por tremolita/Mg-hornblenda, cummingtonita, clorita magnésiana, minerais opacos e, subordinadamente, serpentina e antofilita. Olivina pode estar presente em olivina metapiroxenito, chegando a compor até 20% desta rocha. Os minerais acessórios são magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita e apatita.

Texturalmente, os metapiroxenitos são muito parecidos com os metaperidotitos, diferindo desses últimos pela percentagem e natureza dos minerais *cumulus*. A textura é poiquilítica mesocumulática a adcumulática. Os minerais *cumulus* são ortopiroxênio e clinopiroxênio pseudomórficos e olivina. Os minerais pós-*cumulus* são megacristas poiquilíticos de clinopiroxênio, totalmente, substituídos por anfibólio (Fotografia 46).

Os pseudomorfos de ortopiroxênio (*cumulus*) ocorrem como cristais idiomórficos a hipidiomórficos, com granulação variando de 1,4 a 3,0mm, totalmente substituídos por clorita magnésiana ou Mg-cummingtonita (Figura 35a). Esses pseudomorfos ainda preservam o hábito dos piroxênios originais, com seções basais e geminações típicas desses minerais.

Os pseudomorfos de clinopiroxênio aparecem como cristais subedrais, com granulação variando de 2 a 6 mm (Fotografia 47), substituídos por tremolita na sua porção central (Figura 35a, c), e por Mg – cummingtonita nas bordas (Figura 35a, d).

Os pseudomorfos poiquilíticos possuem granulação variando de 4 a 8mm. As porções centrais destes pseudomorfos apresentam inclusões de grãos finos de opacos e a composição do anfibólio é predominantemente tremolítica (Figura 35). As bordas destes pseudomorfos são

normalmente límpidas e o anfibólio é Mg-cummingtonita (Figura 35). Exsolução de Mg-cummingtonita em tremolita são comuns nas porções centrais desses pseudomorfos.

A existência de núcleos tremolíticos e bordos de composição cummingtonítica nos pseudomorfos de clinopiroxênio podem representar uma variação química herdada dos piroxênios, com núcleos originalmente mais cálcicos e bordos mais magnesianos, ou ser um indício da imiscibilidade destas duas fases, em condições de resfriamento lento (vide item V.5).

Antofilita e mais raramente cummingtonita₂ ocorrem como neoblastos subedrais tardios, truncando a trama ígnea original. A serpentina aparece nos olivina-metapiroxenitos, substituindo parcialmente *cumulus* de olivina ou em vênulas tardias que truncam a trama original da rocha.

Magnetita e ilmenita ocorrem como grãos muito finos dispostos ao longo dos planos de clivagem dos anfibólios. Os teores de Cr₂O₃ da magnetita variam entre 7,35 e 12,5 % (Anexo V).

Serpentinitos

Os serpentinitos ocorrem nas proximidades de zonas de cisalhamento D_{n+1} e estão sendo interpretados como produto da serpentinização tardia dos metaperidotitos. São compostos principalmente por serpentina e minerais opacos, podendo apresentar quantidades variáveis de olivina, anfibólio, clorita e talco.

Em muitas lâminas é possível observar relictos da textura ígnea original, com formas ovaladas de granulação grossa, representando o contorno de cristais *cumulus* de olivina. O anfibólio e a clorita ocorrem como cristais anedrais muito finos, imersos em uma massa de serpentina, ou compondo relictos da trama poiquilítica.

clorita –talco xistos

Estes xistos são normalmente observados nas bordas deste corpo, associados com zonas de cisalhamento que cortam os metapiroxenitos. Eles são compostos principalmente por talco e clorita e podem conter quantidades subordinadas de tremolita e carbonatos. A granulação é normalmente média (entre 2 e 4mm) e a foliação tectônica (xistosidade) é marcada pela orientação preferencial de porfiroblastos de talco e clorita.

A tremolita se apresenta como grãos anedrais, parcialmente substituídos por talco. O talco ocorre como palhetas de aspecto fibroso, sobrecrecendo a clorita e a tremolita.

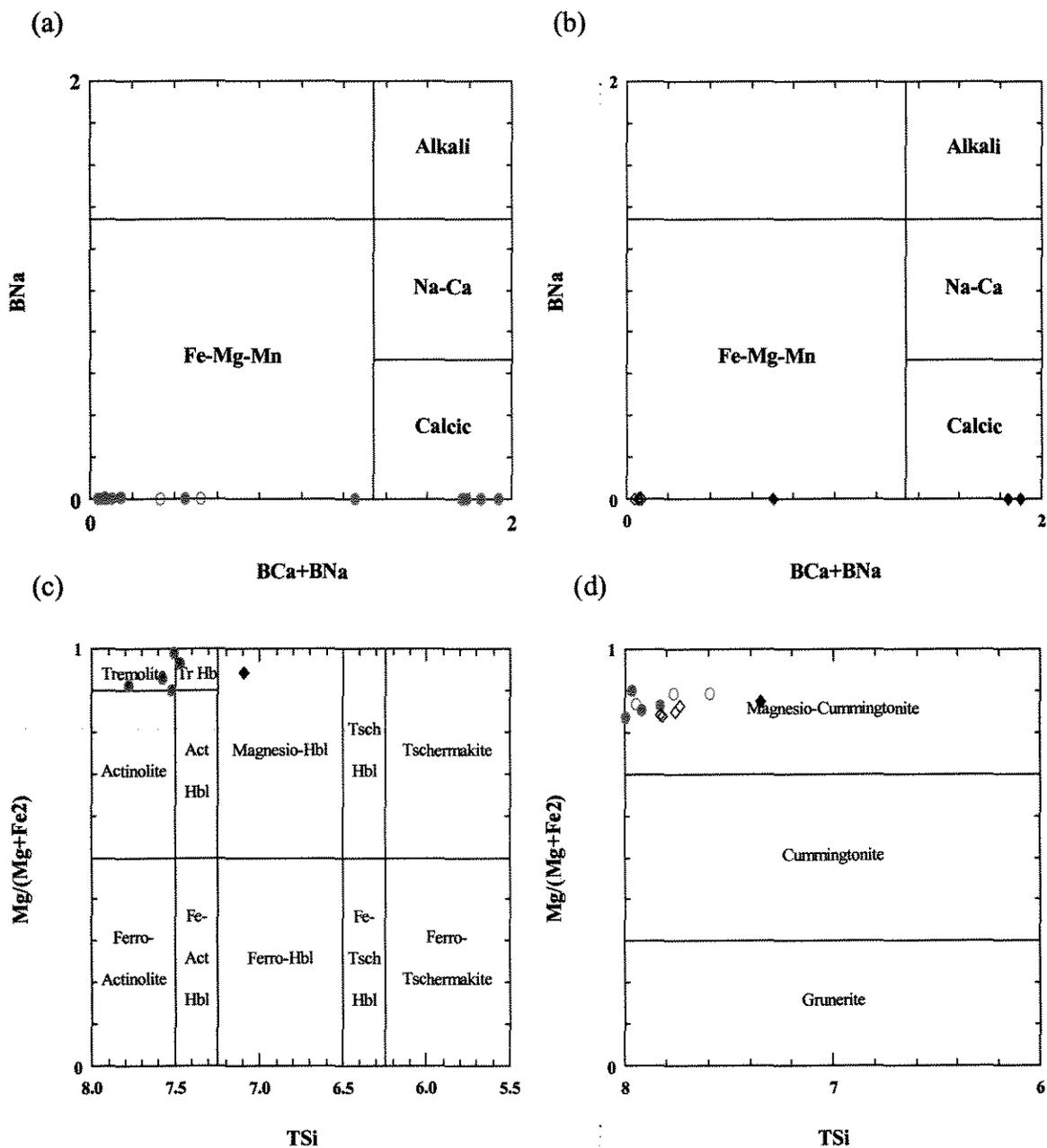


Figura 35. Classificação de anfibólios em metapiroxenito do Corpo Forro. (a) Classificação de pseudomorfos de *cumulus* de piroxênio; (b) Classificação de pseudomorfos poiquilíticos de piroxênio; (c) Classificação de anfibólio cálcico; (d) Classificação de anfibólio ferro-magnésiano. Legenda: pseudomorfos de *cumulus* de piroxênio - núcleo (●) e borda (○); pseudomorfos poiquilíticos de piroxênio - núcleo (◆) e borda (◇) (Amostras CT-73b e CT-190i).

V.2. Corpo Manuel Inácio

V.2.1. Aspectos de campo

O Corpo Manuel Inácio está localizado na parte leste da área e encontra-se encaixado em anfíbolitos pertencentes à faixa Rio das Mortes, sendo ambos intrudidos por uma apófise do corpo de biotita granodiorito/tonalito (Anexo I).

Ele é composto por metagabros (~30%) e metapiroxenitos (~70%), além de seus equivalentes mais deformados, que consistem em anfíbolitos e talco-clorita xistos, respectivamente. De maneira geral, os termos máficos predominam na parte oeste deste corpo e os termos ultramáficos na porção leste. A relação entre os metapiroxenitos e metagabros não está clara, devido à inexistência de exposições contínuas destas rochas. Em alguns afloramentos foram observados autólitos centimétricos de metapiroxenito em metagabros e, também corpos tabulares de microgabro (diques?), cortando os metapiroxenitos.

As rochas que compõem este corpo afloram como blocos “*in situ*” centimétricos a decamétricos, com formas variadas e, normalmente, intemperizados. O padrão estrutural nestes afloramentos é caracterizado por uma foliação anastomosada, com direção N40°-70°E e mergulhos em torno de 60° para SE ou NW, compondo amêndoas centimétricas a métricas. Nas porções mais deformadas predominam litotipos xistosos, enquanto no centro das amêndoas a textura ígnea original encontra-se melhor preservada. Localmente, foram observados resquícios de acamamento primário preservado, com direção aproximada N0°-30°W e mergulho forte para este ou oeste.

Os metagabros apresentam granulação variando de média a grossa (3 a 10mm), coloração verde acinzentado e, normalmente, possuem a textura ígnea preservada. Localmente, foi observado acamamento ígneo dimensional, marcado pela alternância de camadas centimétricas a métricas com granulação distinta.

Os metapiroxenitos apresentam coloração verde claro, granulação variando de média a grossa (4 a 9mm) e estão muito intemperizados. Normalmente, eles estão foliados e, eventualmente, cisalhados e transformados para talco-clorita xistos. O acamamento ígneo, quando presente, é caracterizado pela alternância de camadas centimétricas com granulação distinta

(acamento dimensional). Em uma exposição foram observados pseudomorfos de minerais *cumulus* (totalmente substituídos por clorita), dispostos perpendicular ao plano do acamamento, que pode representar uma feição ígnea original típica de *crecumulatos* (cf. Irvine, 1982)

V.2.2. Petrografia

Metapiroxenitos

Os metapiroxenitos deste corpo são texturalmente e composicionalmente semelhantes àqueles observados no Corpo Forro. Eles são compostos principalmente por tremolita, Mg-cummingtonita, Mg-clorita, e, subordinadamente, talco, antofilita e olivina. Os minerais acessórios incluem ilmenita, magnetita, pirita, pentlandita e apatita.

A textura é poiquilítica ortocumulática a mesocumulática, caracterizada por *cumulus* de piroxênio pseudomórfico, totalmente substituídos por cummingtonita e clorita, inclusos em *oikocristais* de piroxênio pseudomórfico (Fotografia 48).

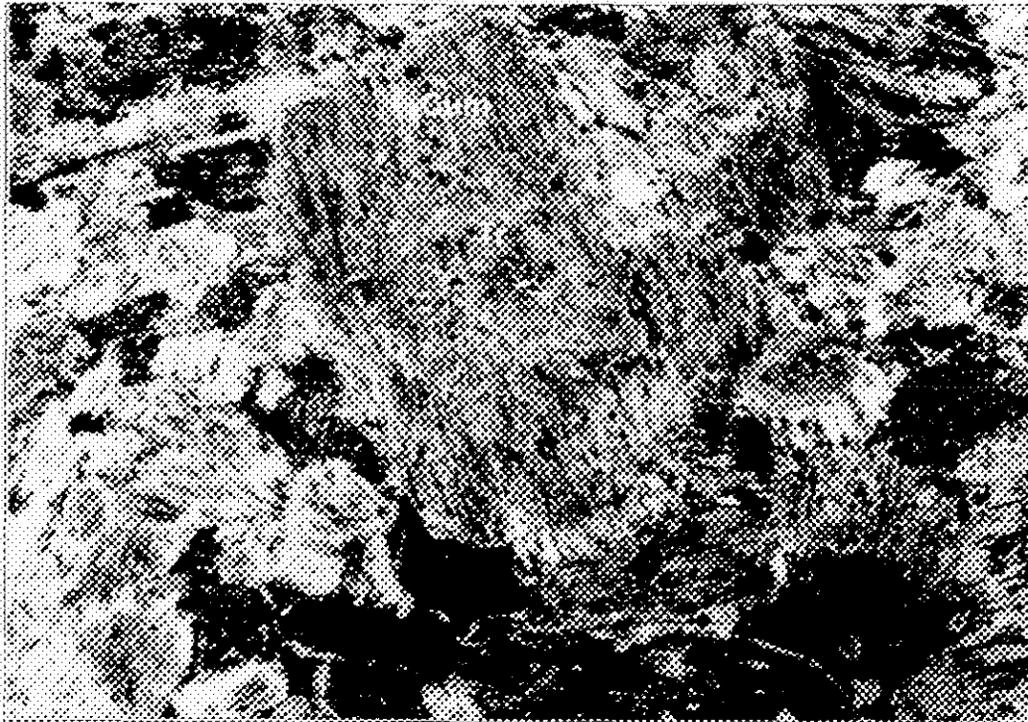
Os pseudomorfos de piroxênio poiquilíticos apresentam granulação variando de 4 a 7mm e estão totalmente substituídos por anfibólio. O núcleo destes pseudomorfos é composto por tremolita, de coloração verde claro, e invariavelmente apresenta finas inclusões de minerais opacos (Fotografia 48). As bordas são compostas por Mg-cummingtonita. Localmente, ocorrem intercrescimentos homoaxiais de cummingtonita e tremolita, que podem ser indicativos da coexistência destes dois minerais, como soluções sólidas limitadas, em condições de temperaturas elevadas (Choudhuri 1982).

Os cristais *cumulus* de piroxênio estão normalmente substituídos por cummingtonita fibrosa (Fotografia 49) ou clorita, e possivelmente representam ortopiroxênios originais.

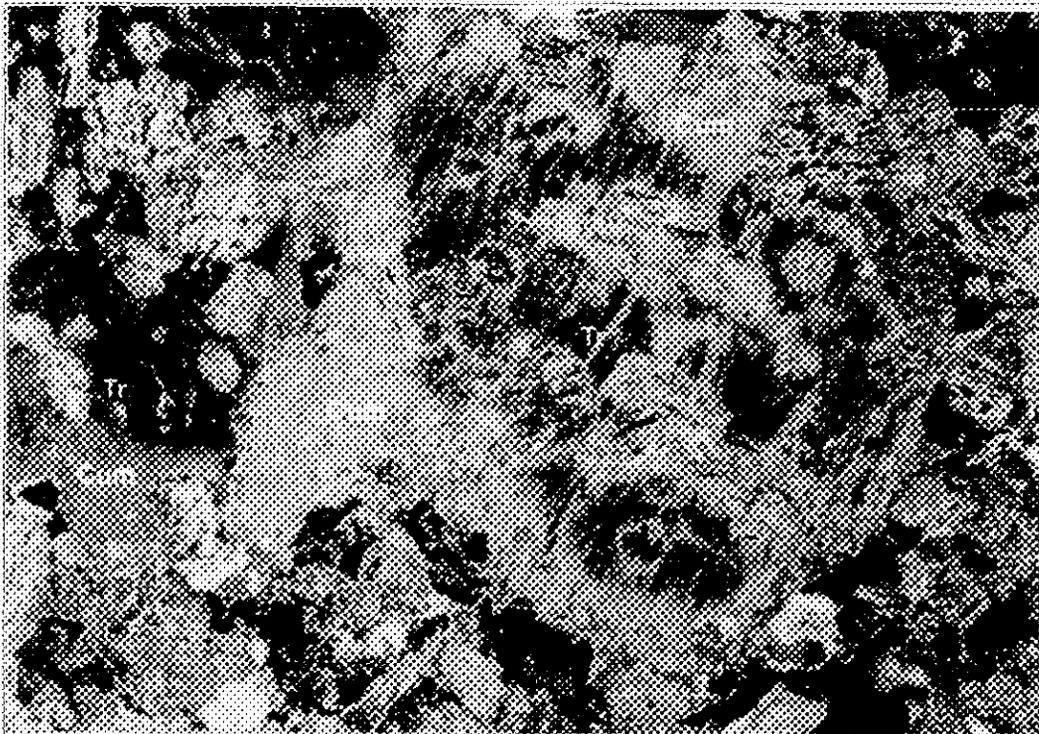
A antofilita ocorre como neoblastos tardios truncando a trama original da rocha, ou substituindo a cummingtonita.

clorita – anfibólio xistos

Estes xistos são compostos principalmente por Ca-anfibólio, clorita e minerais opacos e, subordinadamente, por antofilita e carbonatos. Eles apresentam granulação média (até 4mm) e foliação tectônica bem desenvolvida, caracterizada pela orientação preferencial de microporfirobastos de Ca-anfibólio e clorita.



Fotografia 47. *Cumulus* de clinopiroxênio totalmente substituído por anfibólio. O núcleo deste pseudomorfo apresenta finas inclusões de minerais opacos e composição tremolítica (Tr), enquanto as bordas são compostas por Mg-cummingtonita (Cum) (Amostra CT-190i). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 48. Textura poiquilítica ortocumulática em metaproxenito do Corpo Manuel Ivácio. Os *oikocristais* pseudomórficos são zonados, com núcleos tremolíticos (Tr) e bordos cummingtoníticos límpidos. Os cristais *cumulus* são pseudomorfos de clinopiroxênio (→ Tr) ortopiroxênio (→ Cum) (Amostra CT-136b). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.

O Ca-anfibólio possui coloração verde clara, pleocroísmo acentuado e duas formas de ocorrência: (1) como restos de pseudomorfos de piroxênios poiquilíticos originais, contornados pela foliação tectônica; e (2) como porfiroblastos prismáticos ou fibrosos orientados segundo a foliação tectônica.

A clorita apresenta coloração verde claro e ocorre como palhetas orientadas segundo a foliação tectônica (Sn). A antofilita ocorre como porfiroblastos tardios truncando a foliação tectônica.

talco-clorita xistos

Estes xistos ocorrem associados a zonas de cisalhamento e são compostos por clorita, talco, Ca-anfibólio, carbonatos e minerais opacos, combinados em proporções variadas. A granulação destas rochas varia de fina a média (0,8 a 4,0mm) e a foliação tectônica é uma xistosidade anastomosada, definida pela orientação preferencial de clorita. Localmente, foram observadas *shear bands* do tipo s-c e c `.

A clorita ocorre como porfiroblastos orientados segundo a foliação, podendo apresentar formas sigmoidais ou *kink bands*. Ela apresenta coloração verde pálido, pleocroísmo acentuado, e cor de interferência cinza. Alguns xistos são compostos exclusivamente por clorita e minerais opacos.

O Ca-anfibólio aparece como porfiroblastos prismáticos orientados segundo a foliação, ou imersos em massas de talco. Normalmente, ele está parcialmente substituído por talco, carbonatos ou clorita.

O talco pode perfazer até 80% destes xistos e ocorre como palhetas de aspecto fibroso, sobrecrecendo os demais minerais. Ele pode estar orientado segundo a foliação ou ocorrer como porfiroblastos tardios, truncando a foliação.

Metagabros

A partir da análise petrográfica foram reconhecidas duas variedades de metagabros neste corpo. Uma contendo cummingtonita como mineral máfico (Tipo 1) e o outro contendo actinolita/hornblenda, sem registros de cummingtonita (Tipo 2). Possivelmente, estes dois tipos refletem a existência de protólitos com composições mineralógicas distintas e por isso serão descritos separadamente.

Metagabros Tipo 1

São compostos principalmente por cummingtonita e plagioclásio, podendo conter quantidades subordinadas de hornblenda (< 5%). Os minerais acessórios são biotita, epidoto, ilmenita, magnetita, pirita e pentlandita. A granulação é normalmente média (2,0 a 5,0mm), sendo que localmente os cristais podem atingir até 9mm.

A textura varia de ofítica a sub-ofítica (Fotografia 50), sendo definida por ripas de plagioclásio hipidiomórfico parcialmente inclusas em pseudomorfos de piroxênio, substituídos por cummingtonita (Figura 36).

O plagioclásio é labradorita (Figura 36) e ocorre como fenocristais hipidiomórficos com granulação variando de 2 a 5mm. Em algumas lâminas, são observados domínios com textura poiquilítica definida por megafenocristais de plagioclásio (até 9,0 mm), contendo inclusões de pseudomorfos de clinopiroxênio substituídos por hornblenda.

A cummingtonita apresenta coloração verde pálido, cor de interferência alta e ocorre como pseudomorfos de piroxênio poiquilíticos ou ainda como agregados fibrosos sobrecrecendo pseudomorfos de piroxênio.

A hornblenda apresenta coloração verde, pleocroísmo acentuado e ocorre como grãos subédricos, inclusos em plagioclásio poiquilítico. Localmente, ela compõe as bordas dos pseudomorfos de piroxênio, cujos núcleos são cummingtonita.

Metagabro Tipo 2

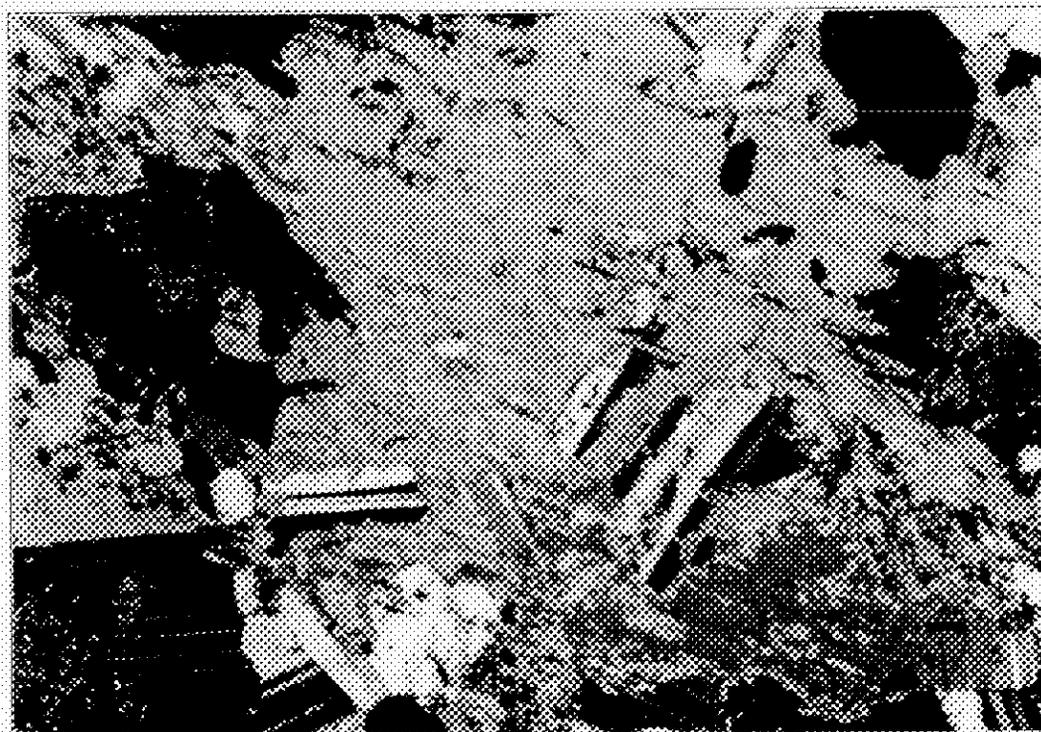
São compostos principalmente por Mg- hornblenda/actinolita e plagioclásio, podendo conter minerais opacos, epidoto, biotita, titanita, apatita, zircão, rutilo e quartzo como acessórios.

A textura varia de sub-ofítica a intergranular e, localmente, são observados domínios de textura poiquilítica, caracterizados por cristais anedrais de hornblenda inclusos em *oikocristais* subedrais de plagioclásio. A granulação varia de média a grossa (2 a 8mm), sendo que algumas amostras de microgabros apresentam granulação variando entre 0,7 e 1,2mm.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos inclusos em pseudomorfos de piroxênio, totalmente substituídos por Ca-anfíbólio, e sua composição varia de labradorita a bytownita (Figura 37).



Fotografia 49. Cristais *cumulus* de ortopiroxênio, totalmente substituído por Mg-cummingtonita em metpiroxenito do Corpo Manuel Inácio (Cum) (Amostra CT-136b). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 50. Textura ofítica caracterizada por grãos hipidiomórficos de plagioclásio, inclusos em pseudomorfos de piroxênio, totalmente substituído por cummingtonita (Amostra CT-213b). Nicóis x, base da foto 5,6 mm.

O Ca-anfibólio varia de Mg-hornblenda a actinolita (Figura 37). A hornblenda apresenta coloração verde pálida e ocorre como pseudomorfos de clinopiroxênio. A actinolita apresenta coloração verde a azul berlim, pleocroísmo acentuado e ocorre como agregados de grãos subédricos sobrecrecendo pseudomorfos de piroxênio, que ainda mantêm a sua forma original. Localmente, ela substitui a hornblenda.

A biotita, quando presente, aparece sobrecrecendo os planos de clivagem do anfibólio. A ilmenita ocorre como inclusões no anfibólio e, localmente, está substituída por titanita.

Anfibolitos

Os anfibolitos são compostos principalmente por hornblenda e plagioclásio (An_{32-40}), podendo conter quantidades subordinadas de epidoto, clorita, minerais opacos, quartzo, carbonatos, titanita e zircão. Eles apresentam granulação fina a média (0,8 a 2,5mm), textura granoblástica, e foliação tectônica (Sn) definida pela orientação preferencial de porfiroblastos de hornblenda.

O único resquício da textura primária é marcado pela existência de agregados de hornblenda ou plagioclásio recristalizado (1,8 a 2,5mm), contornados pela foliação tectônica, que possivelmente representam antigos fenocristais originais.

A hornblenda apresenta coloração verde oliva e ocorre com porfiroblastos prismáticos orientado segundo a foliação. Localmente, ela aparece como grãos finos (1mm) recristalizados e poligonizados.

O plagioclásio ocorre normalmente recristalizado, com contornos poligonais, compondo a matriz destes anfibolitos ou ainda como agregados de plagioclásio recristalizado contornados pela foliação Sn.

V.3. Corpo Rio dos Peixes

V.3.1. Aspectos de Campo

Este corpo está localizado na porção nordeste da área e encontra-se encaixado em anfibolitos, que compõem a Faixa Rio das Mortes (Anexo I). Ele tem forma lenticular e é composto por metagabro, anfibolito e xistos máfico, sendo que este último litotipo ocorre associado a zonas de cisalhamento localizadas (D_{n+1}). Ressalta-se ainda a ocorrência de uma segunda lente semelhante de rochas máficas plutônicas, a norte deste corpo, também composta por anfibolito e raras porções de metapiroxenito cumulático.

As rochas que compõem este corpo afloram como blocos centimétricos a decamétricos, com formas diversas, normalmente isolados e distribuídos em um solo de coloração vermelha. Elas apresentam granulação fina a média (1 a 5mm) e coloração verde escura. Em alguns afloramentos, estas rochas são cortadas por zonas de cisalhamento dúcteis (D_n), nas quais foi possível observar uma gradação completa entre metagabros de granulação média e anfibolitos de granulação mais fina (blastomilonitos). Eventualmente, foram ainda observadas zonas de cisalhamento localizadas, de caráter dúctil-ruptil (D_{n+1}), nas quais predominam xistos máficos.

A inexistência de exposições contínuas destas rochas impossibilitou o levantamento detalhado das variações texturais e mineralógicas originais deste corpo e, também, o estudo das relações estratigráficas com as rochas encaixantes. Mesmo assim, a análise petrográfica permitiu tecer algumas considerações a respeito dos protólitos, bem como dos efeitos da deformação e metamorfismo atuantes neste corpo.

V.3.2. Petrografia

Metagabros

Esta rocha é composta principalmente por Ca-anfibólio, plagioclásio e minerais opacos, podendo conter quantidades subordinadas de epidoto, clorita, carbonatos, titanita, zircão, granada e quartzo. A granulação é normalmente média (2 a 5mm) e a textura blastoporfírica, definida pela presença fenocristais de piroxênio pseudomórfico, substituído por Ca-anfibólio, dispostos

em uma matriz de granulação mais fina, composta por plagioclásio recristalizado. Localmente, foram observados resquícios de textura sub-ofítica, caracterizados pela presença de ripas de plagioclásio inclusas em fenocristais pseudomórficos de piroxênio (Fotografia 51).

A foliação tectônica é marcada pela orientação preferencial de porfiroblastos de Ca-anfibólio que, normalmente, contornam fenocristais pseudomórficos de piroxênio, conferindo um padrão anastomosado a esta foliação.

O Ca-anfibólio varia de actinolita a hornblenda tschermakítica (Figura 38a). A actinolita apresenta coloração verde clara e ocorre preferencialmente no núcleo de pseudomorfos de piroxênio. A hornblenda tschermakítica apresenta coloração verde oliva e ocorre nas bordas dos pseudomorfos ou como neoblastos nucleados na matriz, orientados segundo a foliação tectônica S_n (Fotografia 51). Essa tendência tschermakítica está relacionada, possivelmente, ao aumento progressivo do grau metamórfico durante o evento D_n , como será discutido no item V.5. deste capítulo.

O plagioclásio varia de andesina a labradorita (Figura 38b) e ocorrem como grãos finos e compoem a matriz deste metagabros. A titanita aparece como colares envolvendo minerais opacos.

Em direção às zonas de cisalhamento D_n , a textura primária é gradativamente substituída por uma textura blastomilonítica bem desenvolvida, caracterizada pela presença de “porfiroclastos” de hornblenda (pseudomorfos de piroxênio) rotacionados e envolta por uma matriz fina e foliada. De maneira geral, a granulação da rocha diminui e o plagioclásio na matriz encontra-se amplamente recristalizado (entre 0,3 e 1,0mm). A hornblenda é verde oliva e localmente apresenta forma sigmoidal, indicando que este cisalhamento ocorreu em condições de fácies anfíbolito. Vênulas de quartzo encontram-se injetadas paralelas à foliação milonítica. *Shear bands* do tipo s-c e c' foram observadas localmente.

Clorita – epidoto-Ca-anfibólio xistos

Estes xistos estão normalmente associados às zonas de cisalhamento D_{n+1} e são compostos principalmente por Ca-anfibólio e epidoto, podendo conter quantidades variáveis de mica branca, clorita, plagioclásio, quartzo, minerais opacos, titanita, zircão e rutilo. A granulação varia entre 1,0 e 2,5mm e a foliação tectônica é uma xistosidade anastomosada, definida pela orientação preferencial de Ca-anfibólio e clorita. Localmente, observa-se um bandamento

milimétrico, paralelo à foliação tectônica, definido pela alternância de bandas ricas em epidoto e bandas ricas em anfibólio. Estruturas s-c, bem como “porfiroclastos” rotacionados de anfibólio, também foram observadas.

O Ca-anfibólio apresenta coloração verde clara, possivelmente actinolita, e ocorre como porfiroclastos rotacionados ou como porfiroblastos orientados segundo a foliação. Normalmente, ele está sendo substituído por clorita e epidoto, ao longo dos planos de clivagem ou nas bordas dos grãos.

O epidoto pode perfazer até 40% dos minerais que compõem estes xistos. Ele aparece como grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, substituindo total ou parcialmente o plagioclásio.

A clorita ocorre nas sombras de pressão de “porfiroclastos” de actinolita ou, ainda, compondo a foliação tectônica junto deste mineral. O plagioclásio encontra-se amplamente alterado para epidoto ou sericita. A mica branca ocorre como porfiroblastos tardios, sobrecrecendo as massas sericíticas e truncando a foliação tectônica presente nestes xistos.

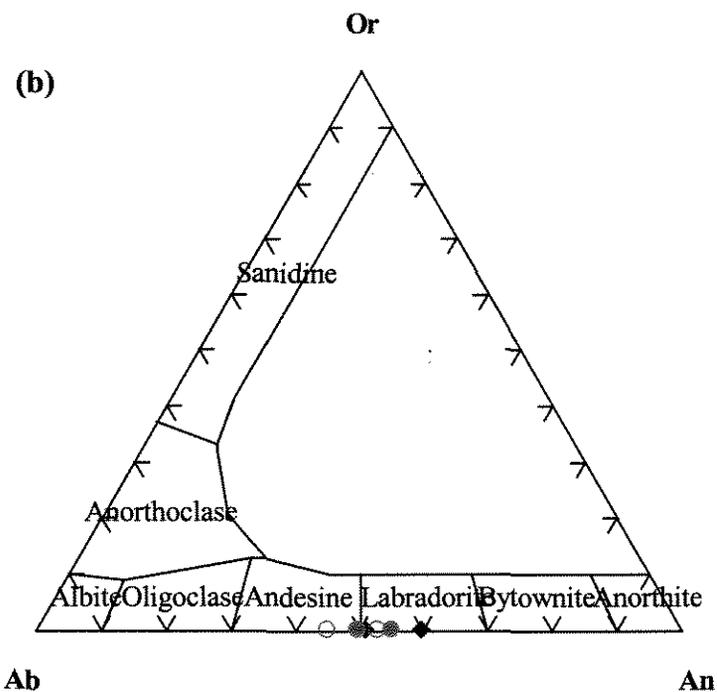
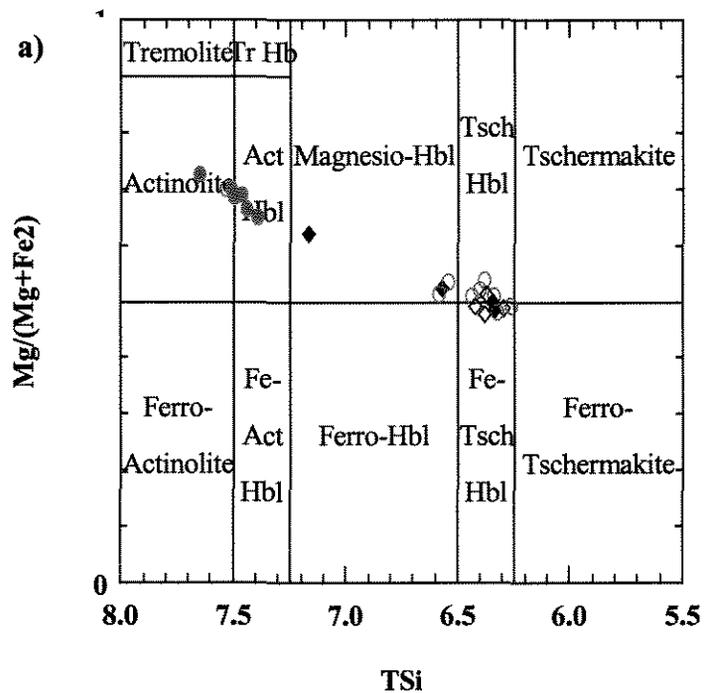


Figura 38. (A). Classificação de anfibólio cálcico em metagabro do Corpo Rio dos Peixes. Legenda: pseudomorfos de piroxênios ígneos- núcleo (●) e borda (○); neoblastos nucleados na matriz - núcleo (◆) e borda (◇). **(B)** Classificação de plagioclásio em metagabro do Corpo Rio dos Peixes. Legenda: pseudomorfos de fenocristais - núcleo (●) e borda (○); plagioclásio recrystalizado na matriz (◆) (Amostra 64a).

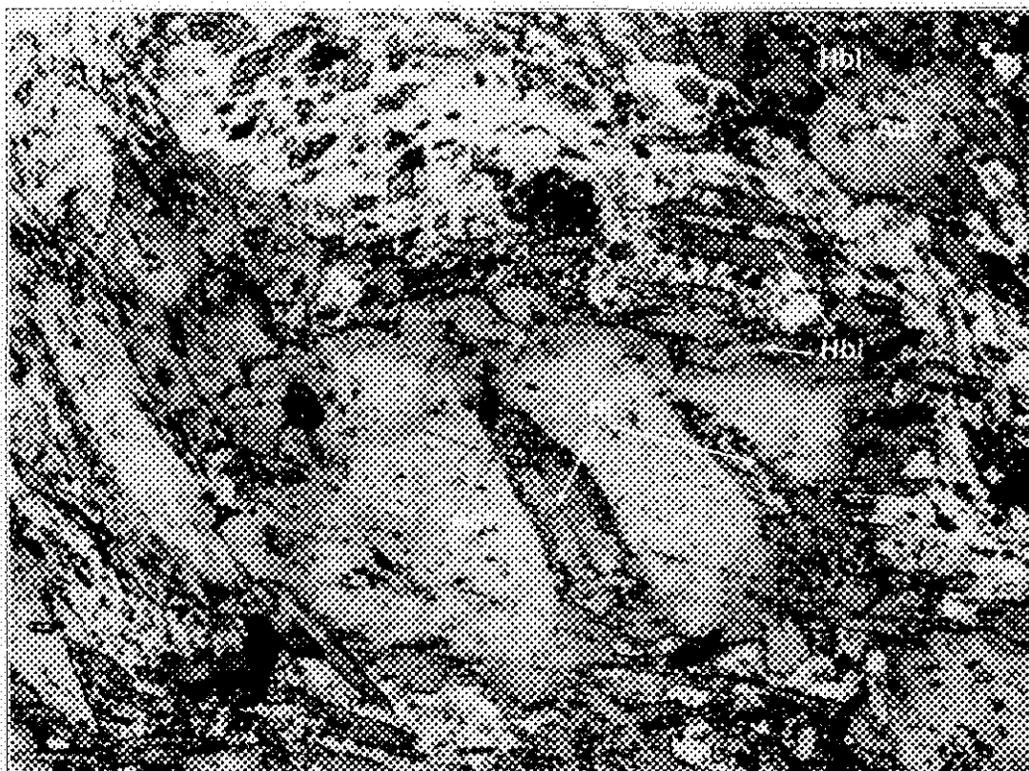


Figura 51. Resquício de textura sub-ófitica definida por ripas de plagioclásio incluídas em pseudomorfo de clinopiroxênio totalmente substituído por actinolita (núcleo) e hornblenda tschermakítica (borda) (Amostra CT-64a). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.



Fotografia 52. Afloramento de metagabro nas margens do Rio Grande (Ponto 15).

V.4. Corpo Rio Grande

V.4.1. Aspectos de campo

Este corpo encontra-se encaixado nas rochas metavulcânicas ultramáficas que compõem a Faixa Nazareno, sendo intrudido na sua porção sul por biotita granito foliado (Anexo1). Ele é composto predominantemente por metagabro e, localmente, apresenta bandas ou lentes centimétricas a métricas de metapiroxenito.

As melhores exposições destas rochas foram observadas nas margens do Rio Grande, a sudeste da cidade de Nazareno, onde afloram por cerca de 800m (Fotografia 52). As demais exposições ocorrem como blocos isolados, em drenagens secundárias ou nas encostas.

O padrão estrutural nestes afloramentos é marcado por uma foliação de caráter anastomosado (Sn), com direção N50-80°E e mergulhos íngremes para sudeste e noroeste. Localmente, ocorrem zonas de cisalhamento sub-verticais, centimétricas a métricas, concordantes com a foliação regional (Sn).

Estas rochas apresentam granulação variando de média a grossa (3 a 8mm) e coloração verde escuro. Nas partes menos deformadas deste corpo a textura ígnea encontra-se parcialmente preservada, a foliação tectônica é incipiente e as rochas se apresentam relativamente isotrópicas. Nas partes mais deformadas, próximo das zonas de cisalhamento Sn, a granulação diminui consideravelmente e as texturas originais são substituídas por feições tipicamente miloníticas.

V.4.2. Petrografia

Metagabro

Estas rochas são compostas principalmente por plagioclásio e Ca-anfibólio, podendo apresentar quantidades subordinadas de zoisita/clinozoisita, clorita, titanita, escapolita, quartzo e minerais opacos.

A textura é invariavelmente blastoporfirítica, caracterizada por fenocristais pseudomórficos de piroxênio (2 a 6mm) e plagioclásio (1 a 3mm), envoltos por uma matriz muito

fina (0,1 a 0,8mm) composta por plagioclásio (Fotografias 53 e 54). A foliação tectônica Sn é discreta e definida pela orientação preferencial dos fenocristais pseudomórficos de piroxênio ou por grãos idioblásticos de anfibólio nucleados na matriz.

O Ca-anfibólio é verde claro e sua composição varia de actinolita a hornblenda actinolítica (Figura 39a). Ele pode ocorrer de três formas distintas:

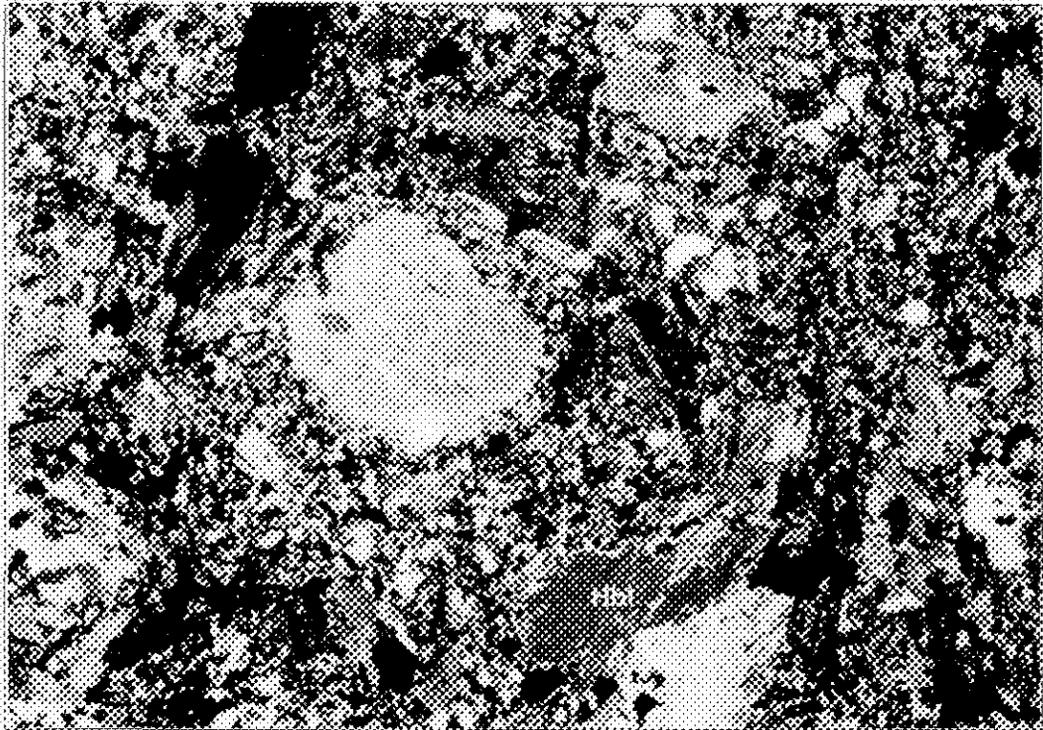
- Pseudomorfos de piroxênios, com formas originais preservadas (Fotografias 53 e 54). Neste pseudomorfos a composição do anfibólio varia de actinolita, no núcleo, a hornblenda actinolítica, nas bordas;
- Agregados fibrosos a aciculares de actinolita, substituindo integralmente os fenocristais pseudomórficos de piroxênio (Fotografia 55);
- Neoblastos idiomórficos com composição variando de actinolita (verde claro) a hornblenda (verde escuro), nucleados na matriz e orientados segundo a foliação tectônica Sn.

O plagioclásio ocorre como fenocristais hipidomórficos de baixa integridade ou ainda como finos grãos, localmente poligonizados, compondo a matriz. A composição varia de labradorita a bytonita (Figura 39b) e normalmente se encontra substituído por zoisita/clinozoisita ao longo dos planos de geminação ou nas bordas dos grãos.

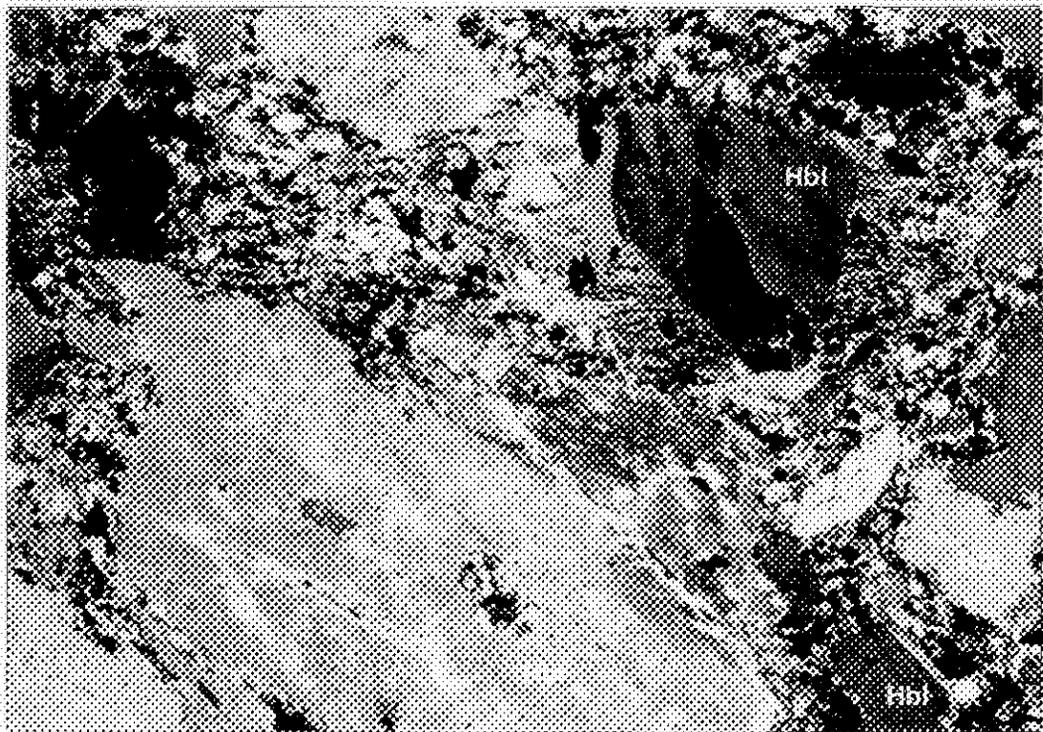
Nas variedades mais deformadas/cisalhadas predominam texturas blastomiloníticas. Os pseudomorfos de clinopiroxênio adquirem formas sigmoidais, contornadas pela foliação (Sn), composta por plagioclásio recristalizado e neoblastos prismáticos de hornblenda. Localmente, os “porfiroclastos” parecem ter sido rotacionados e apresentam sombras de pressão preenchidas por anfibólio fibroso. *Shear bands* compõem a trama milonítica neste litotipo. As feições observadas nestes milonitos indicam que as zonas de cisalhamento Dn se desenvolveram em regime dúctil e em condições metamórficas de fácies anfibolito, como será discutido no item V.5 deste capítulo.

Anfibolitos/xistos

Estas rochas são compostas por Ca-anfibólio e plagioclásio, podendo apresentar quantidades subordinadas de zoisita/clinozoisita, biotita, clorita, epidoto, titanita, granada, rutilo e zircão. Ressalta-se que nos litotipos mais xistosos, biotita, clorita e zoisita podem perfazer até 25% dos minerais.



Fotografia 53. Textura blastoporfirítica caracterizada por pseudomorfos de clinopiroxênio originais, substituídos por hornblenda (Hbl), envoltos por uma matriz fina composta principalmente por plagioclásio (Amostra CT-15a). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.



Fotografia 54. Pseudomorfos de piroxênio originais, substituídos por hornblenda (Hbl) e actinolita fibrosa (Act), em metagabro blastoporfirítico do Corpo Rio Grande (Amostra CTN-79). Nicóis x, base da foto: 5,6 mm.

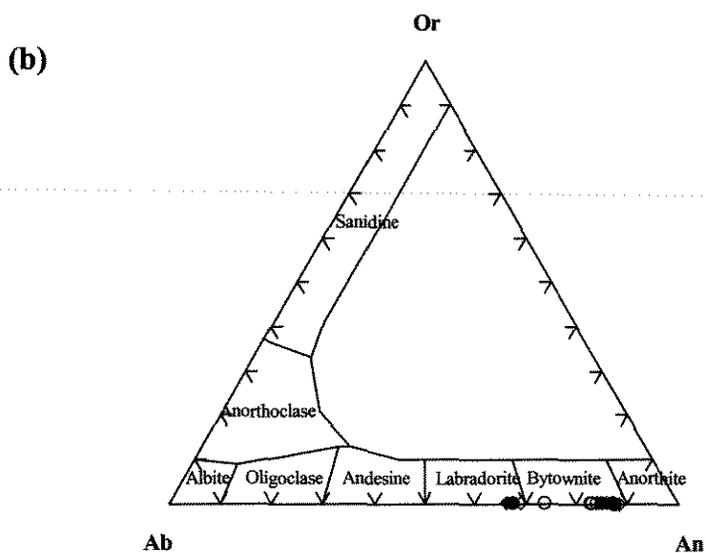
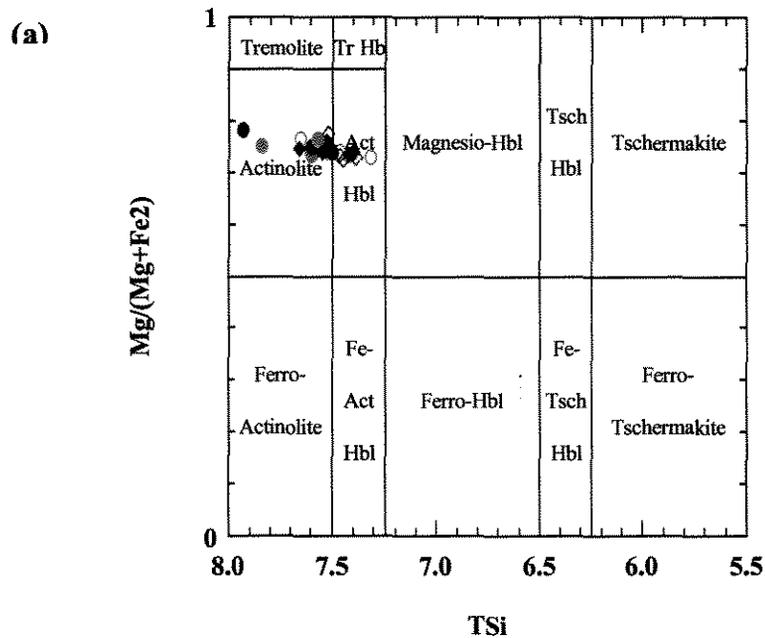


Figura 39. (a). Classificação de anfibólio cálcico em metagabro do Corpo Rio Grande. Legenda: pseudomorfos de piroxênios originais - núcleo (●) e borda (○); neoblastos nucleados na matriz - núcleo (◆) e borda (◇); agregados aciculares (●). (b) Classificação de plagioclásio em metagabro do Corpo Rio Grande. Legenda: fenocristais pseudomórficos - núcleo (●) e borda (○); plagioclásio recristalizado na matriz - núcleo (◆) e borda (◇) (Amostra CT-15e).

A textura é normalmente granonematoblástica e a granulação média (1 e 4 mm). Os raros resquícios da textura original são marcados por agregados de plagioclásio ou anfibólio recristalizados, contornados pela foliação tectônica, que possivelmente representam antigos fenocristais originais. A foliação tectônica, S_n , é definida pela orientação preferencial do Ca-anfibólio.

O Ca-anfibólio varia de Mg-hornblenda a actinolita (Figura 40), sendo que a actinolita ocorre nas bordas dos porfiroblastos, como produto de retrometamorfismo nos litotipos mais xistosos (Fotografia 56). O Ca-anfibólio ocorre como porfiroblastos prismáticos, orientados segundo a foliação, ou como agregados de pequenos grãos idioblásticos ou de hábito fibroso, substituindo pseudomorfos de piroxênio reliquiares.

Aparentemente, a clorita, o epidoto e a biotita são produtos de retrometamorfismo e ocorrem substituindo parcialmente a hornblenda e o plagioclásio nos litotipos mais xistosos. A biotita ocorre como porfiroblastos orientados segundo a foliação ou como grãos xenoblásticos substituindo a hornblenda. A clorita substitui parcialmente a hornblenda e a biotita (Fotografia 57). Localmente, biotita e clorita ocupam as sombras de pressão em torno de pseudomorfos de piroxênio. A zoisita/clinozoisita ocorre como agregados muito finos que sobrecrecem o plagioclásio ou substituem a hornblenda ao longo dos planos de clivagem deste mineral. A titanita se apresenta como cristais xenoblásticos, contornando cristais de ilmenita e orientados segunda a foliação.

Cabe ressaltar que, em alguns litotipos xistosos, a clorita e a biotita estão dispostas em filmes muito finos, definindo uma foliação anastomosada incipientemente superposta à foliação tectônica principal, S_n . Essa foliação, mais nova, contorna os porfiroblastos ($\text{sin-}S_n$) de hornblenda, sendo coaxial a levemente discordante da foliação principal S_n (Fotografia 57). Possivelmente, esta foliação tectônica desenvolveu-se em condições metamórficas de fácies xisto verde, durante a fase D_{n+1} , que promoveu a reativação das estruturas geradas durante a fase D_n , em níveis crustais mais rasos.

Metapiroxenito

Estas rochas ocorrem de forma muito restrita, como bandas com até 60cm de espessura concordantes com a foliação S_n , tendo sido observadas em um único afloramento. Mineralogicamente e texturalmente elas são muito semelhantes aos metagabros, diferindo destes

últimos pela maior quantidade de minerais máficos, que excede 90%. Esta rocha apresenta granulação variando de média a grossa (3 a 9mm) e é composta essencialmente por Ca-anfibólio, podendo conter quantidades subordinadas de plagioclásio, zoisita/clinozoisita, clorita, titanita e minerais opacos.

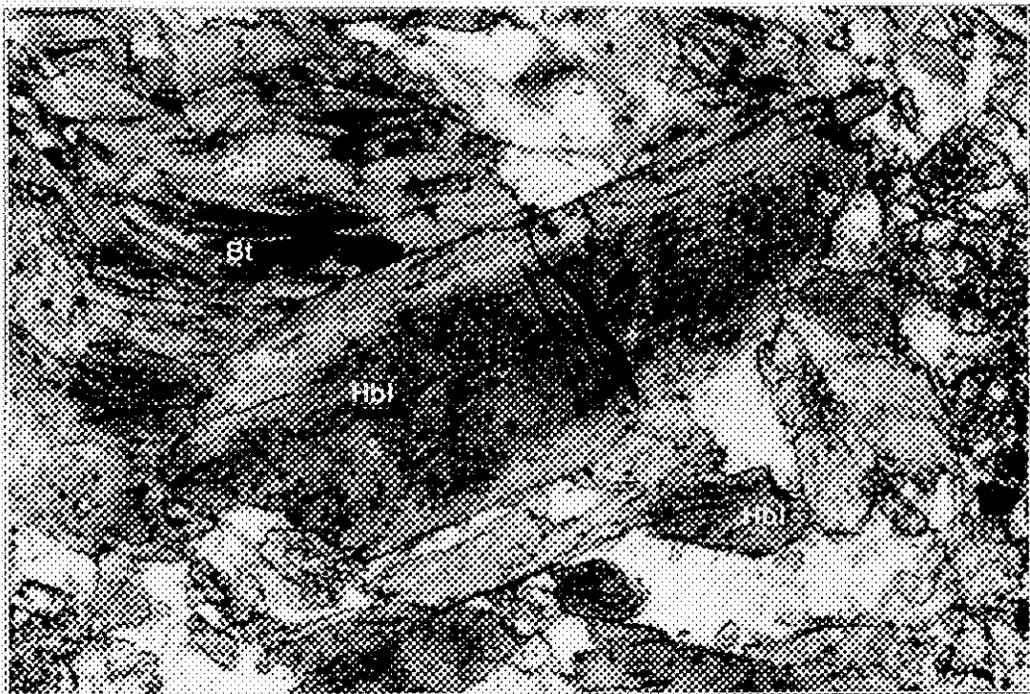
A textura é normalmente nematoblástica e mais raramente blastoporfirítica, definida por fenocristais de piroxênio pseudomórficos (até 9mm), disposto em uma matriz composta por grãos menores de anfibólio idioblástico, zoisita/clinozoisita e plagioclásio. A foliação tectônica, Sn, é definida pela orientação preferencial do Ca-anfibólio.

O Ca-anfibólio varia de Mg-hornblenda a actinolita (Figura 41), sendo que esta última ocorre nas bordas desses porfiroblastos (Fotografia 58). As porções centrais destes porfiroblastos são invariavelmente compostas por Mg-hornblenda e apresentam finas inclusões de minerais opacos, possivelmente relacionadas à transformação de piroxênio para anfibólio.

A zoisita/clinozoisita ocorre em agregados de grãos muito finos sobrecrescendo o plagioclásio; como bastões orientados segundo a foliação; ou ainda preenchendo vênulas milimétricas discordantes da foliação. O plagioclásio ocorre de forma intersticial, entre os pseudomorfos de piroxênios. A clorita ocorre substituindo a hornblenda ao longo de fraturas ou nas bordas deste mineral. A titanita ocorre como colares envolvendo a ilmenita e está orientada segundo a foliação Sn.



Fotografia 55. Pseudomorfos de piroxênio originais substituídos por agregados de actinolita acicular ou idiomórfica, em metagabro blastoporfírico do Corpe Rio Grande (Amostra CT-15e). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 56. Porfiroblastos de anfibólio com núcleo de Mg-hornblenda (Hbl) e bordos de actinolita (Act), definindo *trend* tehermarkítico inverso. Porfiroblastos de clorita (Chl) estão substituídos por biotita (Bt) (Amostra CT-17a). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.

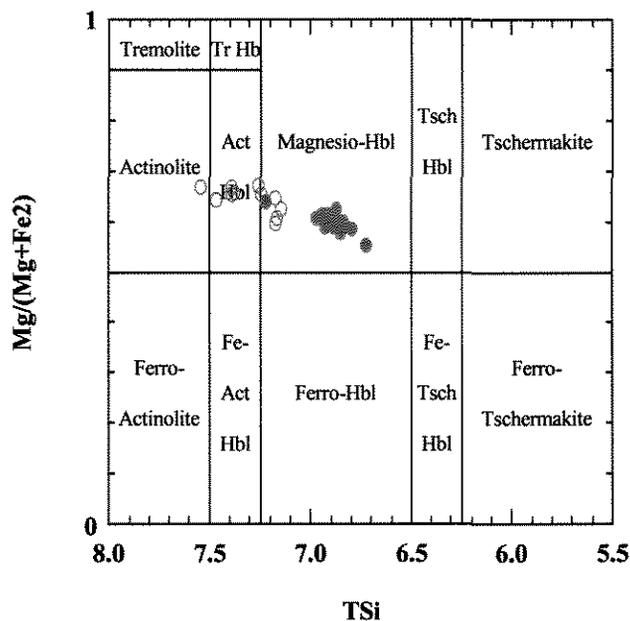


Figura 40. Classificação de anfibólio cálcico em anfibolito do Corpo Rio Grande. Legenda: pseudomorfos de piroxênios ígneos- núcleo (●) e borda (○) (Amostra CT-17a).

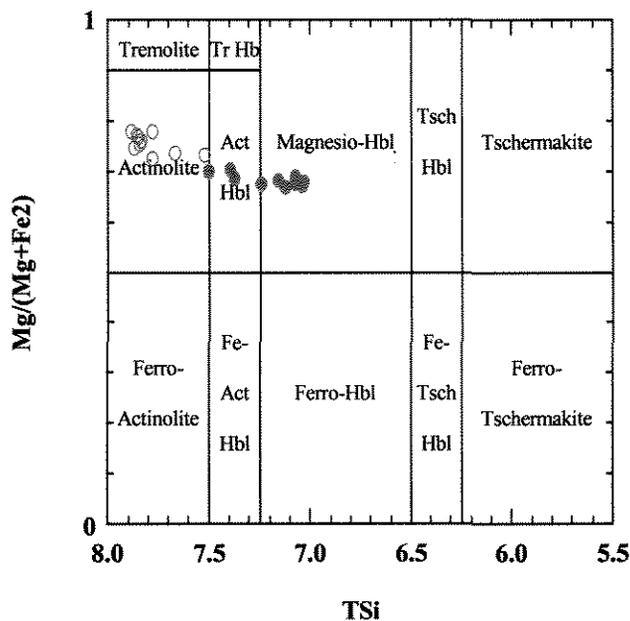
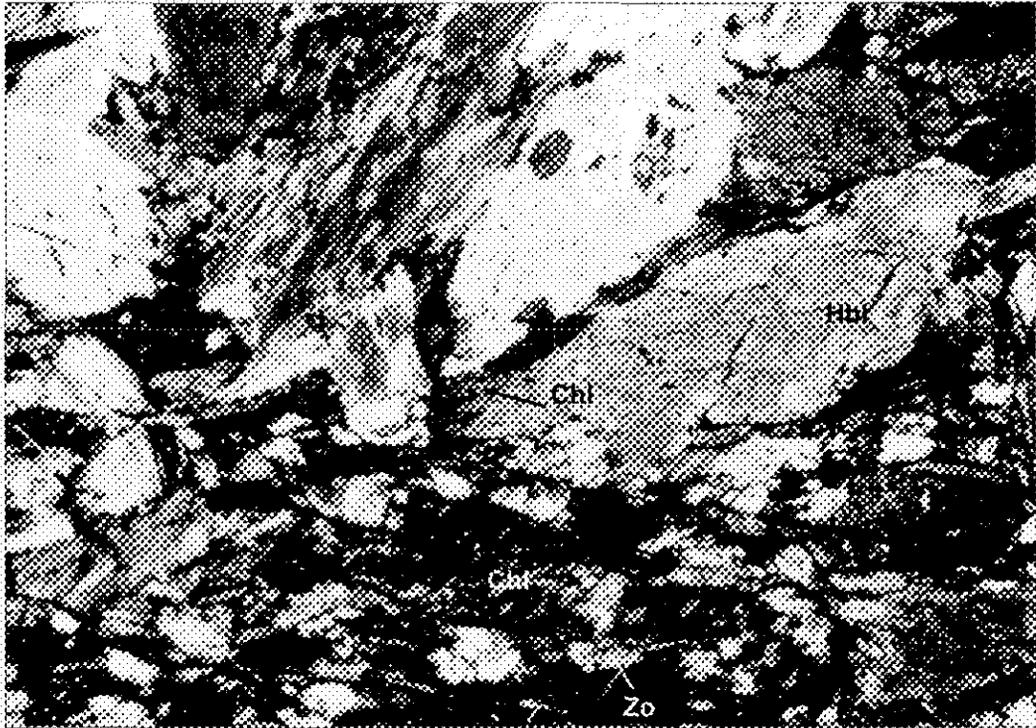
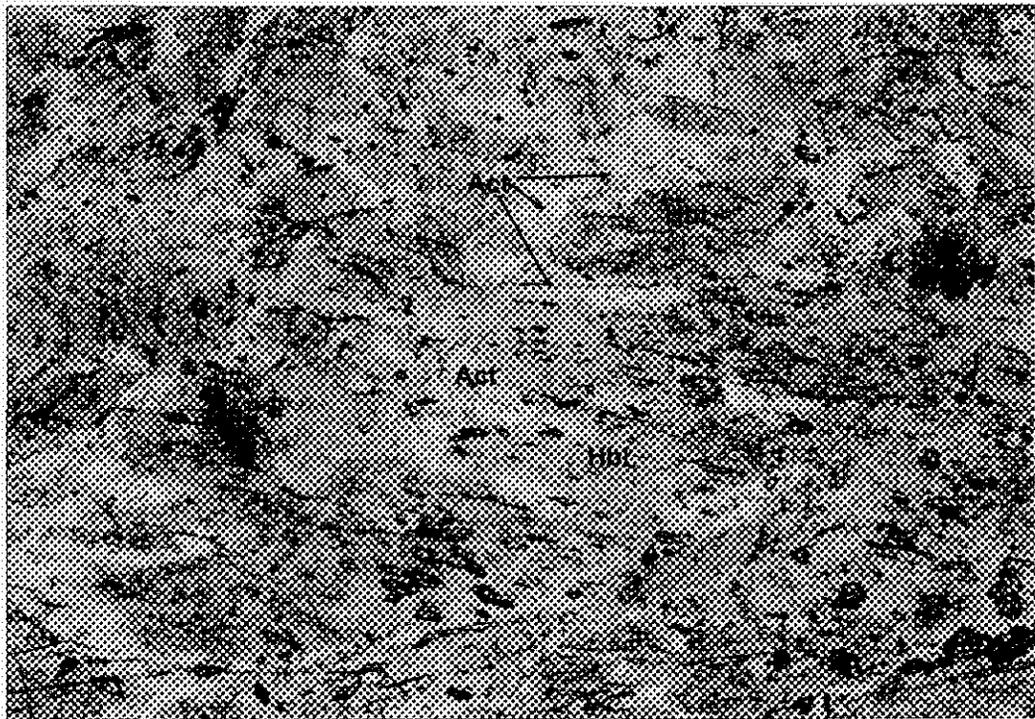


Figura 41. Classificação de anfibólio cálcico em metapiroxenito do Corpo Rio Grande. Legenda: pseudomorfos de piroxênios ígneos - núcleo (●) e borda (○) (Amostra CT-17e).



Fotografia 57. Porfiroblastos de hornblenda (Hbl) sin-Sn, contornados pela foliação Sn+1 definida por filmes milimétricos de clorita (Chl) e zoisita (Zo) (Amostra CT-17a). Nicóis x, base da foto: 1,4 mm.



Fotografia 58. Porfiroblastos de Mg-hornblenda (Hbl) com bordos substituídos por actinolita (Act), orientados segundo a foliação Sn (Amostra CT-17e). Nicóis //, base da foto 5,6 mm.

V.5. Metamorfismo e deformação

Aparentemente as rochas plutônicas que compõem os corpos máfico-ultramáficos diferenciados foram afetadas somente pelos eventos de deformação D_n e D_{n+1} , previamente descritos no Capítulo III. Nos afloramentos estudados, não foram encontrados registros da foliação S_{n-1} , impressa nas rochas máficas e ultramáficas vulcânicas, e a foliação tectônica presente na maior parte dos afloramentos está associada à fase D_n e, eventualmente, a fase D_{n+1} .

A **foliação S_n** , que constitui a feição planar dominante na área investigada, apresenta morfologia variada, de acordo com o litotipo deformado e com a intensidade da deformação. Normalmente, ela se apresenta como uma foliação de caráter anastomosado, compondo amêndoas com dimensões variando de poucos metros a centenas de metros. Nas porções centrais destas amêndoas, a foliação é discreta e as feições ígneas originais estão ainda preservadas, enquanto nas bordas predominam litotipos com foliação tectônica bem desenvolvida. Em direção às zonas de cisalhamento D_n , a foliação tectônica evolui para uma foliação milonítica que, de maneira geral, promoveu a diminuição da granulação das rochas e apagou totalmente os registros das texturas ígneas originais. Estas zonas de cisalhamento desenvolveram-se em regime dúctil e em condições metamórficas de fácies anfíbolito.

A **foliação tectônica S_{n+1}** , pouco penetrativa nos corpos máfico-ultramáficos diferenciados, está normalmente associada a zonas de cisalhamento localizadas (D_{n+1}), desenvolvidas em regime dúctil-rúptil, que truncam a foliação tectônica principal S_n . Localmente, esta foliação é coaxial à foliação mais antiga S_n , evidenciando a reativação das feições estruturais pretéritas em níveis crustais mais rasos, durante a fase D_{n+1} .

O estudo das assembléias metamórficas materializadas nas foliações supramencionadas possibilitou a identificação de dois eventos metamórficos principais M_2 e M_3 , associados aos eventos de deformação D_n e D_{n+1} , respectivamente. O evento M_2 desenvolveu-se em condições de **fácies anfíbolito inferior a médio**, enquanto o evento M_3 se processou em condições metamórficas de **fácies xisto verde superior** (Tabela 7).

Ressalta-se ainda que a natureza das associações metamórficas resultantes dos eventos metamórficos M_2 e M_3 , estão relacionadas não só com as variações nas condições de pressão e temperatura vigentes durante estes eventos, como também com as composições químicas originais dos protólitos ígneos, como será demonstrado a seguir.

V.5.1. Metamorfismo das rochas ultramáficas

O evento metamórfico M₂

As primeiras transformações mineralógicas registradas nos metaperidotitos e metapiroxenitos que compõem os corpos máfico-ultramáficos diferenciados (Corpos Forro e Manuel Inácio) são atribuídas ao evento metamórfico M₂. A associação metamórfica diagnóstica deste evento é caracterizada por tremolita /Mg-hornblenda, Mg-cummingtonita, Mg-clorita 1 ± tremolita₂, ± antofilita, gerada a partir da mineralogia ígnea original, possivelmente composta olivina (parcialmente preservada), ortopiroxênio, clinopiroxênio cálcico e/ou magnésiano.

A associação metamórfica supramencionada pode estar materializada na foliação Sn ou, simplesmente, substituir a mineralogia primária, nos litotipos que apresentam a trama ígnea cumulática ainda preservada. Nestes litotipos menos deformados, foi possível inferir a mineralogia ígnea original a partir do hábito dos pseudomorfos e da composição dos minerais metamórficos resultantes. Assim, possivelmente, as seguintes transformações mineralógicas promoveram a formação da assembléia metamórfica M₂:

Cumulus de olivina → clorita 1

Cumulus de ortopiroxênio → clorita 1, ± Mg-cummingtonita₁ (Fotografia 45 e 49)

Cumulus de clinopiroxênio → tremolita/Mg-hornblenda e Mg-cummingtonita (Fotografia 47)

Pós-cumulus de cpx → tremolita/Mg-Hbl (núcleo) e Mg-cummingtonita (borda) (Fotografia 48)

A assembléia metamórfica M₂ descrita acima é indicativa de condições metamórficas de fácies anfibolito médio, caracterizada principalmente pela associação Mg-cummingtonita, tremolita/Mg-hornblenda e Mg-clorita e (Yardley 1989, Bucher & Frey 1994). Segundo Jolly (1982), o aparecimento de cummingtonita no Cinturão Abitibi marca o início da fácies anfibolito superior, sendo ainda posterior ao aparecimento de olivina e clinopiroxênio metamórfico. Nas rochas em questão não foram observados olivina e clinopiroxênio metamórfico e, portanto, o aparecimento de cummingtonita deve ter ocorrido em condições de temperatura um pouco inferiores, dentro da fácies anfibolito médio.

A presença de cummingtonita implica, inicialmente, em composições suficientemente magnesianas, adequadas para a sua formação, associada a condições de pressão e temperaturas específicas. Normalmente, a ocorrência desse mineral em rochas máficas e ultramáficas está

associada a metamorfismo de contato, em condições de pressões baixas e temperaturas elevadas, em fácies anfibolito médio a superior (Jolly 1982, Yardley 1989, Bucher & Frei).

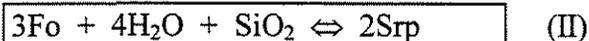
A coexistência de Mg-cumingtonita e tremolita intercrescidas em um mesmo grão ou como exsoluções, sugere a formação de uma solução sólida limitada e descontínua, entre o anfibólio cálcico e magnésiano, em condições de temperaturas elevadas dentro da fácies anfibolito (*cf.* Choudhuri 1980).

O grau de miscibilidade destas duas fases aumenta em temperaturas elevadas e o excesso de Mg é acomodado na posição M₄ do Ca, na estrutura do Ca-anfibólio. Em temperaturas mais baixas, em condições de resfriamento gradual, decresce a solubilidade mútua entre estes dois anfibólios. O excesso de Mg se separa como um Mg-anfibólio, formando lamelas de exsolução paralelas a (101) no cristal hospedeiro ou favorecendo o intercrescimento desses dois minerais em um mesmo grão (*cf.* Choudhuri 1980).

Desta forma, a coexistência do Ca-anfibólio e Mg-cumingtonita nas rochas estudadas indica condições de fácies anfibolito médio e baixas pressões. Possivelmente, estas condições foram atingidas devido à intrusão dos corpos granitóides que promoveu localmente a elevação da temperatura em condições de pressões baixas (metamorfismo de contato).

O evento metamórfico M₃

O evento metamórfico M₃ estabilizou uma assembléia metamórfica retrógrada, diagnóstica de fácies xisto verde superior, composta por serpentina, clorita₂, talco, ± tremolita. Esta assembléia foi observada principalmente nos clorita-talco xistos e serpentinitos e, normalmente, encontra-se materializada na foliação Sn+1. Nos metaperidotitos e metapiroxenitos ela está superposta à assembléia M₂, sendo caracterizada pela serpentinização penetrativa destes litotipos, com substituição parcial ou total de olivina por serpentina (Reação I e II), e formação de porfiroblastos de clorita₂ e talco sobrecrecendo cumingtonita e tremolita, respectivamente.



Deer et al. (1992)

V.5.2. Metamorfismo das rochas máficas

O evento metamórfico M₂

O evento metamórfico M₂ atuou de forma heterogênea nas rochas máficas que compõem os corpos máfico-ultramáficos diferenciados, estabilizando duas assembléias metamórficas aparentemente progressivas, M₂ e M₂', que em conjunto refletem uma evolução dentro da fácies anfibolito – de anfibolito inferior a anfibolito médio.

Ressalta-se ainda que a composição original do protólito ígneo desempenhou papel importante na composição da assembléia metamórfica resultante, como pode ser observado nos metagabros do Corpo Manuel Inácio, onde os metagabros do *Tipo 1* apresentam cummingtonita em detrimento a actinolita/hornblenda, refletindo possivelmente a composição mais magnésiana do magma original, enquanto os metagabros *Tipo 2* são compostos exclusivamente por actinolita/Mg-hornblenda (Tabela 7).

As primeiras transformações metamórficas presentes nas rochas máficas estão registradas nos metagabros do Corpo Rio dos Peixes (Figura 38), onde a textura ígnea encontra-se parcialmente preservada, mas a mineralogia original foi totalmente substituída pela **associação metamórfica M₂**. Esta associação é composta por actinolita/hornblenda actinolítica, andesina-labradorita, ± epidoto, ± titanita, formada a partir da mineralogia ígnea original composta por clinopiroxênio e plagioclásio cálcico. A assembléia metamórfica supramencionada indica condições de fácies anfibolito inferior, marcada pelo aparecimento de hornblenda e plagioclásio andesina e pela instabilidade dos minerais clorita e epidoto, típicos de fácies xisto verde superior (cf. Bucher & Frey 1994).

A **associação metamórfica M₂'** está registrada principalmente nos anfibolitos com textura metamórfica mais equilibrada, onde está materializada na foliação Sn. Ela é caracterizada por cummingtonita, labradorita-bytownita, ± ilmenita, nos metagabros mais magnésianos do Corpo Manuel Inácio, e por hornblenda actinolítica/hornblenda tschermakita, labradorita, ± granada, ± ilmenita, nos corpos Rio dos Peixes e Rio das Mortes.

A associação metamórfica M₂' indica condições metamórficas de fácies anfibolito médio e implica em uma evolução progressiva do grau metamórfico dentro da fácies anfibolito (M₂ → M₂'), caracterizada por reações contínuas, que promoveram variações na composição do Ca-anfibólio e do plagioclásio. As variações composicionais observadas no Ca-anfibólio apontam

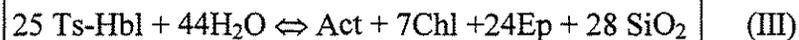
para uma tendência tschermakítica, marcada pela transformação de actinolita → Mg-hornblenda → hornblenda tschermakítica. Essa tendência está bem caracterizada nos metagabros/anfibolitos do Corpo Rio dos Peixes (vide Figura 38a e Fotografia 51).

Cabe ressaltar que não foram observadas exsoluções de cummingtonita em Ca-anfibólio nestas rochas máficas. A cummingtonita ocorre somente nos metagabros Tipo 1 do Corpo Manuel Inácio, preferencialmente como grãos individuais. Possivelmente, a inexistência de exsoluções entre as duas fases está relacionada a maior quantidade de Fe⁺² ocupando o sítio M₄ do anfibólio ferro-magnésiano, uma vez que Fe⁺² e Ca se misturam mais facilmente nesse sítio octaédrico (*cf.* Choudhuri 1980).

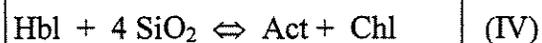
O evento metamórfico M₃

Este evento está registrado principalmente nos xistos máficos, sendo caracterizado pela associação metamórfica actinolita₂, clorita, epidoto ou zoisita/clinozoisita, biotita, albita, ± sericita, típica de fácies xisto verde superior (Bucher & Frey 1994). Normalmente, esta associação está materializada na foliação Sn+1 presente nos litotipos xistosos, mas também foi observada nos metagabros e anfibolitos, onde o caráter retrógrado deste evento está bem caracterizado.

Nos anfibolitos/xistos do Corpo Rio Grande, os porfiroblastos de Mg-hornblenda apresentam bordas alterados para actinolita₂, marcando um *trend* tschermakítico inverso típico de reações retrometamórficas (vide Figuras 40 e 41). Paralelamente, parte do Al, K, Na e Ti liberada da estrutura da hornblenda foi incorporada na formação de neoblastos de clorita e biotita, que caracterizam a foliação tectônica Sn+1, presente nestes litotipos (vide Fotografia 56). A formação dessa assembléia retrometamórfica pode ser ilustrada pelas reações III e IV:



Yardley (1989)



Yardley (1989)

Tabela 7 – Assembléias metamórficas associadas aos eventos metamórficos M₂ e M₃, impressos nas rochas dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

CORPO	PROTÓLITO (mineralogia primária inferida)	ASSEMBLÉIAS METAMÓRFICAS		
		M₂ - M₂'		M₃
Forro	Peridotito <i>(Cumulus: olivina, opx Pós-cumulus: cpx)</i>	tremolita/Mg-hornblenda, Mg-cummingtonita, Mg-clorita ₁ , ± tremolita ₂ , ± antofilita ₁		serpentina, clorita ₂ , talco
	Piroxenito <i>(Cumulus: opx, cpx, ± olivina Pós-cumulus: cpx)</i>	tremolita/Mg-hornblenda, Mg-cummingtonita, Mg-clorita ₁ , ± tremolita ₂ , ± antofilita		clorita ₂ , talco, carbonatos, ± serpentina,
Manuel Inácio	Piroxenito <i>(Cumulus: opx, cpx, ± olivina Pós-cumulus: cpx)</i>	tremolita/Mg-hornblenda, Mg-cummingtonita, Mg-clorita ₁ , ± tremolita ₂ , ± antofilita		clorita ₂ , talco, carbonatos, ± serpentina
	Gabro <i>Tipo 1 (Opx, Plagioclásio cálcico) Tipo 2 (Cpx, Plagioclásio cálcico ± Opx)</i>	cummingtonita, labradorita-bytownita, ± hornblenda, ± ilmenita	actinolita ₁ , labradorita, ± epidoto, ± titanita	Mg-hornblenda, labradorita-bytownita, ± granada, ± ilmenita
Rio dos Peixes	Gabro <i>(Cpx e plagioclásio cálcico)</i>	actinolita/hornblenda actinolítica, andesina-labradorita, ± epidoto, ± titanita	hornblenda tschermakita/Fe-tchermakita, labradorita, ± granada	Clorita, epidoto, sericita, titanita ± qtz
Rio Grande	Gabro <i>(Cpx e plagioclásio cálcico)</i>	actinolita ₁ /hornblenda actinolítica, labradorita, ± zoisista/clinozosita, ± titanita	Mg-hornblenda, labradorita, ± biotita, ± granada	Actinolita ₂ , biotita, clorita, ± qtz zoisista/clinozosita
Condições metamórficas		Fácies anfibolito inferior a anfibolito médio		Fácies xisto verde superior

V.6. Características químicas dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados

A caracterização química dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados foi baseada na análise de elementos maiores, menores e traço, em 34 amostras representativas dos diferentes litotipos que compõem os quatro corpos diferenciados (Anexo IV). Foram também realizadas dosagens de Elementos Terras Raras em 16 destas amostras e os resultados estão apresentados na Tabela 8.

Os critérios empregados na seleção das amostras foram o grau de alteração intempérica, excluindo amostras com sinais de alteração superficial; a variedade petrográfica e a distribuição espacial das amostras, na medida em que permitiram as condições de exposição e intemperismo da área.

A seleção das amostras foi precedida de criteriosa análise petrográfica, de forma que foram priorizadas amostras que, apesar do metamorfismo, estão menos deformadas e com as texturas ígneas ainda preservadas. Algumas amostras de serpentinitos foram também analisadas com o intuito de avaliar a mobilidade química associada a serpentinização tardia, registrada nos metaperidotitos do Corpo Forro.

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados destas análises, considerando inicialmente o comportamento dos elementos maiores, menores e traço e, em seguida, os Elementos Terras Raras. Antes, porém, será apresentada uma breve discussão a respeito da mobilidade química durante os processos pós-magmáticos.

V.6.1. Mobilidade química durante processos secundários

Na tentativa de avaliar até que ponto as rochas dos corpos em estudo tiveram suas composições originais alteradas, foram confeccionados diagramas RPM, com FM (FeO + MgO) e SiO₂ como óxidos normalizados e os demais óxidos (TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O) como normalizadores (Figuras 42 e 43). O pressuposto básico é que olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio seriam as principais fases fracionadas na evolução dos peridotitos, piroxenitos e gabros, respectivamente, de forma que apenas Si, Mg e Fe participariam da cristalização destes minerais, enquanto os demais elementos seriam incompatíveis.

Nos diagramas com TiO_2 , Al_2O_3 e CaO como normalizador (Figura 42), as análises de peridotito, piroxenito e gabro se alinham segundo três *trends* lineares distintos, sem definir um espalhamento a partir da origem. Os peridotitos definem um *trend* com pendente de 1.7:1 em termos de $(\text{FM}:\text{SiO}_2)_{\text{PM}}$, que se repete nos três diagramas. Esta razão é muito próxima da relação $\text{FM}:\text{SiO}_2$ da olivina (2:1) e bem maior que a relação $\text{FM}:\text{SiO}_2$ (1:1) do ortopiroxênio, indicando a importância da olivina como fase fracionada nestas rochas. O *trend* apresentado pelas amostras de piroxenito, com pendente marcadamente 1:1, é exatamente a relação $\text{FM}:\text{SiO}_2$ em ortopiroxênio.

Por outro lado, a maioria das amostras de gabro orienta-se ao longo de um *trend* menos definido, com pendente entre 1:2 e 1:2,6, que é próximo da relação $\text{FM}:\text{SiO}_2$ em clinopiroxênio cálcico (1:2). No diagrama com CaO como normalizado (Figura 42c), o arranjo incomum apresentado pelas amostras se deve ao fato deste óxido também participar da principal fase fracionada, que no caso dos gabros parece ter sido o clinopiroxênio.

As tendências de correlação obtidas para as análises de peridotito, piroxenito e gabro indicam fracionamento controlado pela cristalização de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, respectivamente. Tal relação é consistente com a mineralogia dominante nestas rochas e implica em que as relações primárias entre SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO e MgO não foram obliteradas na maioria das amostras analisadas.

Em contraste, os diagramas com Na_2O e K_2O como normalizador mostram uma distribuição de pontos um pouco diferente (Figura 43). As amostras de peridotito compõem um arranjo em leque a partir da origem e não foram verificadas pendentes de 2:1, apesar do fato de Na_2O e K_2O serem incompatíveis em olivina. As amostras de piroxenitos mantêm a tendência de 1:1 bem definida, enquanto os gabros se orientam em um *trend* menos definido, mas em torno de 1:2.

Assim, a partir da construção de diagramas RPM é possível tecer as seguintes considerações a respeito da mobilidade dos elementos maiores nas rochas estudadas:

- as relações primárias entre SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O e FM nas amostras de piroxenito não foram apreciavelmente obliteradas por processos secundários e refletem uma tendência de fracionamento dominada por ortopiroxênio, com exceção das amostras CT-62, CT-219A e CT-211VIII que se apresentam fora do *trend* geral (Figura 42a, b);

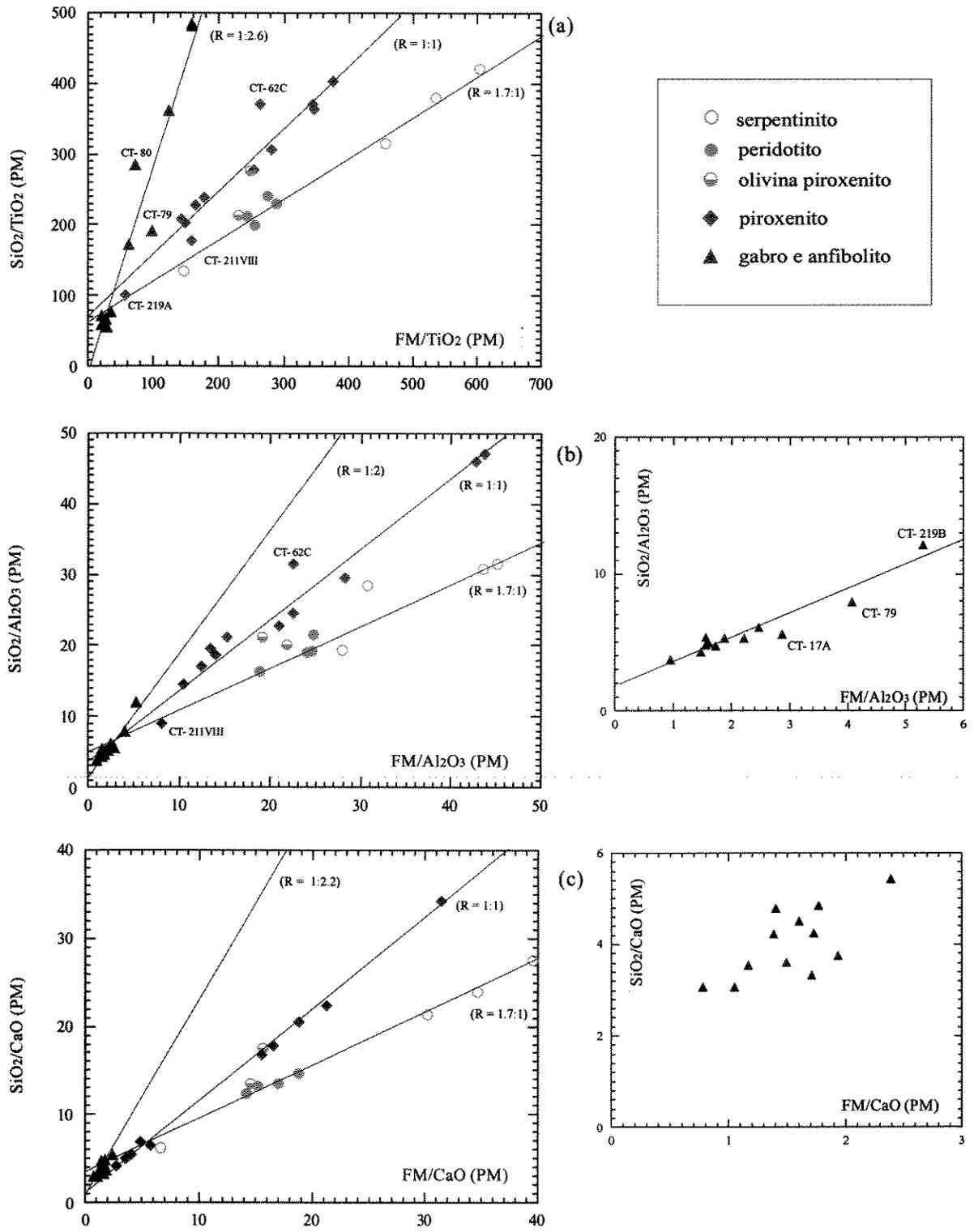


Figura 42. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares para amostras de peridotito, olivina piroxenito, piroxenito, serpentinito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. FM: (FeO_T+MgO) e R: FM/SiO₂ (PM).

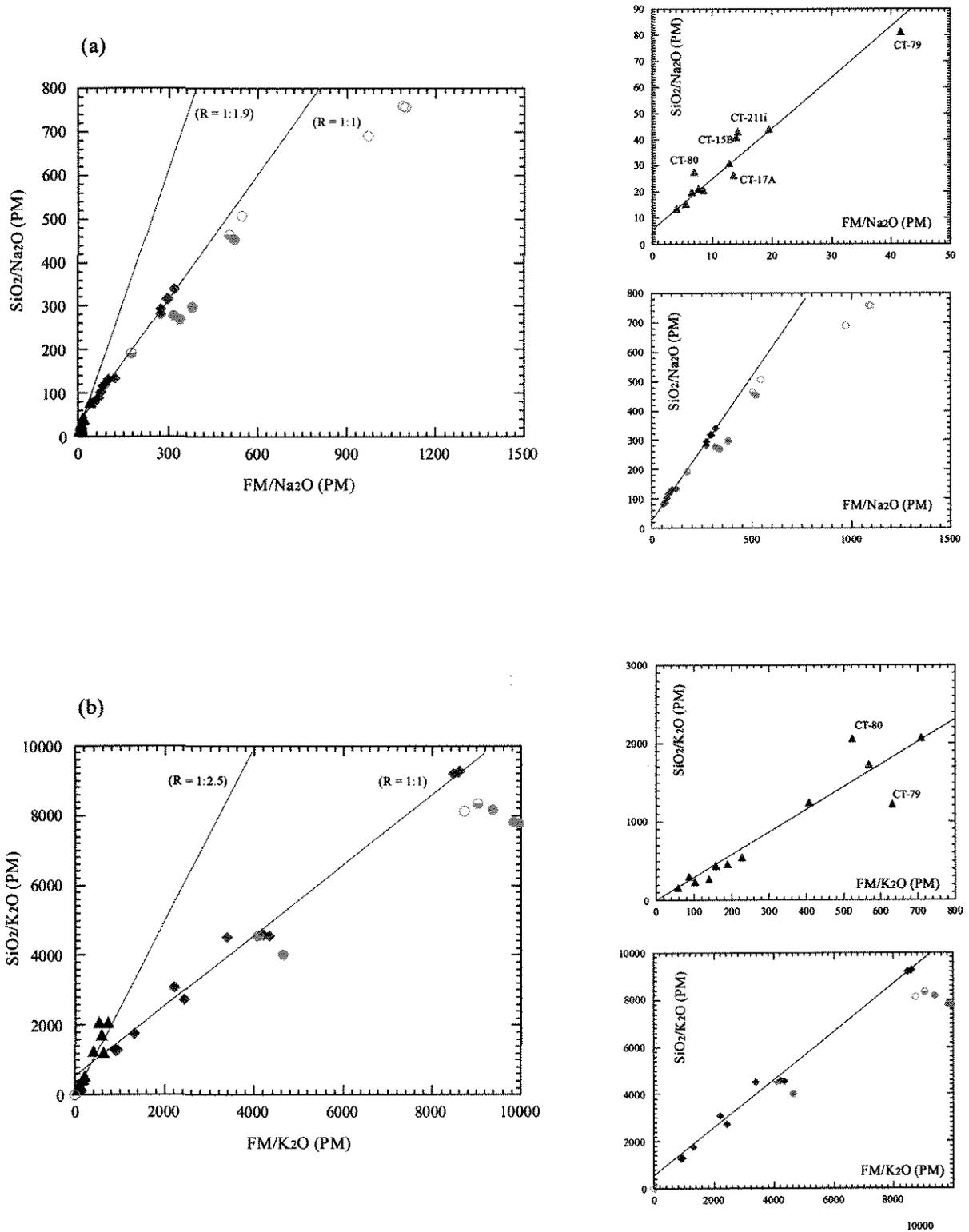


Figura 43. Diagramas de Razões de Proporções Moleculares (RPM) para amostras de peridotito, olivina piroxenito, piroxenito, serpentinito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. FM: $(\text{FeO} + \text{MgO})$ e R: FM/SiO_2 (PM).

- nas amostras de peridotito, as relações primárias entre SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO e FM estão razoavelmente preservadas e refletem um *trend* de fracionamento dominado por olivina. Contudo, é evidente a mobilização secundária de Na₂O e K₂O (Figura 43a, b);
- nos diagramas com TiO₂ e Al₂O₃ como normalizador (Figura 42a, b), algumas amostras de olivina piroxenito e peridotito se posicionam entre os *trends* de 1:1 e 2:1, refletindo o fracionamento concomitante de olivina e ortopiroxênio nestas rochas;
- surpreendentemente, as relações primárias entre SiO₂, TiO₂, CaO e FM nos serpentinitos também parecem estar razoavelmente preservadas (Figura 42a, c), o que não acontece para Na₂O, K₂O e Al₂O₃ (Figura 42b e Figura 43), que apresentam sinais evidentes de mobilização secundária ;
- nos gabros, as relações primárias entre SiO₂, Al₂O₃, Na₂O e FM estão preservadas na maioria das amostras, definindo um *trend* governado pelo fracionamento de clinopiroxênio. Ressalta-se que as amostras do Corpo Rio Grande (CT-79, CT-80, CT-17a, CT-15b), estão sistematicamente fora do *trend* geral, indicando intensa mobilização secundária (Figura 42a, b e Figura 43). Uma amostra do Corpo Manuel Inácio (CT-219B) também se apresenta deslocada (Figura 42b).

Em suma, apesar do metamorfismo, as amostras analisadas apresentam parte de suas relações primárias ainda preservadas e alguns elementos seguem os *trends* esperados em processos magmáticos primários. Contudo, qualquer consideração genética a respeito dos corpos diferenciados deverá levar em conta as indicações de mobilidade química detectadas para algumas amostras, ou grupo de amostras, nos diagramas RPM anteriormente apresentados.

V.6.2. Comportamento dos elementos maiores, menores e traço

V.6.2.1. Classificação química

Para classificação química das rochas que compõem os corpos diferenciados foram utilizadas as concentrações de alguns elementos maiores, tais como sílica e álcalis, em diagramas de variação binários e triangulares (% em peso).

No diagrama álcali x sílica todas as análises estão distribuídas no campo da suíte subalcalina (Figura 44). As amostras de peridotito e piroxenito do Corpo Forro apresentam teores de sílica variando entre 45-56% e se agrupam no campo das rochas básicas e intermediárias,

respectivamente. Já as análises de gabro estão posicionadas em um intervalo mais restrito (47-52%), no campo das rochas básicas. Os teores elevados de sílica apresentados pelas amostras de peridotito e piroxenito dos corpos Forro e Manuel Inácio estão relacionados, em parte, com fato das análises apresentarem altos valores de perda ao fogo (Anexo IV), de forma que tiveram a percentagem absoluta de seus óxidos incrementada, quando recalculadas para a base anidra.

No diagrama de variação triangular AFM (Figura 45a), as amostras dos quatro corpos estão posicionadas no campo toleítico e definem um *trend* com enriquecimento moderado em Fe, típico das suítes evoluídas em condições de alta fugacidade de oxigênio. A existência de olivina, ortopiroxênio e \pm Cr-magnetita como fases cumuláticas nas amostras menos evoluídas reflete a fugacidade de oxigênio elevada. Em contraste, o *trend* mais rico em Fe apresentado pelas amostras de rochas vulcânicas indica condições de fugacidade de oxigênio mais baixas.

No diagrama triangular ACM (Figura 45b), as amostras estão distribuídas em três grupamentos distintos, separados por um intervalo composicional. O grupamento rico em MgO (grupo 1), engloba amostras de peridotito, serpentinito e algumas amostras de piroxenito do Corpo Forro, com elevado percentual de ortopiroxênio normativo (~ 80 %). As demais amostras de piroxenito estão enriquecidas em cálcio e definem um grupamento com razão $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ (grupo 2), indicando possivelmente fracionamento de clinopiroxênio concomitante com ortopiroxênio. O terceiro grupamento inclui todas as amostras de gabros e apresenta enriquecimento pronunciado em Al_2O_3 e razão $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (grupo 3), exceto para as amostras CT-78 e CT-219^A, que apresentaram evidências de mobilização secundária nos diagramas RPM. Nesta figura, observa-se ainda que o campo dos komatiitos da Faixa Nazareno está situado entre os grupos 1 e 2, enquanto o grupo 3 coincide com o campo obtido para os basaltos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar.

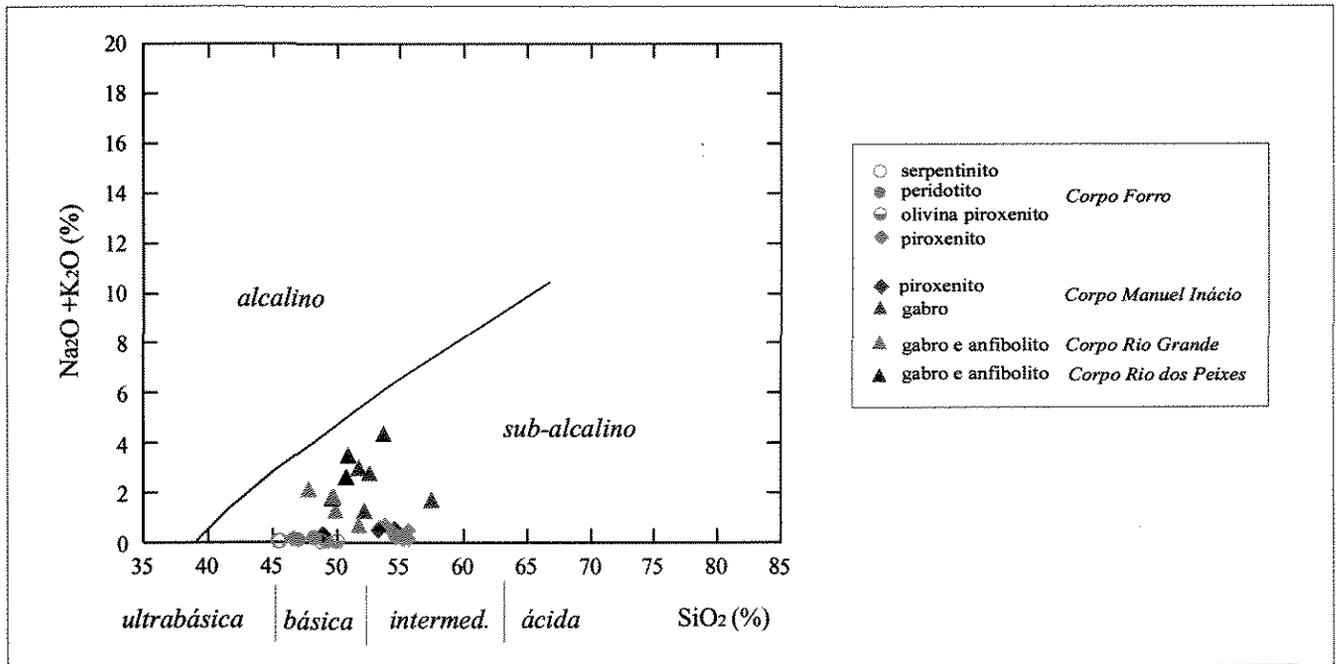


Figura 44. Diagrama classificatório álcali x sílica para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. Os campos das rochas alcalinas e sub-alcalinas foram extraídos de Irvine & Baragar (1971).

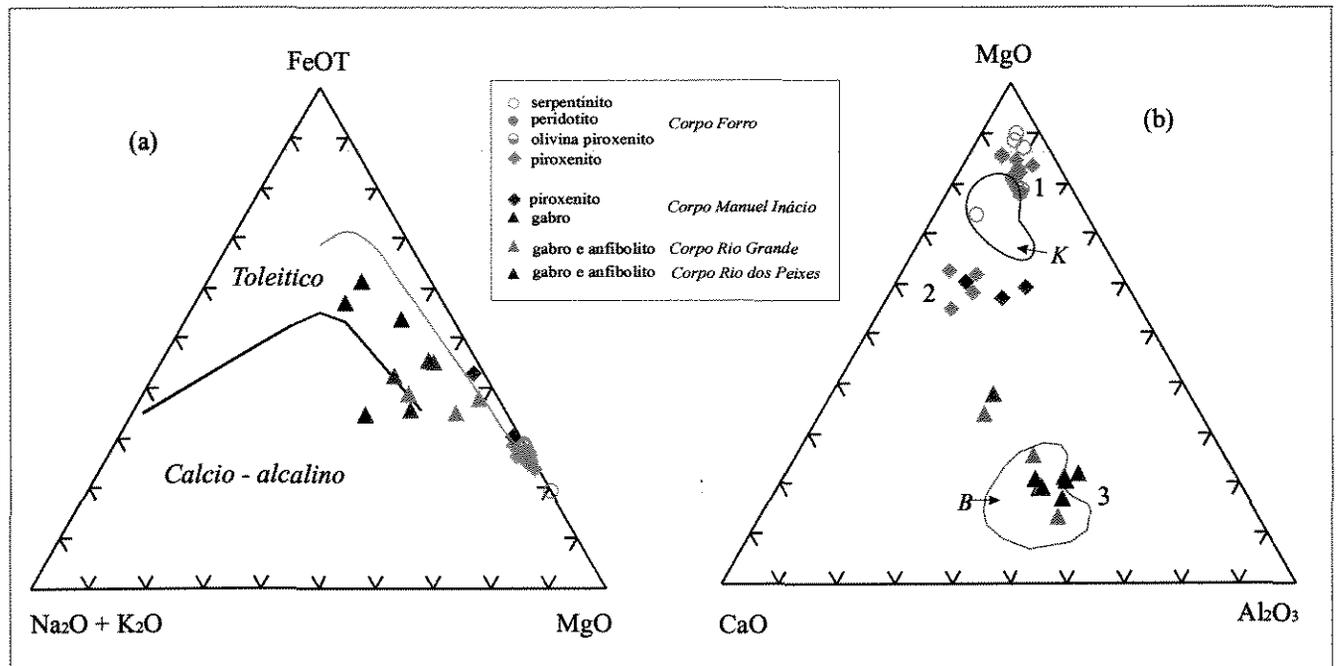


Figura 45. Diagramas de variação triangulares para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. (a) Diagrama AFM contendo o limite das suítes toleíticas e cálcio-alcalina (Irvine & Baragar 1971) e o *trend* apresentado pelas amostras de rochas vulcânicas pertencente à sucessão vulcano-sedimentar (linha verde); (b) Diagrama ACM mostrando os grupamentos 1, 2 e 3 definidos pelas amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e, para comparação, os campos dos komatiitos (*K*) de basaltos (*B*) da sucessão vulcano-sedimentar.

V.6.2.2. Diagramas de variação binários

De maneira geral, as amostras dos diferentes corpos ocupam intervalos específicos em relação ao conteúdo de MgO, refletindo a composição mineralógica das rochas analisadas. Assim, as rochas do Corpo Forro apresentam valores de MgO entre 39-20 %. Aquelas pertencentes ao Corpo Manuel Inácio estão no intervalo 23-7 %, enquanto as amostras mais evoluídas dos corpos Rio Grande e do Rio dos Peixes ocupam intervalos restritos entre 13-5% e 7-5 %, respectivamente. Todos os corpos mostram variações composicionais que acompanham a diminuição dos valores de MgO. Com o objetivo de destacar essas variações utilizou-se o MgO como índice de evolução em diagramas de variação binários, que serão utilizados para avaliar o comportamento dos elementos maiores e traço nas rochas estudadas (Figuras 46, 47 e 48).

Cabe ressaltar que no diagrama de MgO x PF (perda ao fogo) verifica-se uma tendência de correlação positiva (Figura 46a). Os valores mais elevados de PF ocorrem nas rochas mais ricas em MgO e estão relacionados com a alta percentagem de minerais hidratados nestas rochas, principalmente serpentina. Desta forma, o grau de hidratação por metamorfismo também acompanha a distribuição de MgO e, conseqüentemente, também é controlado pelas características originais da rocha. A serpentinização, particularmente, tende a promover a lixiviação progressiva de Ca, Na, Zr, Sc e Al e enriquecimento concomitante em Mg e H₂O (cf. Szabó 1996). Esta relação fica bem evidente diante do comportamento das amostras de serpentinito nos diagramas de variação binários (Figuras 46, 47 e 48).

Corpo Forro

No Corpo Forro, verifica-se uma diminuição nos teores de Cr, Ni e FeO_T, a medida que MgO decresce, que é acompanhado pelo aumento nas concentrações de SiO₂, CaO, TiO₂, Sc, V e Y (Figuras 46, 47 e 48). Destaca-se ainda o modesto incremento de Al₂O₃, Na₂O e K₂O e os valores aproximadamente constantes de P₂O₅, Sr e Ga. Estas relações são condizentes com a mineralogia dos peridotitos e piroxenitos e refletem uma evolução controlada pelo fracionamento de olivina, ortopiroxênio e ± Cr-magnetita.

Outros aspectos característicos das rochas do Corpo Forro são as elevadas concentrações Cr (3788 a 1577 ppm) e Ni (1925 e 392 ppm) e as baixas concentrações de elementos incompatíveis LILE (K, Sr, Rb, Ba) e HFSE (Ti, Zr, Nb, P, Hf).

Corpo Manuel Inácio

Os piroxenitos e gabros do Corpo Manuel Inácio são caracterizados por valores de MgO variando entre 23-17 % e 17 -7%, respectivamente. De maneira geral, verifica-se um aumento significativo nas concentrações de Al_2O_3 , CaO, Na_2O , Sr e Ga e um decréscimo em Cr, Ni, e FeO_T à medida que MgO diminui (Figuras 46, 47 e 48). Tal fato está relacionado ao predomínio de minerais ferro-magnesianos nas rochas mais primitivas, os quais reduzem em proporção durante a evolução do líquido magmático, dando lugar à cristalização de plagioclásio nas rochas mais evoluídas (gabros).

Como pode ser observado nos diagramas binários (Figuras 46, 47 e 48), as amostras de piroxenito deste corpo apresentam comportamento químico semelhante aos piroxenitos mais evoluídos do Corpo Forro, indicando uma evolução semelhante. Em claro contraste, os gabros mostram algumas inflexões nas tendências gerais apresentadas pelas amostras de piroxenito, principalmente no que diz respeito aos elementos incompatíveis Ti, V, Sc e Y.

Esta relação fica evidente no diagrama TiO_2 x MgO (Figura 47d), onde se observa uma tendência de correlação negativa para as amostras situadas no intervalo de MgO entre 23-12 %. A partir deste valor ocorre uma inflexão do *trend* e a concentração de TiO_2 decresce de forma abrupta. O mesmo comportamento é observado para o V, Sc e Y (Figuras 48c, d, e). A inflexão observada nestes diagramas pode estar relacionada com a presença de titanita e Cr-magnetita nos piroxenitos, que incorporam Ti e V durante a sua cristalização, além de Fe e Cr, deixando o líquido empobrecido nestes elementos. Da mesma forma, é possível que Sc e Y tenham sido incorporados na estrutura dos piroxênios nas amostras mais primitivas (piroxenitos), promovendo o empobrecimento nestes elementos nas amostras mais diferenciadas (gabros).

Corpo Rio Grande

As amostras de gabro do Rio Grande ocupam intervalo de MgO entre 13-5%. De maneira geral, as variações composicionais não acompanham a variações de MgO, com exceção de Al_2O_3 , Na_2O , Sr e Ga que aumentam nas amostras mais evoluídas (Figuras 46 e 47). Nos demais diagramas de variação (MgO x SiO_2 , CaO, FeO_T , TiO_2 , K_2O e P_2O_5), predomina uma dispersão acentuada que reflete a intensa mobilização secundária dos elementos maiores, previamente indicada pelos diagramas RPM para as amostras deste corpo.

No caso dos elementos traço, as relações parecem ser mais consistentes e ocorrem tendências de correlação positiva entre MgO e Cr, Ni, Sc, V (Figura 48).

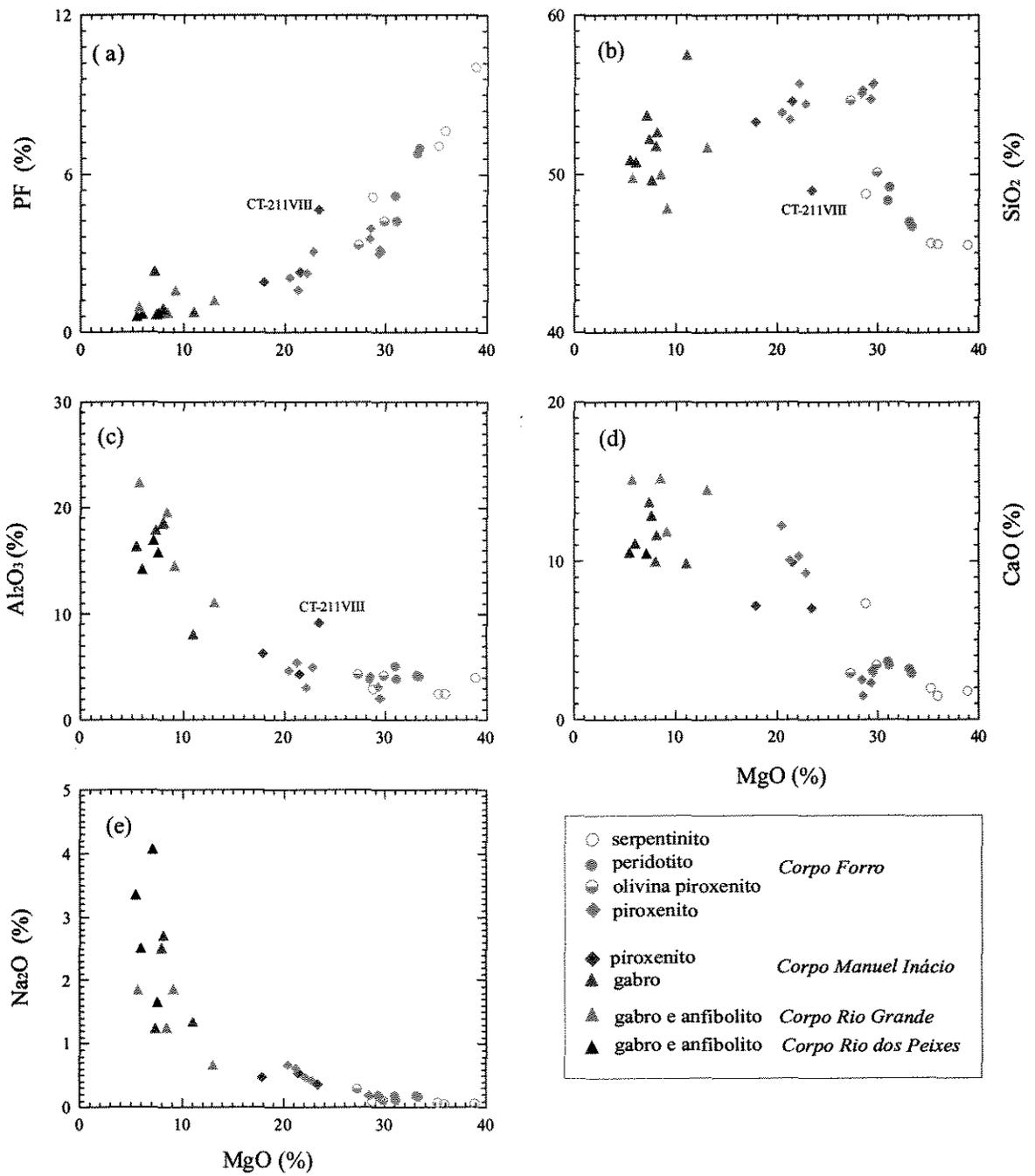


Figura 46. Diagramas de variação binários MgO x PF, SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O (% em peso) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

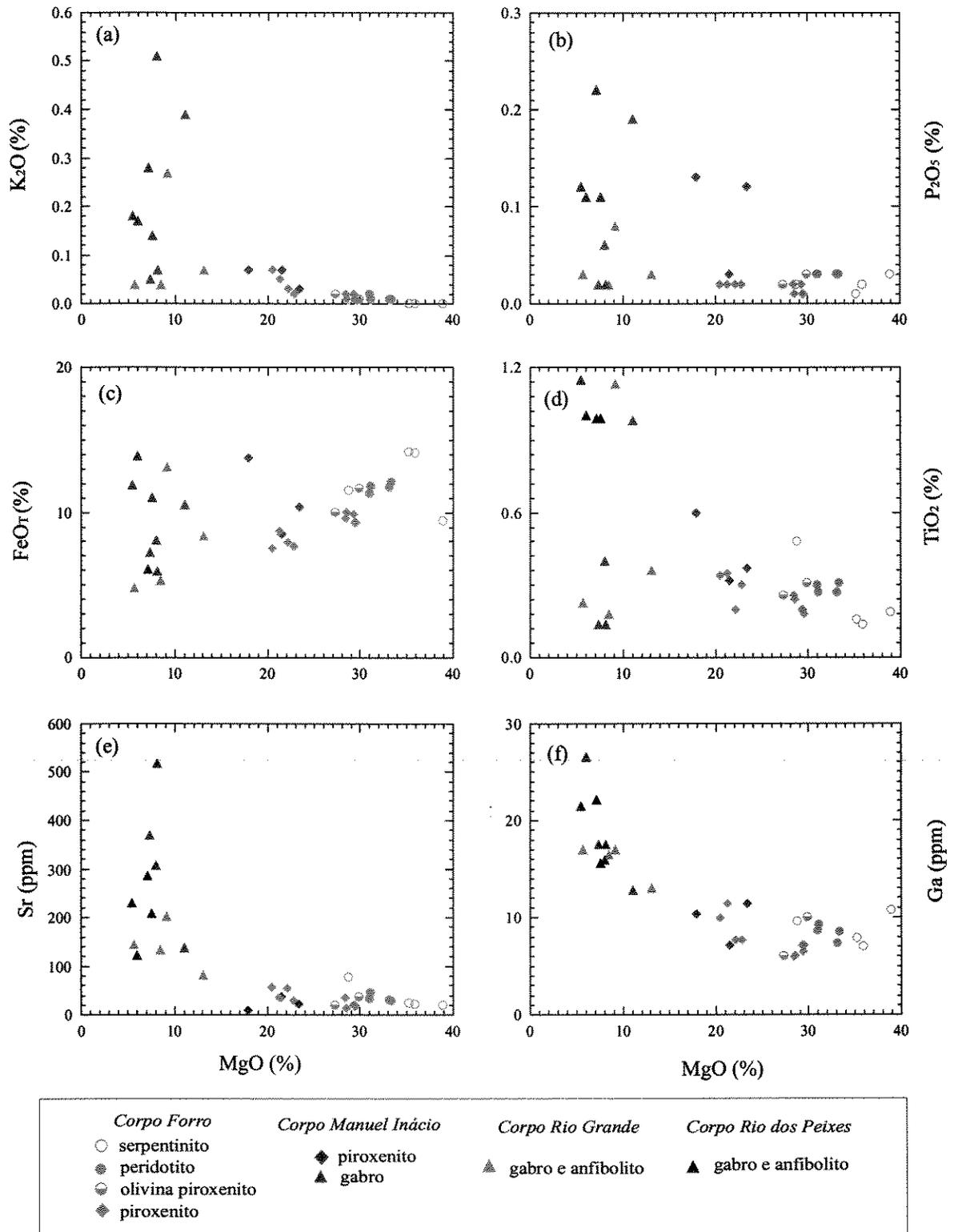


Figura 47. Diagramas de variação binários MgO (% em peso) x K₂O, P₂O₅, FeOr, TiO₂ (% em peso) e Sr, Ga (ppm) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

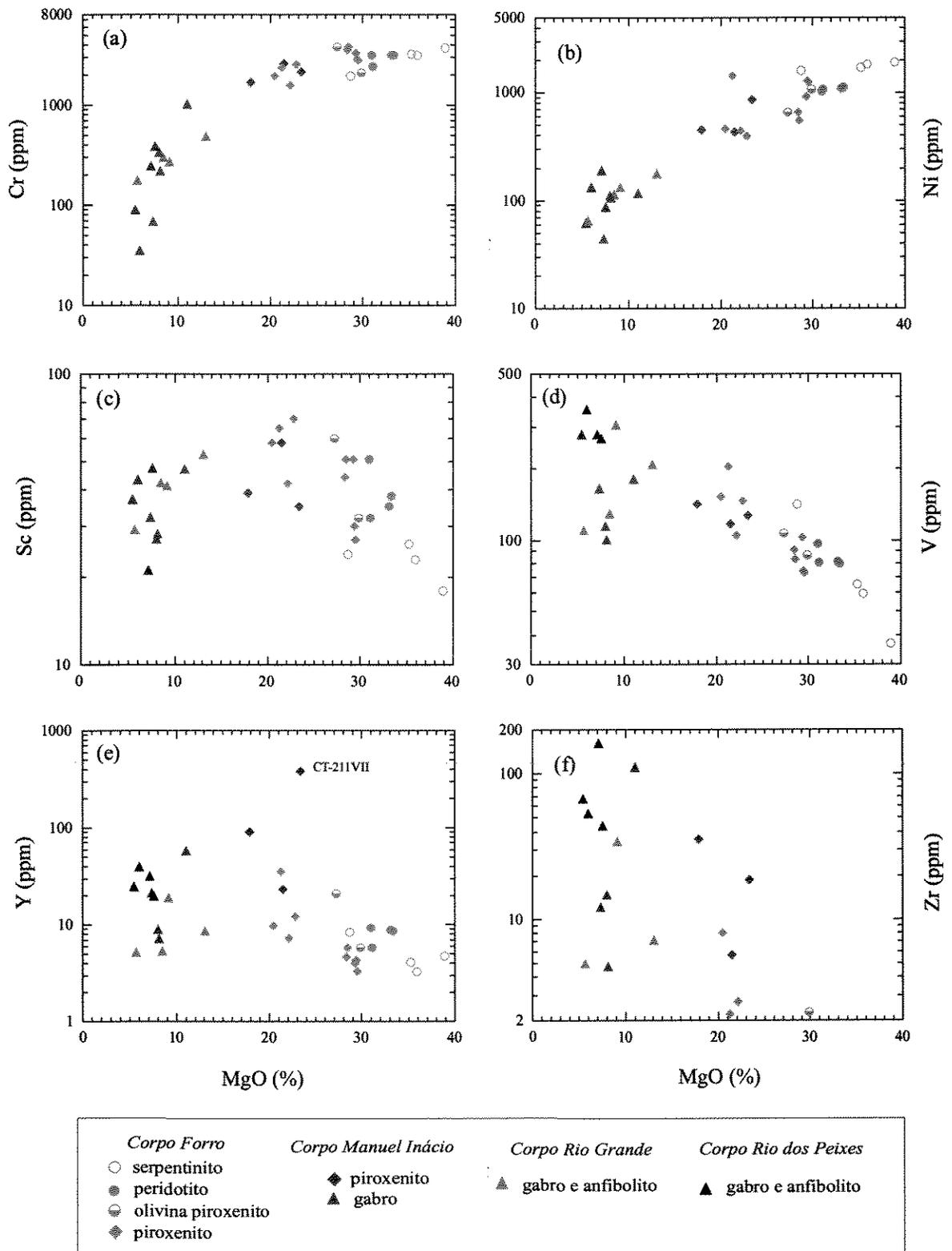


Figura 48. Diagramas de variação binários MgO (% em peso) x Cr, Ni, Sc, V, Y e Zr (ppm) para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

Corpo Rio dos Peixes

As rochas deste corpo são as mais evoluídas e ocupam um intervalo de MgO bem restrito (7-5 %). Nos diagramas bivariantes, as amostras estão agrupadas em campos bem definidos (Figuras 46, 47 e 48) e não é observado o espalhamento obtido para as amostras do Corpo Rio Grande.

As rochas que compõem este corpo são caracterizadas pelas elevadas concentrações de Al_2O_3 , CaO e Na_2O e baixas concentrações de Cr e Ni. Destacam-se ainda as altas concentrações de FeO_T , Ti, V e Zr, quando comparado com os gabros dos corpos Manuel Inácio e Rio Grande, que reflete a presença de ilmenita e zircão nas amostras analisadas.

Outros aspectos característicos deste corpo são as baixas concentrações Cr (386 a 35 ppm) e Ni (188 e 62 ppm) e as elevadas concentrações de elementos incompatíveis HFSE (Ti, Zr, Nb, Sc, P, Y), quando comparado com os demais corpos.

Em conjunto, as características químicas e as variações composicionais observadas nestes corpos são condizentes com uma evolução por diferenciação e cristalização fracionada a partir de um magma originalmente rico em Mg, Cr e Ni.

Aparentemente, os corpos Forro e Manuel Inácio evoluíram de forma semelhante, sob condições de alta fugacidade de oxigênio que possibilitou o fracionamento de olivina, ortopiroxênio e Cr-magnetita nos estágios iniciais de diferenciação. A cristalização destes minerais nas rochas mais primitivas promoveu a extração progressiva de Cr, Ni e Fe do magma e o enriquecimento em CaO, Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O e elementos incompatíveis verificado nas rochas mais evoluídas. Os elementos incompatíveis Ti e V foram incorporados à estrutura da ilmenita e magnetita provocando o empobrecimento destes elementos nas rochas mais diferenciadas (gabros). O mesmo parece ter acontecido com Sc e Y que, aparentemente, foram incorporados na estrutura do piroxênio, atingindo seus valores mais elevado nos piroxenitos mais evoluídos.

O Corpo Rio dos Peixes parece ter evoluído de forma distinta, sob condições de fugacidade de oxigênio menos elevadas que suprimiu a cristalização de magnetita nos estágios iniciais de diferenciação, promovendo o enriquecimento em Fe, Ti e V característico das rochas deste corpo.

V.6.3. Comportamento dos Elementos Terras Raras

Para estudo do comportamento dos Elementos Terras Raras foram realizadas 16 análises, incluindo seis amostras do Corpo Forro, cinco do Corpo Manuel Inácio, dois do Corpo Rio dos Peixes e três do Corpo Rio Grande. Os resultados destas análises estão apresentados na Tabela 8 e os padrões obtidos a partir destes valores estão demonstrados na Figura 49.

Em conjunto, verifica-se que os padrões de ETR podem ser planos ou fracionados, com marcado enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP) (Figura 49). Destaca-se ainda a anomalia negativa de Ce apresentada pelas amostras CT-190c, CT-190VIII, CT-219A e CT-80, que possivelmente está relacionada à mobilização secundária deste elemento. Cabe lembrar que, com exceção da amostra CT-190c, as demais amostras mencionadas apresentam comportamento anômalo nos diagramas RPM (vide item V.6.1).

As rochas ultramáficas do **Corpo Forro** apresentam padrões de ETR planos a enriquecidos em ETRL, com razões La/Sm_N entre 1,0 e 4,1, Sm/Yb_N entre 1,0 e 1,9 e La/Yb_N entre 1,1 a 7,0. A abundância total de ETR varia entre 2 e 12 x condrito C1 e existe uma tendência das amostras mais evoluídas apresentarem concentrações de ETR e razões La/Sm mais elevadas (Figura 49a).

Os padrões de ETR obtidos para as amostras do **Corpo Manuel Inácio** são mais fracionados, com abundância total variando entre 2 e 100 x condrito C1 (Figura 49b). Verifica-se enriquecimento acentuado de ETRL (La/Sm_N : 2,3 e 3,5) e leve empobrecimento de ETRP (Sm/Yb_N : 1,5 e 2,3), com razão La/Yb_N variando entre 4,7 e 8,5. Ao contrário do Corpo Forro, parece existir uma tendência das amostras mais evoluídas (gabros) apresentarem menores concentrações de ETR. Este fato pode estar relacionado à existência de apatita nos piroxenitos, que é uma fase capaz de reter ETR em sua estrutura, promovendo conseqüentemente o empobrecimento de ETR nas amostras mais evoluídas (gabros).

As rochas do **Corpo Rio dos Peixes** apresentam distribuição plana de ETR (La/Yb_N 0,7 e 1,1) e abundância em torno de 10 x condrito C1 (Figura 8c). As amostras do **Corpo Rio Grande** também apresentam padrões de ETR planos (La/Sm_N : 0,6 e 1,0; Sm/Yb_N : 0,7 e 1,0; La/Yb_N : 0,5 e 0,8), porém com concentração total de ETR mais baixas entre 2 e 8 x condrito C1. Nos dois corpos, as amostras mais evoluídas tendem a apresentar maior abundância de ETR.

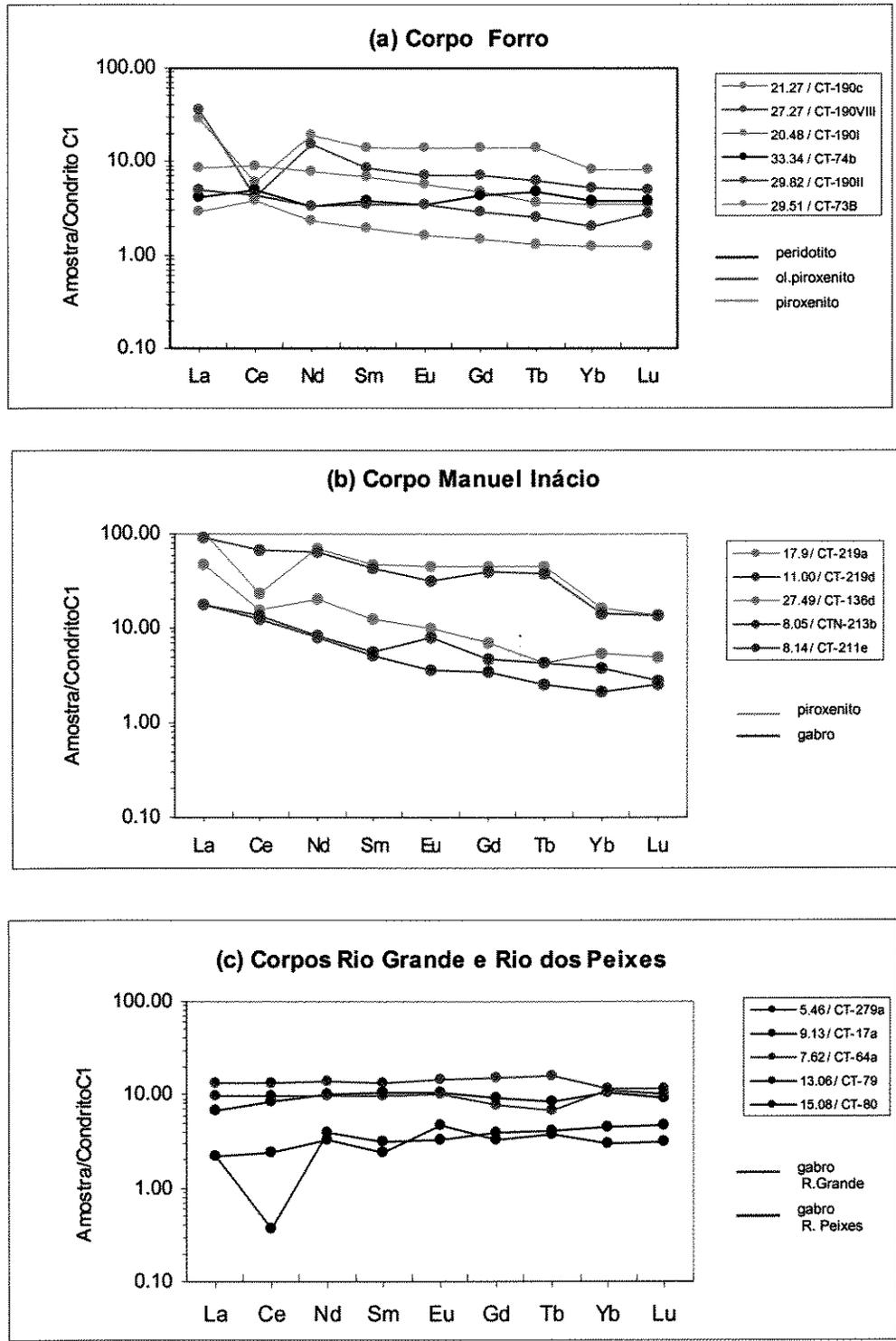


Figura 49. Padrões de ETR para as amostras de peridotito, piroxenito e gabro dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados. (a) Corpo Forro, (b) Corpo Manuel Inácio e (c) Corpos Rio Grande e Rio dos Peixes. Valores de ETR normalizados pelo Condrito C1 de Boynton *et al.* (1984).

Tabela 8. Análises de Elementos Terras Raras para amostras dos corpos máfico-ultramáfico diferenciados

Corpo	Corpo Forro						Corpo Manuel Inácio					Corpo R. Peixes		Corpo Rio Grande		
	peridotito	ol. piroxenito		piroxenito		piroxenito	gabro			gabro		gabro				
Amostra	CT-74B	CT-190II	CT-190VIII	CT-190I	CT-190C	CT-73B	CT-136D	CT-219A	CT-219D	CT-211E	CT-213B	CT-64A	CT-279A	CT-80	CT-79	CT-17A
La	1,26	1,57	11,00	2,62	8,80	0,90	14,40	33,00	28,20	5,60	5,50	2,96	4,17	0,69	0,68	2,11
Ce	4,09	3,51	3,28	7,02	4,69	<0,3	12,63	18,97	55,10	9,88	11,00	8,00	10,50	1,92	<0,30	6,80
Nd	< 2,0	1,95	9,13	4,73	11,45	1,40	11,98	41,33	37,89	4,78	5,04	5,95	8,34	< 2,0	2,34	6,04
Sm	0,73	0,67	1,67	1,31	2,77	0,37	2,43	9,32	8,33	1,02	1,12	1,90	2,63	0,48	0,63	2,03
Eu	0,26	0,26	0,52	0,41	1,03	0,12	0,74	3,30	2,30	0,27	0,60	0,73	1,06	0,35	0,24	0,77
Tb	0,22	<0,2	0,29	0,17	0,66	<0,2	<0,2	2,10	1,80	<0,2	0,20	0,32	0,75	0,18	<0,2	0,41
Yb	0,78	0,43	1,06	0,71	1,71	0,26	1,10	3,40	3,00	0,44	0,78	2,30	2,40	0,62	0,94	2,20
Lu	0,12	0,09	0,16	0,11	0,26	0,04	0,16	0,44	0,44	0,08	0,09	0,32	0,37	0,10	0,15	0,30
(La/Sm) _N *	1,09	1,47	4,14	1,26	2,00	1,53	3,73	2,23	2,13	3,45	3,09	0,98	1,00	0,90	0,68	0,65
(Sm/Yb) _N *	1,00	1,67	1,69	1,98	1,74	1,53	2,37	2,94	2,98	2,48	1,54	0,89	1,17	0,83	0,72	0,99
(La/Yb) _N *	1,09	2,46	7,00	2,49	3,47	2,33	8,83	6,54	6,34	8,58	4,75	0,87	1,17	0,75	0,49	0,65

* Valores normalizados para o Condrito C₁ de Boynton *et al.* (1984)

Obs: Os valores de Gd_N utilizados nesta pesquisa foram calculados a partir dos valores normalizados de Sm e Tb, segundo $Gd_N = (1Sm_N + 2Tb_N)/3$

Os padrões de ETR apresentados pelas rochas dos corpos Forro e Manuel Inácio são semelhantes e condizentes com uma evolução a partir de processos de diferenciação e cristalização fracionada. O Corpo Forro representaria as porções primitivas e as rochas do Corpo Manuel Inácio seriam mais evoluídas e enriquecidas em elementos ETR, incompatíveis nas principais fases cumuláticas (olivina, piroxênio, Cr-magnetita) que controlaram o fracionamento dessas rochas. Possivelmente, o magma progenitor destes dois corpos se originou a partir de uma fonte enriquecida em ETRL. O discreto fracionamento de ETRP apresentado pelas amostras mais evoluídas pode estar relacionado com a incorporação destes elementos na estrutura do ortopiroxênio nos estágios precoces da diferenciação magmática.

Em contraste, os Corpos Rio Grande e Rio dos Peixes apresentam padrões semelhantes entre si, mas diferentes dos padrões observados nos outros dois corpos, com somatório total de ETR inferiores e padrões de ETR predominantemente planos.

Assim, três possibilidades podem ser aventadas para explicar os processos envolvidos na gênese desses gabros (corpos Rio Grande e Rio dos Peixes) e as diferenças entre estes e os demais corpos diferenciados:

1. Os gabros teriam sido gerados por processos de diferenciação e cristalização fracionada a partir do mesmo magma enriquecido em ETRL que gerou as rochas dos demais corpos. Um problema com esta hipótese é que neste caso os gabros deveriam apresentar abundância total de ETR mais elevada que aquelas apresentadas pelas rochas dos corpos Forro e Manuel Inácio.
2. Os gabros seriam formados por novos pulsos de magmas, gerados pela fusão parcial da mesma fonte mantélica já depletada ou, alternativamente, por diferentes taxas de fusão a partir da mesma fonte mantélica. Neste caso, as diferenças químicas observadas seriam fruto de processos evolutivos distintos em um mesmo contexto geológico.
3. Os corpos Rio Grande e Rio dos Peixes teriam sido gerados por outra fonte mantélica, com características geoquímicas diferentes, ou seja, por fontes mais depletadas e menos enriquecidas em ETRL, do que as fontes dos corpos Forro e Manuel Inácio. Neste caso, eles poderiam até mesmo ser de idades diferentes.

As duas últimas possibilidades são as mais prováveis. Contudo, ainda não existem argumentos suficientes para se optar por uma destas duas hipóteses. As relações de campo não são suficientemente claras para elucidar esta questão, uma vez que não foram observadas relações

de contato entre os corpos Rio Grande e Rio dos Peixes e os demais corpos máfico-ultramáficos diferenciados. Da mesma forma, os dados isotópicos Sm-Nd obtidos não auxiliaram no entendimento desta questão, como será demonstrado no item V.7 deste capítulo.

Quando comparados os padrões de ETR dos corpos estudados com os padrões de ETR de outras ocorrências clássicas de rochas máfica-ultramáficas plutônicas, constata-se que as rochas estudadas mostram similaridades com os Complexos Estratiformes (Figura 50). O padrão de ETR dos Corpos Forro e Manuel Inácio são semelhantes aos padrões dos piroxenitos e harzburgitos da zona inferior acamadada do Complexo de Bushveld (Maier & Barnes 1998) e aos padrões do gabro de Skaergaard (Haskin & Haskin 1968). Por outro lado, os padrões dos Corpos Rio dos Peixes e Rio Grande se assemelham aos padrões de ETR dos piroxenitos de Stillwater (Frei *et al.* 1971), mas apresentam concentrações total de ETR mais elevadas.

Os peridotitos do tipo Alpino distinguem-se dos corpos em estudo, por apresentarem graus variados de empobrecimento de ETRL (Ce entre 1,2 e 0,02 x condrito C1) e pequena variação em ETRP, entre 1 a 2 x condrito C1 (Loubet *et al.* 1975) (Figura 50). Da mesma forma, as rochas ultramáficas associadas a seqüências ofiolíticas apresentam padrões de ETR distintos dos corpos estudados, com empobrecimento acentuado em ETRL e concentrações muito baixas de ETR, em torno de 0.001-0.5 x condrito C1 (*cf.* Culler & Graf 1984).

As similaridades entre os padrões de ETR dos corpos estudados com aqueles apresentados pelos complexos estratiformes clássicos indicam de que estes corpos se desenvolveram em ambiente estável anorogênico, de maneira análoga ao que ocorre em outros complexos estratiformes.

IV.4.4. Integração e interpretação dos resultados

As características dos corpos máfico-ultramáficos apresentadas no decorrer deste capítulo apontaram várias semelhanças entre os mesmos, no que diz respeito ao seu contexto geológico, relações estratigráficas com as rochas adjacentes, características texturais originais e evolução tectono-metamórfica. Todos os corpos estão associados espacialmente às faixas vulcano-sedimentares e são cortados pelos corpos plutônicos paleoproterozóicos. Além disso, estes corpos não apresentam registros da deformação Dn-1, impressa nas rochas vulcânicas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar, o que induz a interpretação de que a colocação destes corpos é posterior a deposição e deformação da sucessão vulcano-sedimentar, que compõem o *Greenstone Belt* Barbacena.

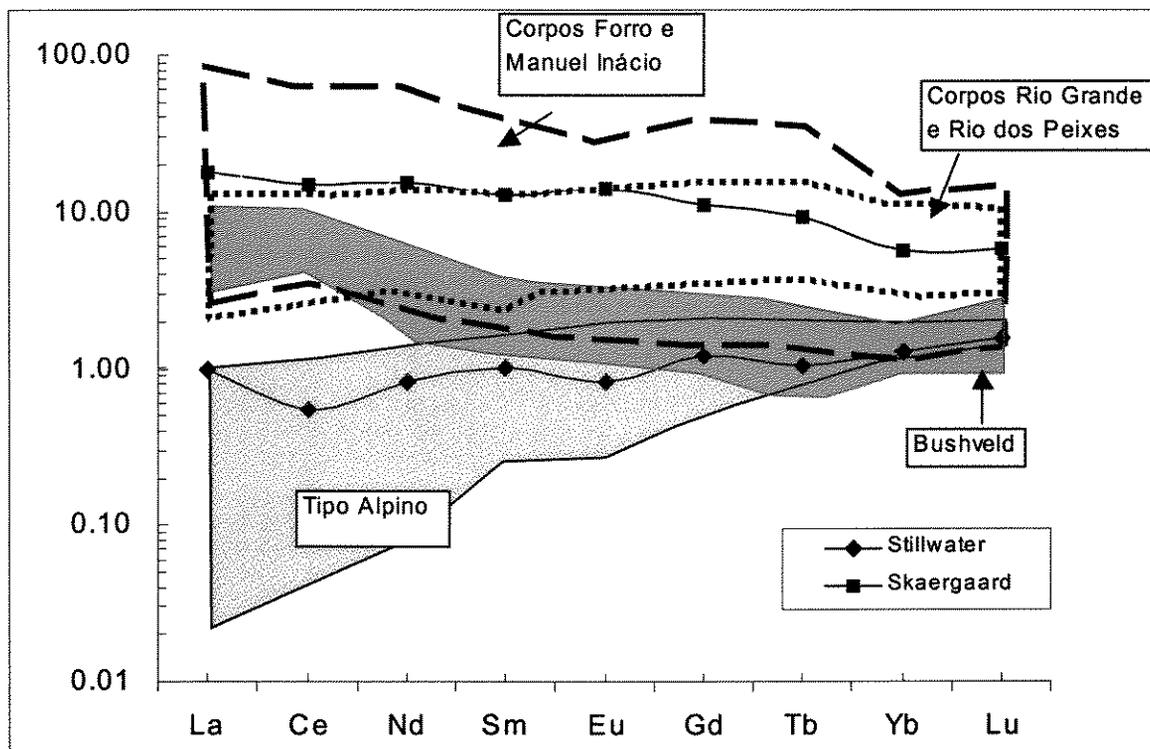


Figura 50. Padrões de Elementos Terras Raras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e de outras ocorrências clássicas de rochas máfico-ultramáficas, normalizados pelo condrito C1 de Boyton *et al.* (1984). Fonte de dados: peridotitos do tipo Alpino (Loubet *et al.* 1975); Zona Basal Acamadada de Bushveld (Maier & Barnes 1998); piroxenito de Stillwater (Frei *et al.* 1971); Margem resfriada do Gabro de Skaergaard (Haskin & Haskin 1968).

Entretanto, a caracterização química destes corpos demonstrou algumas particularidades, como padrões de ETR distintos (Figura 49), que podem ser indicativos de que os corpos Rio Grande e Rio dos Peixes tenham tido uma evolução distinta dos corpos Manuel Inácio e Forro, podendo inclusive ter um significado diferente dentro da evolução geológica da região.

Quando comparados os padrões de ETR dos corpos estudados com os padrões de ETR dos basaltos da Faixa Rio das Mortes, verifica-se uma superposição entre os campos correspondentes aos grupos em questão (Figura 51). Os padrões e as concentrações totais de ETR dos Corpos Rio dos Peixes e Rio Grande são exatamente os mesmos dos Mg e Fe-toleitos da sucessão vulcano-sedimentar, com distribuição aproximadamente plana de ETR e somatório de ETR entre 8 e 12 x o condrito C1. Os padrões apresentados pelos corpos Forro e Manuel Inácio são distintos, mais enriquecidos em ETR leves.

As semelhanças entre os padrões de ETR dos gabros pertencentes aos corpos Rio Grande e Rio dos Peixes e os padrões de ETR dos basaltos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar abrem a possibilidade de que esses dois corpos representem *sills* intercalados na pilha vulcânica, apesar do fato deles não apresentarem registros da deformação Dn-1 impressa na sucessão vulcano-sedimentar. Se esta hipótese for correta implica em que esses corpos tenham sua origem vinculada a evolução da sucessão vulcano-sedimentar e tenham sido preservados da deformação Dn-1, em função de sua maior competência. A elucidação destas questões depende de datações radiométricas confiáveis destes corpos, bem como da sucessão vulcano-sedimentar, uma vez que os resultados das análises Sm-Nd obtidos nesta pesquisa também não são elucidativos, como será demonstrado no próximo item.

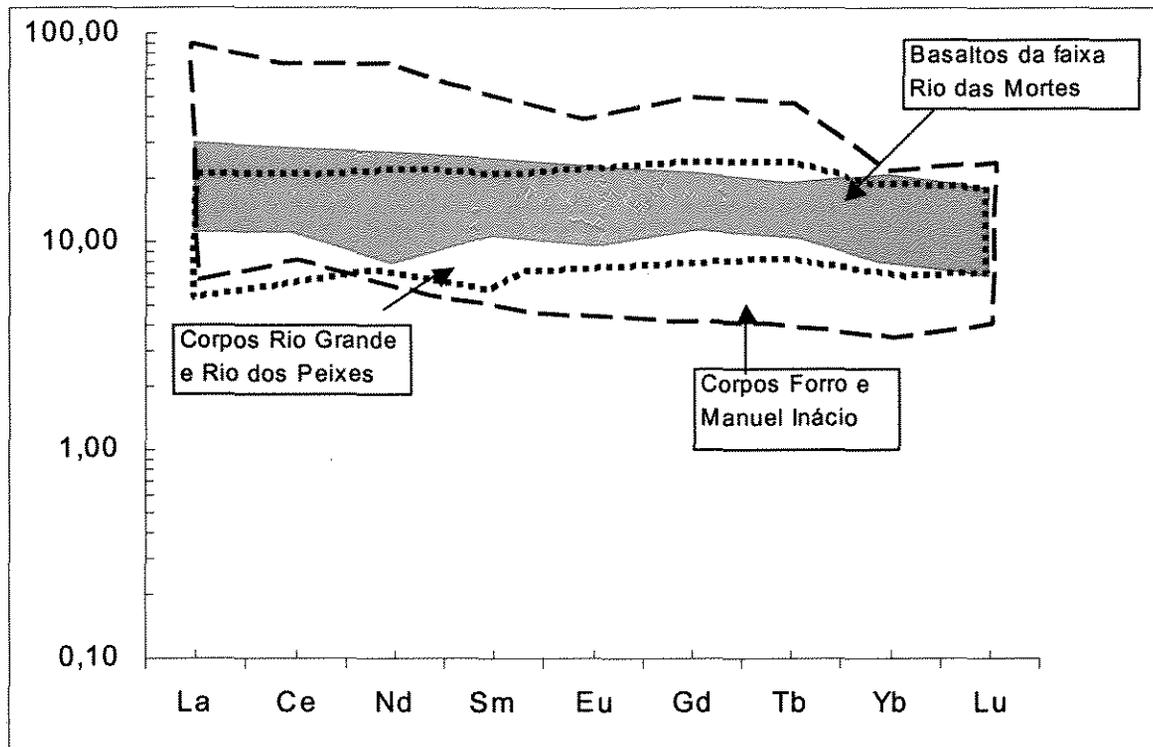


Figura 51. Padrões de Elementos Terras Raras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados e dos basaltos toleíticos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar (Faixa Rio das Mortes). Padrões normalizados pelo Condrito C1 de Boynton *et al.* (1984).

V.7. Geoquímica isotópica – Sistema Sm-Nd

Na tentativa de estimar a idade dos corpos mafico-ultramáficos diferenciados foram realizadas 13 análises isotópicas Sm-Nd em rocha total, incluindo 4 amostras Corpo Forro, 4 amostras do Corpo Manuel Inácio, 3 amostras do Corpo Rio dos Peixes e 3 amostras do Corpo Rio Grande (Tabela 9).

Como pode ser observado na Tabela 9, esses corpos apresentam intervalos restritos e distintos de variação da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Os Corpos Manuel Inácio e Forro apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ baixas, variando entre 0,1283 - 0,1364 e 0,1601 - 0,1686 respectivamente, refletindo os padrões de ETR mais enriquecidos em ETRL destes corpos (vide Figura 49a, b). Os Corpos Rio dos Peixes e Rio Grande, com padrões de ETR predominantemente planos, apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas, entre 0,1881-0,1939 e 0,2033-0,2219, respectivamente.

Infelizmente, devido ao intervalo restrito de variação das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em cada um dos corpos estudados, não foi possível obter isócronas Sm-Nd individuais. As isócronas obtidas forneceram idades com erros muito elevados e sem nenhum significado geológico. Em alguns casos o erro é maior que a idade obtida como, por exemplo, no Corpo Forro onde a idade obtida foi 1.011 ± 2.300 Ma.

Quando reportadas em conjunto no diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ x $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, as análises definem uma errócrona (MSDW = 7,5), com idade $T = 2811 \pm 130$ Ma (2σ), razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,50909 e $\varepsilon(t)$ de + 2,1. A princípio, esta idade só poderia ser considerada como a idade de cristalização dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados se todos os corpos fossem realmente cogenéticos. Entretanto, como demonstrado no item anterior, os Corpos Rio dos Peixes e Rio Grande parecem ter uma evolução diferente dos corpos Manuel Inácio e Forro e podem ter sido originados a partir de fontes mantélicas distintas. Desta forma, uma isócrona envolvendo amostras dos diferentes corpos também não tem significado geológico.

Assim, acredita-se que somente a partir de estudos isotópicos detalhados, envolvendo datações U/Pb em zircão, será possível compreender as relações entre esses corpos, bem como os processos envolvidos na gênese dos mesmos.

Tabela 9. Dados isotópicos Sm-Nd (rocha total) para amostras de rochas dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 1\sigma$)	ϵ (o)	T_{DM} (Ma)
<i>Corpo Forro</i>							
CT 190B	Metaperidotito	0.563	2.048	0.1661	0.512244 ± 38	-7.69	2565
CT 190 II	ol.metapiroxenito	0.619	2.220	0.1686	0.512227 ± 18	-8.01	2779
CT 190 I	metapiroxenito	1.306	4.732	0.1668	0.512210 ± 18	-8.35	2722
CT-73B	metapiroxenito	0.372	1.401	0.1606	0.5122177 ± 17	-8.99	2483
<i>Corpo Manuel Inácio</i>							
CT 219A	metapiroxenito	9.324	41.33	0.1364	0.511559 ± 17	-21.05	2940
CT 213B	metagabronorito	1.119	5.043	0.1341	0.511536 ± 31	-21.50	2898
CT 219D	metagabro	8.338	37.888	0.1330	0.511557 ± 28	-21.09	-
CT 211E	metagabro	1.014	4.776	0.1283	0.511523 ± 26	-21.76	2715
<i>Corpo Rio dos Peixes</i>							
CT 64A	metagabro	1.907	5.946	0.1939	0.512708 ± 32	+1.36	-
CT 279A	metagabro	2.634	8.344	0.1908	0.512621 ± 19	-0.34	-
CT 118	anfíbolito	2.688	8.640	0.1881	0.512589 ± 12	-0.95	-
<i>Corpo Rio Grande</i>							
CT 15B	anfíbolito	0.4013	1.093	0.2219	0.513198 ± 30	+10.93	-
CT 17A	metagabro	2.0300	6.037	0.2033	0.512827 ± 23	+3.68	-
CT-80	metagabro	0.5160	1.528	0.2040	0.512914 ± 39	+5.39	-

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

VI.1. Considerações finais

A área investigada apresenta evolução geológica complexa e compreende rochas de origem plutônica, vulcânica e sedimentar, arqueanas a mesoproterozóicas, retrabalhadas e amplamente modificadas por eventos termo-tectônicos subseqüentes. Apesar dos dados levantados nesta tese de doutorado, existe ainda uma carência de dados geocronológicos para a região em estudo, particularmente no que diz respeito às rochas máficas e ultramáficas.

O mapeamento geológico-estrutural associado à análise petrográfica detalhada possibilitou a individualização de seis unidades geológicas distintas na região, a saber: (i) sucessão vulcano-sedimentar possivelmente arqueana; (ii) corpos máfico-ultramáficos diferenciados; (iii) granitos, gnaisses e migmatitos indivisos; (iv) corpos intermediários a félsicos paleoproterozóicos; (v) diques máficos possivelmente paleoproterozóicos (~ 1.8 Ga) e; (vi) rochas metassedimentares paleo a mesoproterozóicas da Serra de Ouro Grosso (Anexo I). Essas unidades diferem não só no seu conteúdo litológico como também no seu significado dentro da evolução geológica da região.

Sucessão vulcano-sedimentar

A sucessão vulcano-sedimentar constitui a unidade geológica mais antiga da área. Suas rochas estão distribuídas em duas faixas irregulares com direção NE-SW, designadas de Faixas Nazareno e Rio das Mortes. A primeira representa uma pequena parte de uma faixa vulcano-sedimentar maior, que se estende desde Tiradentes até Itumirim e que foi denominada por outros autores como Faixa Itumirim-Nazareno (Ribeiro *et al.* 1998, Cherman 1999) ou Sucessão *Greenstone Belt* II (Ávila 2000). A segunda representa o prolongamento da Faixa Rio Capivari-Rio das Mortes (Ribeiro *et al.* 1998, Cherman 1999), localizada a oeste da área estudada, e se estende para leste, onde foi denominada por Ávila (2000) como Sucessão *Greenstone Belt* I.

A Faixa Nazareno é composta principalmente por rochas metaultramáficas de filiação komatiítica, representadas por metakomatiito (com textura *spinifex* preservada), clorita-Ca-

anfíbólio xisto, talco-clorita xisto e serpentinito, com raras intercalações de anfíbolitos (basalto toleítico) e níveis finos de gonditos e filitos, indicando deposição em ambiente sub-aquático com períodos curtos de quiescência vulcânica, que propiciaram a deposição de sedimentos típicos de fundo oceânico. Na Faixa Rio das Mortes, predominam metamáficas de filiação toleítica (metabasalto e anfíbolito) com intercalações de rochas metassedimentares, que gradativamente passam a predominar na porção oeste desta faixa (Anexo I).

A inexistência de exposições contínuas, somada a intensidade dos processos tectônicos atuantes nesta região impossibilitou o reconhecimento da estratigrafia interna destas faixas, bem como a reconstrução paleogeográfica da sucessão vulcano-sedimentar. No entanto, a organização interna da Faixa Rio das Mortes, com predomínio de rochas sedimentares na porção oeste e de rochas vulcânicas na porção leste, permite supor a existência de uma estruturação primária mais antiga, discordante da foliação regional e da direção atual das faixas, possivelmente na direção NNW/SSE.

As rochas máficas e ultramáficas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar incluem komatiitos, Fe-toleitos e Mg-toleitos. A ausência de basalto komatiítico pode ser indicativa de que os toleitos e komatiitos não tiveram sua evolução a partir da diferenciação e cristalização fracionada de um mesmo magma e tenham sua origem vinculada a fontes ou pulsos vulcânicos distintos. Em contraste, os Mg-toleitos e Fe-toleitos da Faixa Rio das Mortes parecem representar os termos extremos de um processo de diferenciação contínuo, a partir de um magma toleítico.

As rochas de filiação komatiítica são depletadas em alumínio e apresentam características químicas semelhantes às ocorrências clássicas de komatiitos do tipo ADK (komatiitos depletados em alumínio), com valores de $Al_2O_3 / TiO_2 < 20$, razões entre Ti, Zr, Sc distintas das razões condriticas e depleção de ETR pesados. A combinação destes fatores sugere retenção de Al, Sc e ETR pesados em alguma fase fracionada na fonte, possivelmente granada, e implica em uma origem a partir de plumas mantélicas profundas, entre 450 e 650 km, conforme sugerido por Othani (1990) para formação de komatiitos do tipo ADK.

As rochas de filiação toleítica apresentam características transicionais entre E-MORB e N-MORB, no que diz respeito ao comportamento dos elementos incompatíveis HFS e ETR, e são semelhantes, sob este aspecto, aos basaltos de *plateaus* oceânicos, formados por plumas mantélicas em ambiente intraplaca (Storey *et al.* 1991, Kerr *et al.* 1996).

Sugere-se nesta pesquisa que as rochas máficas e ultramáficas que compõem a sucessão vulcano-sedimentar tenham sua origem vinculada a plumas mantélicas profundas, em ambiente tectônico similar aos *plateaus* oceânicos modernos. Possivelmente, esta seqüência vulcânica se desenvolveu de forma análoga ao *plateau* do Caribe, onde também são observadas sucessões vulcânicas compostas de komatiitos, toleitos, picritos e menor proporção de rochas sedimentares pelágicas (cf. Saunders *et al.* 1995, Kerr *et al.* 1996, Arndt *et al.* 1997).

Corpos máfico-ultramáficos diferenciados

Associados espacialmente às faixas vulcano-sedimentares foram individualizados quatro corpos máfico-ultramáficos diferenciados, lenticulares e isolados, que apresentam proporções variáveis de termos máficos e ultramáficos, são eles: Corpo Rio Grande, Corpo Rio dos Peixes, Corpo Manuel Inácio e Corpo Forro. Os dados isotópicos disponíveis indicam que a idade mínima destes corpos é 2.160 ± 10 Ma, equivalente à idade de cristalização do biotita granodiorito/tonalito foliado (Ávila *et al.* 1998), intrusivo no Corpo Manuel Inácio e em suas encaixantes.

O *Corpo Forro* é composto por metaperidotitos e metapiroxenitos acamadados, além de seus equivalentes mais deformados representados por talco-clorita xistos e serpentinitos. Apesar do metamorfismo e deformação, as feições texturais originais indicativas de protólitos magmáticos plutônicos diferenciados, tais como texturas cumuláticas e acamamento ígneo, encontram-se ainda preservadas. A direção do acamamento ígneo varia entre N20°W e N30°E, com mergulho íngreme para leste, sendo discordante da foliação regional. Este corpo se estende para leste, além dos limites da área investigada, compondo o corpo ultramáfico denominado por Ávila (2000) como Rochas Ultramáficas II. Este autor sugere que, apesar das relações de campo não serem esclarecedores, este corpo ultramáfico seja cortado pelo Gabro São Sebastião da Vitória, cuja idade de cristalização é 2.220 ± 3 Ma (Valença *et al.* 2000).

O *Corpo Manuel Inácio* é composto por metapiroxenito e metagabro, além de seus equivalentes mais deformados, representados por talco-clorita xistos e anfíbolitos. A presença de autólitos de metapiroxenito nos metagabros e de diques tabulares de microgabro cortando metapiroxenitos é indicativa da atuação de processos de injeções múltiplas na formação deste corpo. Os metapiroxenitos apresentam granulação grossa e textura poiquilítica orto a

mesocumulática. Os gabros possuem textura sub-óptica a intergranular, com pseudomorfos de piroxênios, substituídos por cummingtonita ou Mg-hornblenda.

Nos *Corpos Rio dos Peixes e Rio Grande* predominam metagabros, além de raras camadas de metapiroxenito. A textura é normalmente blastoporfirítica, marcada por fenocristais pseudomórficos de piroxênios e plagioclásio, dispostos numa matriz mais fina composta por plagioclásio. Texturas cumuláticas são raras e o acamamento ígneo é menos evidente que nos demais corpos.

Provavelmente, os corpos Forro e Manuel Inácio evoluíram de forma semelhante, sob condições de alta fugacidade de oxigênio que possibilitou o fracionamento de olivina, ortopiroxênio e \pm Cr-magnetita, nos estágios iniciais de diferenciação. A cristalização destes minerais nas rochas mais primitivas (peridotitos e piroxenitos) promoveu a extração progressiva de Cr, Ni e Fe do magma e o enriquecimento em CaO, Al₂O₃, SiO₂, Na₂O e elementos incompatíveis verificado nas rochas mais evoluídas (gabros).

Os padrões de ETR apresentados pelas rochas dos Corpos Forro e Manuel Inácio são semelhantes e condizentes com uma evolução a partir de processos de diferenciação e cristalização fracionada. O Corpo Forro representaria as porções primitivas, e as rochas do Corpo Manuel Inácio seriam mais evoluídas e enriquecidas em elementos ETR incompatíveis nas principais fases cumuláticas (olivina, piroxênio, Cr-magnetita), que controlaram o fracionamento dessas rochas. Possivelmente, estes corpos se originaram a partir de uma fonte enriquecida em ETR. Os padrões de ETR mencionados são semelhantes aos padrões de ETR dos piroxenitos e harzburgitos da zona inferior acamadada do Complexo de Bushveld (Maier & Barnes 1998) e ao gabro da margem resfriada de Skaergaard (Haskin & Haskin 1968).

Em contraste, os Corpos Rio Grande e Rio dos Peixes parecem ter evoluído de forma distinta, sob condições de fugacidade de oxigênio menos elevadas que suprimiu a cristalização de magnetita nos estágios iniciais de diferenciação, promovendo o enriquecimento em Fe, Ti e V característico das rochas destes corpos. Os padrões de ETR são predominantemente planos e se assemelham aos padrões de ETR dos piroxenitos de Stillwater (Frei *et al.* 1971).

A semelhança entre os padrões de ETR dos gabros pertencentes aos corpos Rio Grande e Rio dos Peixes e dos basaltos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar (Figura 51), pode ser sugestiva de que esses corpos tenham sua origem vinculada à evolução dessa sucessão e representem *sills* intercalados na pilha vulcânica.

As similaridades entre os padrões de ETR dos corpos estudados com aqueles apresentados pelos complexos estratiformes clássicos indicam que estes corpos se desenvolveram em ambiente estável anarogênico, de maneira análoga ao que ocorre em outros complexos estratiformes.

Os dados obtidos para os corpos Forro e Manuel Inácio sugerem uma correlação com a Sequência Acamadada Riberão dos Motas (Carneiro *et al.* 1997) e com o Complexo Acamadado Morro das Almas (Barbosa 1998), devido as similaridade texturais e litológicas com estas seqüências. Se esta hipótese for correta, estes corpos poderiam ter sido gerados no Neoarqueano, em ambiente anarogênico, relacionado á estabilização do paleocontinente arqueano, conforme sugerido por Teixeira *et al.* (2000).

Corpos intermediários a félsicos

Na área investigada foram individualizados cinco corpos intermediários a félsicos, intrusivos na sucessão vulcano-sedimentar e nos corpos máficos-ultramáficos diferenciados. São eles: biotita hornblenda diorito, biotita hornblenda tonalito, biotita granodiorito/tonalito foliado, biotita granito porfirítico e biotita granito. Os dados obtidos nesta pesquisa permitiram estabelecer uma hierarquia relativa entre alguns destes corpos (Capítulo III), bem como correlaciona-los a outros corpos paleoproterozóicos previamente descritos nesta região.

O biotita hornblenda diorito parece constituir o corpo mais antigo e suas rochas encontram-se deformados por zona de cisalhamento D_n, desenvolvidas em condições de fácies anfíbolito. Os demais corpos são sin a tardi-D_n, mostrando uma foliação S_n e metamorfismo em condições de fácies xisto verde superior.

O biotita hornblenda tonalito constitui uma pequena porção do Trondhjemitó Tabuões, localizado à nordeste da área investigada (vide Figura 4). A idade desse corpo ainda não está devidamente estabelecida. Entretanto, Noce *et al.* (2000) apresentam uma isócrona Rb-Sr de 1.972 ± 13 Ma (MSDW = 5,75), com T_{DM}: 2,43 Ga e ε_{Nd}(t): 2,8, sugerindo uma idade paleoproterozóica para estas rochas.

Os corpos biotita granodiorito/tonalito foliado e biotita granito são correlacionáveis ao Trondhjemitó Cassiterita e ao Granitóide Ritapólis, respectivamente, com idades de cristalização 2.162 ± 10 Ma e 2.121 ± 07 Ma (Ávila *et al.* 1998).

Granitos, gnaisses e migmatitos indivisos

Além das rochas ortoderivadas supramencionadas, ocorre na porção sul da área um domínio composto por granitos, gnaisses e migmatitos, que não foram individualizados nesta pesquisa. A presença de gnaisses bandados polideformados e migmatitos neste domínio, como enclaves dispersos em uma massa granítica/granodiorítica foliada, sugere uma fonte crustal mais antiga para estas rochas, embora não existam datações geocronológicas para as mesmas.

Noce *et al.* (2000) apresentam valores de T_{DM} : 2,77 Ga e $\epsilon_{Nd}(t)$: -7,7 para o Granito Itutinga, pertencente a este domínio, e sugerem uma fonte crustal arqueana para este corpo.

Diques de metadiabásio

Corpos de metadiabásio tabulares, com dimensões centimétricas a métricas, foram observados em várias exposições, cortando os corpos granitóides e, localmente, as rochas pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar. O dique mais espesso ocorre na porção norte da área, com direção N70°E, cortando os corpos biotita hornblenda tonalito e o biotita granito

Estes diques apresentam características semelhantes aos diques da suíte básica descrita por Pinese (1997), com idade 1.875 Ma (Sm-Nd). Segundo este autor estes diques foram colocados durante os estágios extensionais tardios da Orogênese Transamazônica

Serra de Ouro Grosso

As rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso ocorrem como uma faixa estreita, com direção aproximadamente NW-SE, sobrepostas discordantemente sobre granitos, migmatitos e metakomatiitos pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar. Estas rochas metassedimentares são interpretadas como pertencentes aos sedimentos da Bacia São João Del Rei (Heilbron 1984, Paciullo *et al.* 2000), depositados ente 1,8 e 1,3 Ga (Ribeiro *et al.* 1995).

Deformação e Metamorfismo

A região foi afetada por pelo menos três eventos termo-tectônicos importantes, relacionados ao Arqueano, Paleoproterozóico (Evento Transamazônico) e Neoproterozóico (Evento Brasileiro). A individualização das estruturas tectônicas pertencentes a cada um destes eventos é dificultada pelo fato dos registros tectônicos referentes ao Evento Brasileiro serem aproximadamente coaxiais aos registros do Evento Transamazônico, nesta porção sul do Cráton São Francisco. Além disso, a intrusão de vários corpos plutônicos durante o Paleoproterozóico,

somado a intensidade da deformação relacionada a este período, obliteraram as estruturas pretéritas, geradas durante o Arqueano. Contudo, foi possível identificar na área estudada três conjuntos de estruturas tectônicas distintos, relacionados às fases de deformação, D_{n-1} , D_n e D_{n+1} , respectivamente.

A fase mais antiga, D_{n-1} , está impressa nas rochas da sucessão metavulcano-sedimentar e em enclaves de gnaisses bandados tonalíticos existentes dentro dos corpos paleoproterozoicos. Seus registros foram observados somente em porções mais preservadas da deformação D_n , onde são caracterizados pela foliação tectônica S_{n-1} , normalmente envolvida em dobramentos (F_n). Este evento, possivelmente arqueano, desenvolveu-se em condições de fácies anfíbolito inferior, e pode ser correlacionável ao evento termo-tectônico que afetou o *greenstone belt* Rio das Velhas durante o Evento Rio das Velhas (2780 a 2770 Ma), ou ainda, a um evento tectónico-metamórfico mais antigo, entre 2,86 e 2,84 Ga, que promoveu o metamorfismo e migmatização dos gnaisses dos Complexos Belo Horizonte e Campo Belo (Noce 1995, Teixeira *et al.* 1998).

A fase de deformação principal (D_n) gerou as feições tectônicas penetrativas da área estudada e seus registros estão impressos rochas da sucessão metavulcano-sedimentar, nos corpos mafico-ultramáficos diferenciados e no corpo de biotita hornblenda diorito. Durante este evento ocorreu o dobramento generalizado da foliação S_{n-1} e desenvolveu-se a foliação S_n , que constitui a feição planar dominante na área investigada, com direção N60-90°E e mergulho íngreme para sudeste ou noroeste. Ainda relacionadas a esta fase formaram-se zonas de cisalhamento direcionais dextrais de expressão regional (Anexo I).

A assembléia metamórfica materializada na foliação S_n , relacionada ao evento metamórfico M_2 , indica que esta deformação se desenvolveu em condições de fácies anfíbolito inferior a médio. Este pulso metamórfico representa a primeira manifestação do Evento Termo-Tectônico Transamazônico na região investigada e possivelmente se processou no intervalo compreendido entre 2.270 –2.162 Ma. Este intervalo é balizado pela idade do metamorfismo principal das rochas metamáficas da Faixa Rio das Mortes (M_2) (Capítulo IV.5) e pela idade do Trondhjemitó Cassiterita, que não foi afetado por este metamorfismo (Ávila *et al.* 1989).

A fase D_{n+1} afetou todas as rochas da região, inclusive as rochas metassedimentares da Serra de Ouro Grosso. As estruturas pertencentes a este evento atuaram de forma mais expressiva na porção sul da área. Estas estruturas se desenvolveram em níveis crustais mais rasos, em condições de fácies xisto verde superior (M_3) e promoveram a reativação das estruturas mais

antigas, desenvolvidas em níveis crustais mais profundos. Esta fase pode estar relacionada ao Evento termo-tectônico Brasileiro, uma vez que suas estruturas estão registradas nas rochas metassedimentares da Serra do Ouro Grosso, ou a segunda manifestação do Evento Transamazônico na região. Se esta última hipótese for correta, implica na existência de uma fase de deformação D_{n+2} , restrita a supracitada serra..

VI.2. Evolução Geológica

Inúmeros modelos geológicos têm sido propostos para explicar a origem dos *greenstone belts* arqueanos (Condie 1981, Kröner 1991, Windley 1993, Polat *et al.* 1998). Os modelos baseados na tectônica de placas (mobilistas) contemplam e explicam de forma satisfatória a variedade de características estruturais, geológicas e geoquímicas observadas nesses terrenos arqueanos (Condie 1981, Hoffman 1991, Kröner 1991, Windley 1993, Eriksson *et al.* 1994, Polat *et al.* 1998). Por outro lado, os modelos fixistas são inconsistentes para explicar a diversidade de feições geológicas encontradas em muitos *greenstone belts* arqueanos, bem como a justaposição de terrenos alóctones e a presença de falhas transcorrentes de escala regional (Polat *et al.* 1999, Windley 1993).

Estudos recentes sugerem que muitos *greenstone belts* (ex.. Província Superior do Canadá) foram amalgamados através de processo de subducção-acresção, comparáveis àqueles das margens convergentes fanerozóicas (Hoffman 1991, Polat *et al.* 1998). Investigações geológicas de tais terrenos fanerozóicos indicam que rochas ígneas, sedimentares e metamórficas são intensamente deformadas e estruturalmente desmembradas quando são incorporadas dentro desses sistemas orogênicos. A reconstrução dos ambientes geodinâmicos originais, baseadas nas evidências de geologia de campo é limitada (Sengör *et al.* 1993). Essa limitação torna-se um obstáculo maior em *greenstone belts* arqueanos polideformados, devido à predominância de seqüências vulcânicas litologicamente similares e a ausência de um controle fóssil. Isto porque, em tais terrenos a continuidade estratigráfica é freqüentemente obliterada e as relações espaciais originais, bem como idades relativas podem estar totalmente mascaradas (Polat *et al.* 1998).

Nas últimas décadas a constatação de que a superfície da terra atual é composta por grandes províncias ígneas relacionadas a basaltos intracontinentais, a seqüências vulcânicas de margem continental e a *plateaus* oceânicos trouxeram a tona as seguintes perguntas: seria a

produção dessas grandes províncias uma característica restrita a época atual, ou essas províncias não estão sendo reconhecidas no precambriano devido a problemas de preservação e complexidade geológica ? (Saunders *et al.* 1996).

A presença de seqüências komatiíticas na Ilha de Gorgona, associada ao *plateau* do Caribe, levou diversos pesquisadores a postular um ambiente análogo para origem de algumas seqüências komatiíticas-toleíticas arqueanas (Storey *et al.* 1991, Saunders *et al.* 1996). Essas seqüências são apontadas como remanescentes das porções superiores de *plateaus* oceânicos, os quais foram delaminados e obductados sobre crosta continental, em margens convergentes antigas. Isto poderia explicar como fragmentos de níveis crustais profundos, de *plateaus* oceânicos, poderiam estar preservados em terrenos alóctones.

Exemplos inequívocos de *plateaus* oceânicos antigos têm sido identificados no registro geológico (Polat *et al.* 1998, Hollings & Wyman 1999, Polat & Kerrich 2000). A identificação de restos de *plateaus* oceânicos antigos têm sido respaldada através de exemplos de lavas submarinas arqueanas no escudo Candense (>2.7Ga) e no Craton do Kaapvaal (3.5 – 3.3 Ga). Dados químicos e isotópicos sugerem que unidades komatiíticas-toleíticas dessas regiões foram derivadas pela fusão parcial de uma pluma ou de fonte mantélica astenosférica, mas o ambiente tectônico (uma margem continental do tipo rift, um assoalho oceânico, um *plateau* oceânico) no qual essas rochas foram extrudidas não estão precisamente definidos. Desta forma, *Greenstone belts* precambrianos poderiam representar *plateaus* oceânicos imbricados ou plumas, cortando uma litosfera continental pouco espessa (Saunders *et al.* 1996).

Os dados levantados durante esta investigação, combinados com aqueles disponíveis na literatura, permitem sugerir a seguinte evolução geológica para a região de Nazareno, em sete etapas:

Etapa 01- Deposição da sucessão vulcano-sedimentar em ambiente de *plateau* oceânico. Sugere-se ainda que os corpos gabróicos, Rio Grande e Rio dos Peixes, possam estar relacionados à formação deste *plateau* oceânico e representem *sills* intrusivos na pilha vulcânica;

Etapa 02- Colagem e acreção deste *plateau* em uma margem continental, representada pelos gnaisses e migmatitos arqueanos do Complexo Campo Belo, promovendo deformação (Dn-1) e metamorfismo (M₁) na sucessão vulcano-sedimentar e nas rochas do referido Complexo;

Etapa 03- Intrusão dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados Manuel Inácio e Forro na pilha vulcano-sedimentar, em ambiente anarogênico. Possivelmente, nesta etapa ocorreu também a intrusão do Complexo Acamadado Morro das Almas (Barbosa 1998) e da Seqüência Acamadada Riberão dos Motas no interior do Complexo Campo Belo (Carneiro *et al.* 1997). Estas intrusões estariam associadas a um período de cratonização deste núcleo arqueano;

Etapa 04 - Colisão de dois blocos continentais durante o Evento Transamazônico, representados pelo Complexo Mantiqueira (a sul e sudoeste) e pelos terrenos previamente acrescidos (Complexo Campo Belo, *plateau* oceânico e corpos máfico-ultramáficos acamadados), promovendo deformação e metamorfismo em fácies anfíbolito nas rochas da sucessão vulcano-sedimentar e nos corpos máficos-ultramáficos diferenciados (Dn); e geração de corpos dioríticos e granitóides paleoproterozóicos, associados ao magmatismo do Cinturão Mineiro.

Etapa 05 - Magmatismo fissural com colocação de diques de diabásio associados a extensão do final do Evento Transamazônico, em torno de 1,8 Ga (Pinese 1997), e nucleação da Bacia São João Del Rey (Ribeiro *et al.* 1998);

Etapa 06 - Deposição dos sedimentos da Serra de Ouro Grosso, possivelmente correlacionáveis aos sedimentos da Bacia São João Del Rey (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 2000).

Etapa 07 - Reativação das estruturas pretéritas e formação de novas estruturas típicas de nívéis crustais mais rasos, em condições de fácies xisto verde, durante o Ciclo Brasileiro.

A idade do ponto de partida desta evolução ainda não está definida, visto que não existem dados geocronológicos disponíveis acerca da sucessão vulcano-sedimentar. A idade mínima é marcada pela idade de cristalização do Trondhjemitó Cassiterita (2162 ± 10 Ma – Ávila *et al.* 1998) intrusivo nesta sucessão. Até o momento, esta seqüência vem sendo correlacionada ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, com idade 2,7 Ga (Machado *et al.* 1992). No entanto, ela também poderia ser correlacionável a outros fragmentos supracrustais mais antigos da porção meridional do Cráton São Francisco, como por exemplo ao *Greenstone Belt* Piumhi (~3,1 Ga Machado & Schrank 1989) e Morro do Ferro.

VI.3. Trabalhos futuros

As discussões e interpretações apresentadas anteriormente demonstraram que ainda existem várias questões em aberto na evolução geológica da região. Considera-se que estudos geocronológicos e químicos detalhados trarão subsídios para elaboração de um modelo evolutivo mais aprofundado para região. Outra questão a ser abordada, é o estudo das rochas metassedimentares associadas a essa sucessão vulcano-sedimentar, que podem elucidar relações estratigráficas com áreas adjacentes, bem como fornecer informações importantes acerca do ambiente tectônico no qual esta seqüência foi depositada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence of Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero ferrífero. *Precambrian research*, **90**:29-58.
- Almeida F.F.M., Hasuy, H., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**:1-29
- Altermann W. 1996. Sedimentology, geochemistry and paleogeographic implications of volcanic rocks in the Upper Campbell Group, western Kaapval craton, South Africa. *Precambrian Research*, **79**:73-100.
- Andreis R.R., Ribeiro A, Paciullo, F.V.P. 1989a. Caracterização preliminar dos Ciclos deposicionais Proterozóicos do sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:25:000). In: SBG, 1 Simp. Geol. do Sudeste, Rio de Janeiro, *Resumos expandidos*, 1:101.
- Andreis R.R., Ribeiro A, Paciullo, F.V.P. 1989b. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul) 1:250.000. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE. In: SBG, 1 Simp. Geol. do Sudeste, Rio de Janeiro, *Resumos expandidos*, 1:101-102.
- Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. 1977. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, **18**: 319-369
- Arndt N. T., Kerr A.C., Tarney J.1997. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**:289-301
- Ávila C.A. 1992. *Geologia petrografia e geoquímica das rochas Pré-Cambrianas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga e Unidade Metatronohjemítica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 265p.
- Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Craton do São Francisco, Região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 401 p.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C., Ribeiro A., Paciullo F. 1998. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões de corpos metaplutônicos de São João Del Rei, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 40, Belo Horizonte, *Boletim Resumos*, 1:34.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C., Teixeira, W. 1999a. Geoquímica e geocronologia do Diorito Brumado, região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: SBG Congresso Brasileiro Geoquímica, 7, Porto Seguro, *Boletim Resumos Expandidos*, 1:300-302.
- Ávila C.A., Valença J.G., Neto A.A., Couto F.M. 1999b. Geologia e petrografia de rochas piroxeníticas-gabróicas Arqueanas/Paleoproterozóicas da borda sul do Cráton São Francisco. *Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia*, **50**:1-30.

- Ávila C.A., Dutra D.C., Valença J.G., Moura 2000a. Serrinha Suite: New Paleoproterozoic Plutonic-Volcanic Suite in the Southern São Francisco Craton, Brazil. In: International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro
- Ávila C.A., Moura C.A., Mazza C.M., Couto F.M. 2000b. Cassiterita Trondhjemite: Origin From The Melting of a Paleoproterozoic Oceanic Crust. In: International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura 2000c. Temporally Distinct Paleoproterozoic Granitoid Suites in the Southern São Francisco Craton, Brazil. In: International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro
- Babinski M., Chemale Júnior. F., Vanschmus W.R. 1993. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bra. Geoquímica., 3, São Paulo, 1: 628-631.
- Barbosa O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço. In: International Geological Congress, 19, Arger, *Comptes Rendus*, 14:17-36.
- Barbosa M.I.M. 1985. *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de mestrado, 227 p.
- Barbosa M.I.M. 1998. *Complexo Ultramáfico acamadado Morro das Almas, Região de Bom sucesso e Ibituruna (MG): Geologia, Magmatismo e Metamorfismo*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 212 p.
- Barley M.E. 1993. Volcanic, sedimentary and tectonostratigraphic environment of the ~3.64 Ga Warrawoona Megasequence: a review. *Precambrian Research*, 60:47-67.
- Barnes S.J. & Often M. 1990. Ti-rich komatiites from northern Norway. *Contrib Mineral Petrol*, 105:42-54
- Beswick A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.283 – 307
- Beswick A.E. & Soucie G. 1978. A correction procedure for metassomatism in an archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6:235-248
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Brueckner H. K., Cunningham D., Alkmin F., Marshak S. 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the Southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:225-239
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer- Verlag Berlin Heidelberg, 318p
- Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho Jr. I.M.C., Oliveira A.H., Fernandes R.A. 1997. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, southern São Francisco Craton, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, I, Campos do Jordão, *Extend Abstract*, 1:63-64.

- Carvalho Júnior I. M. 2001. *Petrologia e Geoquímica de rochas máficas e ultramáficas arqueanas do Craton São Francisco Meridional: A Sequência Acamadada Riberão dos Motas*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado. 82p.
- Cherman A.F. *Geologia e petrografia de áreas dos Greenstone Belt Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirin-Tiradentes e rochas granitóides associadas, entre Nazareno e Lavras (Estado de Minas Gerais)* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 161p.
- Choudhuri A. 1980. Implication of exsolution in actinolite schists north of Jacuí, southern Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Balneário de Camboriú, Santa Catarina, *Anais*, 4:1961-1969.
- Condie K. C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 344p.
- Couto F.M. 2000. *Metadioritos, metaquartzo dioritos e metatonalitos (Associação MDQT) e suas rochas encaixantes de Greenstone Belt Barbacena, na região de Lavras- Nazareno (sul do estado de Minas Gerais)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de mestrado, 75 p.
- Cullers R.L. & Graf J.L. 1984. Rare earth element in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 237-268
- Deer W. A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ed. New York, Longman Scientific & Technical, 696p.
- Dimroth E., Imreh L., Cousineau P., Leduc M., Sanschagrin Y. 1985. Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive sulphides deposits. In: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, W. Weber (Eds), *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geological Association of Canada, Especial Paper, 28: 205-222.
- Donaldson C.H. 1982. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral composition and layering. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.213 – 244.
- Dorr II J. V. N., Gair J.E., Pomerene J.B., Rynearson G.A. 1957. *Revisão da estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1-31 (Avulso 81)
- Dorr II J. V. N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, US Geol. Surv. Prof. Pap. 641-A, 110 p.
- Ebert H. 1957. Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, 45:471-521.
- Echeverria L.M. 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73:253-266
- Eriksson K. A., Krapez B., Fralick P.W. 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: signatures of tectonic evolution. *Earth-Science Reviews*, 37: 1-88.
- Fan J. & Kerrich R. 1997. Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle

- plume-convergent margin environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**:4723-4744
- Figueiredo M.C.H. & Kronberg B.I. 1988. LREE-enriched komatiites from Crixás, Central Brazil. In: International Conference on the Geochemical Evolution of the Continental Crust, IUGS, Poços de Caldas-MG, *Abstract* 209-216
- Fleet A. J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 343-369
- Floyd P.A. 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. In: A. D. Saunders & M.J. Norry (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol Soc London Spe Publ 42, p. 215-230
- Fortes P.T.F.O. & Laranjeiras N.P.F. 1987. Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do grupo Barbacena na região de Itumirim-Nazareno, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio Geologia Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Anais, 1:164-178.
- Frey F.A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 153-196.
- Frey F.A., Haskin L.A., Haskin M.A. 1971. Rare earth abundances in some ultramafic rocks. *J. Geophys. Res.*, **76**:2057-2070
- Gélinas G. L. & Brooks C. 1974. Archean Quench-Texture Tholeiites. *Can. Jour. Earth Sciences*, **2**:324-340.
- Gruau G., Tourpin S., Fourcade S., Blais S. 1992. Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contrib Mineral Petrol*, **112**:66-82.
- Jahn B., Gruau G., Glikson A.Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE Geochemistry, Sm/Nd Age and Mantle Evolution. *Contrib Mineral Petrol*, **80**:25-40.
- Jahn B. & Schrank A. 1983. REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern. *Precambrian Research*, **21**:1-20.
- Hanskin E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V. S. 2001. The Paleoproterozoic Komatiite-Picrite Association of Finnish Lapland. *Journal of Petrology*, **42**:855-876.
- Haskin L.A. & Haskin M. A. 1968. Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**:433-447.
- Heilbron M. 1984. Evolução metamórfica-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus, MG. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151p.
- Heilbron M. 1985. O metamorfismo da área de Itutinga - Madre de Deus, MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, *Bol.* 5:219-234
- Heilbron M., Gonçalves M.L., Teixeira W., Trouw R.A.J., Padilha A.V., Kawashita K. 1989. Geocronologia da região entre Lavras, São João Del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **61**:177-199.

- Herzberg C.T. 1992. Depth and degree of melting of komatiites. *J. Geophys. Res.*, **97**: 4521-4540.
- Herzberg C.T. 1995. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. *Chem. Geol.*, **126**: 1-16.
- Hobbs B.E., Means W.D., Willians P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571p.
- Hoffman P.F. 1991. On accretion of granite –greenstone terranes. In: Robert F., Sheahan P.A., Green S.B. (eds), *Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution*, Val'd'or. Geol. Assoc. Canada 32-45 p.
- Hollings P. & Wyman D. 1999. Trace element and Sm-Nd systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3 Ga Lumby Lake Greestone Belt, Superior Province: evidence for Archean plume-arc interaction. 1999. *Lithos.*, **46**: 189-213
- Humphris S.E. 1984. The mobility of the rare earth element abundances in the crust. In P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 317-340.
- Irvine T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, **23**:127-162.
- Irvine T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Jahn B., Gruau G., Glikson A.Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE Geochemistry, Sm/Nd Age and Mantle Evolution. *Contrib Mineral Petrol*, **80**:25-40.
- Jahn B. & Schrank A. 1983. REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern. *Precambrian Research*, **21**:1-20.
- Jensen L.S. 1976. *A new cation plote for classifying subalkalic volcanic roks*. Ontario Div. Mines. Misc. Paper 66.
- Jensen L.S. & Pyke D.R. 1982. Komatiites in Ontario portion of the Abitibi belt. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.147-157
- Jolly W.T. 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archaean lavas of the Abitibi area, Canada. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p. 247-266.
- Jost, H.; Seixas, L.A.R., Roeser, H.M.P. 1987. Derrames komatiíticos diferenciados no Município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, *Anais*, 273-285
- Kerr A.C., Tarney J., Marriner G.F., Klaver G.T., Saunders A.D., Thirlwall F. 1996. The geochemistry and petrogenesis of the late-Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilhes: a remnant of an oceanic plateau. *Contrib Mineral Petrol*, **124**:29-43.
- Kerr A.C. & Arndt N.T. 2001. A Note on the IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2169-2171
- Kerrick R., Wyman D., Hollings P, Polat A. 1999a. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga

- Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, **168**:101-115.
- Kerrick R., Polat A. Wyman D., Hollings P 1999b. Trace elements systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos*, **46**:163-187.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**:277-279.
- Kröner A. 1991. Tectonic Evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics* **187**, 393-410.
- Lahaye Y. & Arndt N.T. 1996. Alteration of a Komatiite Flow from Alexo, Ontario, Canada *Journal of Petrology*, **37**:1261-1284.
- Lambert D.D. & Simons E.C. 1987. Magma evolution in the Stillwater complex, montan: 1. Rare -earth element evidence for the formation of the ultramafic series. *American Journal of Science*, **287**:1-32
- Le Bas M. J. 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, **41**:1467-1470.
- Le Maitre R.W., Bateman p., Dudek A., Sëller J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorenses H., Streckeisen A., Wolley A.R., Zannetin B. 1989. *A classification of igneous and glossary of terms*. Blackwell, Oxford. 193 p.
- Loubet M., Shimizu N., Allègre C. J. 1975. Rare Earth Elements in Alpine Peridotites. *Contrib Mineral Petrol*, **53**:1-12.
- Lowe D.R. 1985. Sedimentary environment as control on the formation and preservation of archean volcanogenic massive sulphide deposits. In: L.D. Ayres; P.C. Thurston; K.D. Card, W. Weber (Eds), *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geological Association of Canada, Especial Paper, **28**: 193-201.
- Ludden J.N. & Gëlinas L. 1982. Trace elements characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanics belt of Québec. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.283 – 307
- McDonough W. F. & Ireland T.R. 1993. Intraplate origin of komatiites inferred from trace elements in glass inclusions. *Nature*, **365**:432-434.
- Machado N. & Schrank A. 1989. Geocronologia U/Pb no Maciço de Piumhi: Resultados preliminares. In: SBG, Simpósio Geologia Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, **1**:45-49.
- Machado N. & Carneiro M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 2341-2346.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O. 1992. U-Pb geocronology of Archean magmatism and proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221-1227.
- Machado N. & Noce C. M. 1993. A evolução do Setor Sul do Craton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 100-102.

- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Mackenzie W.C. & Guilford C. 1980. *Atlas of rock forming minerals in thin section*. England, John Wiley & Sons, 98p.
- Maier W. D. & Barnes S.J. Concentrations of rare earth elements in silicate rocks of the Lower, Critical and Main Zones of the Bushveld Complex. *Chemical Geology*, **150**:85-103
- Murphy J. B. & Hynes A.J. 1986. Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, **23**:1138-1144
- Nesbitt R.W. 1971. Skeletal crystal forms in ultramafic rocks of Yilgarn Block, Western Australia, evidence for an Archean ultramafic liquid. In: Geological Society of Australia, Symposium on Archean Rocks, Sydney, N.S.W., Australia, *Special Publication*, **3**:331-343
- Nesbitt R.W. & Sun S.S. 1976. Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**:433-453
- Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Mineral.*, **17**:165-168
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 128 p.
- Noce C.M., Hoppe A., Trouw R.A.J., Karfunkel J. 1987. O Pré-Cambriano inferior da região de Barbacena-Tiradentes, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio Geologia Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, **1**:149-163.
- Noce C. M., Carneiro A. M., Machado N., Teixeira, W. 1996. Late Archean granitoids of the Quadrilátero Ferrífero region: U-PB geochronology and implications on crustal evolution. In: SBG, Symp. Archean Terranes of the South American Plataform. *Ext. Abst.*, 60-61.
- Noce C.M., Teixeira W., Quemeneur J.J.G., Martins V.T.S. 1997. Isotopic data on the Paleoproterozoic Mineiro Belt, southern São Francisco Craton: a review. In: South American Symposium on Isotope Geology, I, Campos do Jordão, *Extend Abstracts*, **1**:213-215.
- Noce M.N., Teixeira W., Quémenéur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:225-239
- Ohtani, E. 1990. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle. *Precambrian Research*. **48**: 195-202.
- Oliver R.L., Nesbitt R.W., Hausen D.M., Franzen N. 1972- Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, **36**: 35-342
- Paciullo F.V.P. 1997. A seqüência deposicional Andrelândia. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 245 p.

- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:200-202.
- Paschier C. & Trouw R.A.J. 1986. *Microtectonics*. Ed. Springer Verlag, Berlin 282p.
- Pearce, T. H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib Mineral Petrol*, **19**:142-157.
- Pedrosa Soares A.C., Dardenne M.A., Hasuy I., Castro F.D.C., Carvalho M.V.A., Reis A.C. 1994. Mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, COMIG.
- Peltonen, P. 1990. Metamorphic olivine in picritic metavolcanics from southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **62**:99-114
- Perrings C.S., Barne S.J., Hill R.E.T. 1996. Geochemistry of komatiite from Forrestania, Southern Cross Province, Western Australia: Evidence for crustal contamination. *Lithos*, **37**:181-197.
- Pimentel M.M. & Charnley N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology* **86**:123-138
- Pinese J.P.P. 1997. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos Pré-Cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Craton do São Francisco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado 178 p.
- Pinese J.P.P., Teixeira W., Quemeneur J.J.G., Piccirillo E.M., Petrini R., Bellieni G. 1997. Geochemistry and isotope geology of the basic-noritic dykes in the southern part of the São Francisco Craton. In: South American Symposium on Isotope Geology, I, Campos do Jordão, *Extend Abstracts*, **1**:240-241.
- Pinheiro S. O & Nilson A. A. 2000. Metakomatiitic and metaultramafic rocks from the Rio Manso Region, Minas Gerais: Geology, textures and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:421-423.
- Pires F.R.M. 1977. *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 344 p.
- Pires F.R.M. 1978. The Archean Barbacena Greenstone Belt in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete district, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **50**:599-600
- Pires F.R.M., Ribeiro A., Barbosa M.I.M. 1990. Distribuição do *Greenstone Belt* Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6**:2941-2951.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D. 1998. The late Archean Schreiber-Hemlo and White River-Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs, and subduction-accretion complexes. *Tectonophysics*, **289**:295-326.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D. 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope

- evidence for a heterogeneous mantle. *Precambrian Research*, 94:139-173.
- Polat A. & Kerrich R. 2000. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 175:41-54.
- Quéméneuer J.J.G. & Baraud, E.R. 1982. Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brazil. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 5, Argentina, *Actas*, 1:39-53.
- Quéméneuer J.J.G. & Baraud, E.R. 1983. Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei- MG. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, *Anais*, 1:449-460.
- Quéméneuer J.J.G. 1987. Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra de Bom Sucesso. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, *Anais*, 1:135-146.
- Quéméneuer J.J. & Vidal P.H. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João Del Rei. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte *Anais*, 50-54.
- Quéméneuer J.J.G., Noce C.M., Garcia D. 1994. Caracterização das suítes granitóides da arco magmático transamazônico na borda meridional do Craton do São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de resumos Expandidos*, 1:117-119.
- Quéméneuer J.J.G. & Noce C.M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suite related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:87-90.
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A. W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas ; 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2: 1-11.
- Ribeiro A. 1980. *Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 57p.
- Ribeiro A. 1997. *Estratigrafia e Paleoambientes nas Sucessões Metassedimentares Proterozóicas das Serras do Lenheiro e São José, São João Del Rei, Sul de Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 167p.
- Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Andreis R.R., Trouw R.A.J., Heilbron M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Craton do São Francisco: Análise da região de São João Del rei e Andrelândia, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 36, Natal, *Anais*, 5:2605-2614.
- Ribeiro A., Trouw R.A.J., Andreis R.R., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 25:234-248.
- Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valença J.G., Ávila C., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 1998. Domínios do embasamento na região de São João Del Rei, borda sul do craton São Francisco, Sul de Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 1:21.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247-263.

- Rodrigues A.C.P. 2000. *Rochas metamórficas máficas e ultramáficas do Greenstone Belt Barbacena na região de Itutinga, Mg*. Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 114p.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, 352p
- Romano A. W. 1989. *Évolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais-Brésil (Geochronologie du socle - Aspects géochimiques et pétrographiques des Supergroupes Rio da Velhas e Minas*. Université de Nancy I, Nancy, Thèse Docteur. 259p.
- Saunders A.D., J. Tarney, Kerr A.C., Kent R.W. 1995. The formation of large oceanic provinces. *Lithos*, **37**:81-95.
- Schrank A. & Silva M.G. 1993. Os *greenstone belts* do Cráton do São Francisco, Brasil. In: J.M. Dominguez & A. Misi (Eds). *O Cráton do São Francisco*. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, 85-118.
- Seixas A R. 1988. Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento de Congonhas, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Sengör A.M.C., Natal B. A. & Burtman V.S. 1993. Evolution of the Altiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasian. *Nature*, **364**:299-307.
- Silva M. A 1996. *Geologia e Petrografia do Corpo Metagabroico Pré-Cambriano de São Sebastião da Vitória, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 125p.
- Sollner F. & Trouw R.A.J. 1997. The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamazonian Sequence South of the São Francisco Craton: Evidence from U/Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Science*, **10**: 21-28
- Spear F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am.J. Sci.* **281**: 697-734.
- Storey M., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Saunders A.D. 1991. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation?. *Geology*, **19**:376-379.
- Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundsch.*, **63**: 773-786.
- Sun S.S. & Nesbitt R.W. 1978. Petrogenesis of archaic ultrabasic and basic volcanics: evidence from Rare Earth Elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**: 301-325.
- Sun, S.S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders & M.J. Norry (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol Soc London Spe Publ 42, p. 313-345.
- Szabó G.A.J., 1996. *Petrologia da Suite Metaultramáfica da Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na Região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 354 p.

- Teixeira, W. 1985. *A evolução tectônica da porção meridional do cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207 p.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53:1-22.
- Teixeira W., Cordani U.G., Nutman A.P., Sato, K. 1998. Poliphase archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Cráton, Brazil: shrimp and U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Science*, 11:279-289.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M. & Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro p:101-137.
- Teixeira N.A. 1992. Contribuição à geologia do *greenstone belt* Itumirim-Nazareno (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Anais, 476-477.
- Teixeira N.A., Franke N.D., Brenner T.L., Marchetto C. 1996. Polymetallic sulfides and manganese deposits of Itumirim-Nazareno greenstone belt. An example of sub-seafloor geothermal system. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais:326-328.
- Toledo C. L.B., Choudhuri A & Szabó G.A J. 2002. Corpos máfico-ultramáficos acamadados do extremo sul do Craton São Francisco, região de Nazareno, MG: significado e contexto geológico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais:
- Tourpin S., Gruau G., Blais S. 1991. Resetting of REE, and Nd and Sr during carbonatization of a komatiite flow from Finland. *Chem. Geol.*, 39:217-219.
- Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena, 1:250.000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia 2:974-986..
- Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P, Ribeiro A.. 1994. A Faixa Alto Rio grande como uma zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG, Cong. Brás. De Geol., 38, Camboriú, Anais 1:234-235.
- Trouw R.A.J. & Pankhust R.J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, II, Salvador, Anais, 1:260-262.
- Turner F. J. & Weiss L. E. 1963. *Structural Analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill. 545p.
- Valença J.G., Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R. 1998. Komatiitos da Fazenda Chapadinha, Faixa Greenstone Itumirim-Tiradentes, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 1:62.
- Valença J.G., Silva M.A, Schimdt R.S., Trouw R.A.J., Noce C.M. 2000. Transamazonian gabbroic intrusive rocks from the southernmost São Francisco Craton, Brazil. In : International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro, 2000.

- Valeriano C.M. 1985. *Geologia estrutural e estratigrafia do grupo São João Del Rei, MG*. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Viljoen M.J. & Viljoen R.P. 1969a. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Sp. Publ.Geo.Soc. S. Afr.*, 2: 221-244
- Viljoen M.J. & Viljoen R.P. 1969b. The effects of metamorphism and serpentinization on the volcanic and associated rocks of the Barberton Region. *Sp. Publ.Geo.Soc. S. Afr.*, 2: 29-53
- Viljoen R.P., Viljoen M.J., Pearton T.N. 1982. The nature and distribution of Archean Komatiite volcanics in South Africa. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.53 - 80.
- Walter M.J.1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39:29-60
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenese*. London Unwin Hyman,.
- Windley B. F. 1993. Uniformitarianism today: plate tectonics is the key to the past. *J. Geol. Soc. Lond.* 150:7-19
- Winkler H. G. F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Porto Alegre, Edgard Blücher, 3^o ed, 275p.
- Yardley B.W.D., Mackenzie W.C., Guilford, C. 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. New York, John Wiley & Sons, 120p.
- Yardley B.W.D.1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Group, England, 248p.
- Zindler, A 1982. Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In N. T. Arndt & E.G. Nisbet (eds.) *Komatiites*, London, George Allen & Unwin, p.399-420.

ANEXO I

Mapa geológico

ANEXO II

Mapa de pontos

ANEXO III

Análises de elementos maiores, menores e traço
para amostras de rochas máficas e ultramáficas
pertencentes à sucessão vulcano-sedimentar

18

UNID
No C
V
TOA
PR
DA
No

ANEXO III (a): Análises químicas para amostras de rochas máficas e ultramáficas vulcânicas recalculadas para base anidra (FeO_T como FeO)

Localização	Rochas de filiação komatiítica					Chapadinha		
	Nazareno					Chapadinha		
Amostra (%)	CT-11	CT-11G	CT-11K	CT-11N	CT-11O	CT-138D	CT-138G	CT-138H
SiO ₂	46.91	48.33	48.98	47.68	47.37	46.08	44.52	46.22
TiO ₂	0.59	0.54	0.57	0.53	0.58	0.89	1.07	0.69
Al ₂ O ₃	4.51	4.02	2.55	3.81	3.95	4.32	5.02	5.09
FeOT	11.74	10.39	11.19	11.23	11.77	14.12	15.63	11.79
MnO	0.24	0.18	0.32	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20
MgO	30.58	30.23	29.44	31.15	30.69	27.01	26.63	30.24
CaO	5.28	6.13	6.72	5.28	5.33	7.18	6.79	5.56
Na ₂ O	0.11	0.13	0.19	0.10	0.10	0.10	0.11	0.15
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.02	0.04	0.03	0.12	0.04	0.05
Total	100.01	100.01	100.00	100.01	100.01	100.01	100.02	100.00
PF	7.36	7.13	5.94	7.49	7.34	5.70	5.87	7.52
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	7.64	7.44	4.47	7.19	6.81	4.85	4.69	7.38
CaO/Al ₂ O ₃	1.17	1.52	2.64	1.39	1.35	1.66	1.35	1.09
(ppm)								
Cr	2052.00	1736.00	2312.00	1903.00	1965.00	2513.00	2868.00	2087.00
Ni	1556.00	2220.00	1989.00	1801.00	3099.00	1495.00	1544.00	2526.00
Sc	27.00	22.00	27.00	27.00	28.00	50.00	58.00	33.00
V	131.10	156.80	135.10	146.40	181.50	171.50	194.00	165.30
Ti	3537.05	3237.30	3417.15	3177.35	3477.10	5335.55	6414.65	4136.55
Zr	10.40	9.60	9.10	8.10	9.10	10.40	8.90	11.00
Nb	2.00	2.20	2.00	1.50	2.90	2.60	3.00	1.80
Y	14.70	63.40	14.60	22.90	96.60	12.00	11.30	10.10
Ga	12.20	13.80	10.00	11.00	13.70	12.00	11.70	16.80
Hf	*	*	0.75	*	0.87	1.17	*	0.96
Cu	81.00	62.00	83.00	46.00	77.00	24.10	19.00	138.00
Zn	104.00	104.00	114.00	122.00	96.00	75.00	76.90	82.00
Rb	1.80	2.10	1.50	1.40	1.60	2.20	3.90	2.40
Ba	<7	107.00	72.00	<7	8.00	<7	<7	<7
Sr	28.80	19.60	35.90	15.90	18.10	72.00	71.90	73.00
Ti/Zr	340.10	337.22	375.51	392.27	382.10	513.03	720.75	376.05
Ti/Sc	131.00	147.15	126.56	117.68	124.18	106.71	110.60	125.35
Ti/Y	240.62	51.06	234.05	138.75	35.99	444.63	567.67	409.56
Sc/Zr	2.60	2.29	2.97	3.33	3.08	4.81	6.52	3.00
Sc/Y	1.84	0.35	1.85	1.18	0.29	4.17	5.13	3.27
Zr/Nb	5.20	4.36	4.55	5.40	3.14	4.00	2.97	6.11
Zr/Y	0.71	0.15	0.62	0.35	0.09	0.87	0.79	1.09
NORMA CIPW								
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	0.06	0.06	0.12	0.06	0.06	0.06	0.12	0.06
ab	0.93	1.10	1.60	0.84	0.84	0.84	0.93	1.27
an	11.75	10.33	6.03	9.89	10.27	11.27	13.10	13.15
Cpx	11.25	15.65	21.54	12.71	12.66	18.81	16.22	11.20
Opx	34.26	36.99	37.16	36.87	36.02	29.04	23.77	30.06
Ol	37.97	32.47	29.98	36.08	36.40	34.93	40.32	40.27
mt	2.57	2.28	2.45	2.46	2.58	3.10	3.43	2.58
il	1.12	1.02	1.08	1.01	1.10	1.69	2.03	1.31
ap	0.09	0.11	0.04	0.09	0.07	0.26	0.09	0.11

ANEXO III (b). Continuação...

Localização	Rochas de filiação komatiítica				
	Palmital			Faixa Rio das Mortes	
Amostra	CT-330B	CT-147A	CT-57	CT-116	CT-117A
SiO ₂	46.99	47.66	48.88	43.67	50.91
TiO ₂	0.65	0.52	0.50	0.53	1.30
Al ₂ O ₃	5.15	4.10	4.30	7.28	5.44
FeOT	11.79	10.85	10.31	15.82	12.28
MnO	0.35	0.16	0.16	0.23	0.20
MgO	28.23	31.98	29.22	26.61	17.43
CaO	6.30	4.47	6.32	5.51	11.72
Na ₂ O	0.51	0.20	0.26	0.25	0.54
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.05	0.06	0.14
Total	100.02	100.00	100.01	99.99	100.01
PF	6.52	7.73	7.50	4.73	2.11
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	7.92	7.88	8.60	13.74	4.18
CaO/Al ₂ O ₃	1.22	1.09	1.47	0.76	2.15
Cr	2367.00	1823.00	1697.00	2746.00	1456.00
Ni	1792.00	2583.00	3401.00	1584.00	1076.00
Sc	31.00	24.00	16.00	39.00	28.00
V	200.40	157.90	170.90	157.90	200.90
Ti	3896.75	3117.40	2997.50	3177.35	7793.50
Zr	13.70	8.50	9.70	8.00	60.00
Nb	2.40	1.70	6.60	1.20	10.70
Y	21.50	10.80	1635.00	11.10	441.70
Ga	13.10	14.10	9.70	12.00	10.70
Hf	0.75	*	0.53	0.66	2.20
Cu	84.00	48.00	87.00	75.00	10.80
Zn	86.00	81.00	138.00	184.00	133.00
Rb	1.00	1.80	1.90	2.60	2.50
Ba	52.00	<7	95.00	<7	<7
Sr	55.00	29.30	35.70	13.70	14.90
Ti/Zr	284.43	366.75	309.02	397.17	129.89
Ti/Sc	125.70	129.89	187.34	81.47	278.34
Ti/Y	181.24	288.65	1.83	286.25	17.64
Sc/Zr	2.26	2.82	1.65	4.88	0.47
Sc/Y	1.44	2.22	0.01	3.51	0.06
Zr/Nb	5.71	5.00	1.47	6.67	5.61
Zr/Y	0.64	0.79	0.01	0.72	0.14
		NORMA CIPW			
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	0.12	0.06	0.06	0.18	0.30
ab	4.30	1.69	2.19	2.11	4.56
an	11.67	10.23	10.51	18.59	12.24
Cpx	15.39	9.21	16.25	6.68	36.12
Opx	26.68	37.46	37.89	22.18	39.01
Ol	37.97	37.89	29.78	45.65	2.34
mt	2.58	2.38	2.26	3.47	2.69
il	1.23	0.99	0.95	1.00	2.47
ap	0.07	0.11	0.11	0.13	0.31

ANEXO III (c). Continuação...

Localização	Mg-toleitos				Fe-toleito			
	Faixa Rio das Mortes				Faixa Rio das Mortes			
Amostra	CT-22A	CT-24A	CT-24B	CT-277C	CT-193B	CT-193C	CT-23B	CT-316
SiO ₂	52.23	53.23	51.63	51.66	51.35	52.06	50.05	51.67
TiO ₂	0.89	0.83	1.26	1.24	1.21	1.17	1.51	1.46
Al ₂ O ₃	14.85	14.42	14.08	14.06	13.42	13.53	12.96	12.57
FeOT	9.51	11.07	11.64	12.39	13.27	12.75	14.67	14.92
MnO	0.15	0.19	0.18	0.19	0.19	0.24	0.23	0.25
MgO	8.05	8.14	7.69	7.25	6.97	6.92	6.95	6.10
CaO	11.42	9.59	10.32	9.45	11.68	11.12	11.43	11.48
Na ₂ O	2.68	2.32	2.88	3.48	1.63	1.91	1.90	1.16
K ₂ O	0.13	0.12	0.19	0.16	0.18	0.19	0.17	0.22
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.12	0.12	0.11	0.10	0.13	0.17
Total	100.00	99.99	99.99	100.00	100.01	99.99	100.00	100.00
PF	1.08	1.32	1.02	0.53	0.45	0.36	0.94	0.86
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16.69	17.37	11.17	11.34	11.09	11.56	8.58	8.61
CaO/Al ₂ O ₃	0.77	0.67	0.73	0.67	0.87	0.82	0.88	0.91
Cr	619.00	270.00	200.00	199.00	108.00	157.00	120.00	81.00
Ni	325.00	75.00	104.00	103.00	68.00	82.00	87.00	65.00
Sc	33.40	44.00	39.00	41.00	48.00	46.00	43.00	42.00
V	187.00	267.50	327.30	322.50	362.50	352.10	332.80	390.00
Ti	5335.55	4975.85	7553.70	7433.80	7253.95	7014.15	9052.45	8752.70
Zr	41.00	44.50	76.00	68.00	62.00	64.00	73.00	85.00
Nb	2.90	3.10	5.10	4.60	2.90	2.70	4.70	3.40
Y	20.50	19.10	34.70	36.70	26.30	25.10	22.30	38.70
Ga	16.60	15.40	18.40	19.30	18.40	18.20	17.50	16.30
Hf	1.60	*	*	2.20	*	2.00	1.70	*
Cu	215.00	57.00	148.00	199.00	153.00	63.00	101.00	43.00
Zn	80.00	80.00	94.00	79.00	121.00	145.00	110.00	132.00
Rb	2.30	95.00	25.30	12.80	4.20	3.90	4.10	15.00
Ba	36.00	8.00	23.00	27.00	27.00	28.00	42.00	28.00
Sr	247.00	152.00	167.00	151.00	152.00	160.00	154.00	173.00
Ti/Zr	130.14	111.82	99.39	109.32	117.00	109.60	124.01	102.97
Ti/Sc	159.75	113.09	193.68	181.31	151.12	152.48	210.52	208.40
Ti/Y	260.27	260.52	217.69	202.56	275.82	279.45	405.94	226.17
Sc/Zr	0.81	0.99	0.51	0.60	0.77	0.72	0.59	0.49
Sc/Y	1.63	2.30	1.12	1.12	1.83	1.83	1.93	1.09
Zr/Nb	14.14	14.35	14.90	14.78	21.38	23.70	15.53	25.00
Zr/Y	2.00	2.33	2.19	1.85	2.36	2.55	3.27	2.20
				NORMA CIPW				
Q	0.16	3.88	0.00	0.00	4.12	4.31	1.41	7.72
or	0.77	0.71	1.12	0.94	1.06	1.12	1.00	1.30
ab	22.62	19.58	24.30	29.36	13.75	16.12	16.03	9.78
an	28.04	28.50	24.86	22.21	28.68	27.70	26.25	28.35
Cpx	22.84	15.20	20.99	19.70	23.61	22.16	24.58	22.96
Opx	21.60	27.96	22.03	16.27	23.35	23.38	24.38	23.48
Ol	0.00	0.00	1.49	6.19	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	2.08	2.43	2.55	2.72	2.91	2.79	3.22	3.27
il	1.69	1.57	2.39	2.35	2.29	2.22	2.86	2.77
ap	0.20	0.17	0.26	0.26	0.24	0.22	0.28	0.37

ANEXO III (d). Continuação ...

Amostra	Fe-tholeito					
	Faixa Rio das Mortes				Faixa Nazareno	
	CT-318A	CT-223A	CT-223C	CT-100C	CT-369D	CT-60
SiO ₂	50.99	56.47	56.83	60.13	51.64	51.10
TiO ₂	1.97	1.88	1.83	0.81	1.49	1.04
Al ₂ O ₃	13.29	14.57	14.27	15.15	14.01	13.90
FeOT	15.82	11.19	11.29	7.44	11.88	12.58
MnO	0.23	0.17	0.19	0.25	0.18	0.23
MgO	5.10	3.07	3.20	2.71	4.99	7.12
CaO	9.69	9.07	7.77	12.92	14.46	11.72
Na ₂ O	2.48	2.79	3.83	0.28	1.01	1.94
K ₂ O	0.20	0.18	0.23	0.12	0.19	0.28
P ₂ O ₅	0.24	0.61	0.58	0.20	0.16	0.10
Total	100.01	100.00	100.02	100.01	100.01	100.01
PF	0.57	0.48	0.33	1.84	1.39	0.59
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.75	7.75	7.80	18.70	9.40	13.37
CaO/Al ₂ O ₃	0.73	0.62	0.54	0.85	1.03	0.84
Cr	97.00	7.00	22.00	120.00	159.00	212.00
Ni	66.00	6.10	6.80	143.00	102.00	144.00
Sc	40.00	28.00	27.00	22.00	32.00	42.00
V	407.00	257.60	221.50	121.50	339.00	324.60
Ti	11810.15	11270.60	10970.85	4855.95	8932.55	6234.80
Zr	153.00	217.00	207.00	212.00	113.00	55.00
Nb	8.00	13.00	14.10	10.20	8.70	3.00
Y	45.70	34.10	32.60	33.90	28.30	23.00
Ga	18.90	20.40	17.00	20.30	23.40	15.80
Hf	3.80	4.60	*	4.30	2.60	*
Cu	153.00	17.80	7.80	12.00	126.00	70.00
Zn	145.00	122.00	128.00	121.00	96.00	100.00
Rb	14.60	4.80	19.10	10.90	5.30	4.50
Ba	34.00	28.00	23.00	119.00	70.00	55.00
Sr	113.00	307.00	195.00	382.00	172.00	170.00
Ti/Zr	77.19	51.94	53.00	22.91	79.05	113.36
Ti/Sc	295.25	402.52	406.33	220.73	279.14	148.45
Ti/Y	258.43	330.52	336.53	143.24	315.64	271.08
Sc/Zr	0.26	0.13	0.13	0.10	0.28	0.76
Sc/Y	0.88	0.82	0.83	0.65	1.13	1.83
Zr/Nb	19.13	16.69	14.68	20.78	12.99	18.33
Zr/Y	3.35	6.36	6.35	6.25	3.99	2.39
			NORMA CIPW			
Q	3.61	14.11	10.50	27.27	8.22	1.79
or	1.18	1.06	1.36	0.71	1.12	1.65
ab	20.91	23.54	32.31	2.36	8.52	16.37
an	24.45	26.63	21.00	39.64	33.04	28.31
Cpx	18.59	12.43	11.87	19.48	31.35	24.09
Opx	23.54	14.88	15.75	6.94	11.97	22.86
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	3.47	2.45	2.47	1.63	2.60	2.76
il	3.73	3.57	3.47	1.54	2.83	1.97
ap	0.52	1.33	1.26	0.44	0.35	0.22

ANEXO IV

**Análises de elementos maiores, menores e traço
para amostras dos corpos máfico-ultramáficos
diferenciados**

ANEXO IV (a) - Tabela de análises químicas para amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados diferenciados, recalculada para base anidra (* FeOT como FeO)

Corpo	Corpo Forro									
	Metaperidotito				Serpentinito				olivina metapiroxenito	
Litotipo	CT-190B	CT-74A	CT-74B	CT-74E	CT-190G	CT-190IX	CT-73D	CT-73H	CT-190II	CT-190VIII
Amostras										
SiO ₂	49.16	47.05	46.75	48.32	45.58	45.65	48.78	45.5	50.13	54.64
TiO ₂	0.27	0.27	0.31	0.3	0.14	0.16	0.48	0.19	0.31	0.26
Al ₂ O ₃	3.86	4.18	4.13	5.02	2.46	2.51	2.9	4	4.23	4.36
FeOT*	11.82	11.78	12.09	11.3	14.14	14.19	11.55	9.45	11.68	10.02
MnO	0.19	0.2	0.19	0.21	0.17	0.2	0.17	0.13	0.19	0.2
MgO	31.08	33.05	33.34	30.96	35.9	35.21	28.71	38.87	29.82	27.27
CaO	3.46	3.25	2.98	3.65	1.54	1.99	7.29	1.77	3.48	2.92
Na ₂ O	0.11	0.18	0.16	0.18	0.06	0.07	0.1	0.06	0.11	0.29
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0	0.01	0	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
Total	99.99	100	99.99	99.99	100.01	99.99	100.01	100	99.99	100
PF	4.22	6.76	6.99	5.16	7.61	7.06	5.14	10.02	4.22	3.3
Cr	2437	3166	3158	3121	3103	3209	1960	3752	2112	3782
Ni	1073	1102	1112	1024	1841	1726.2	1614	19.25	1066	655
Sc	32	35	38	51	23	26.1	24	18	32	60
V	80.7	81.8	80.1	96.5	59.9	65	142.2	36.6	86.4	107.3
Ti	1618.65	1618.65	1858.45	1798.5	839.3	959.2	2877.6	1139.05	1858.45	1558.7
Zr	*	*	*	*	*	*	*	*	2.3	*
Nb	0.8	0.7	1	0.9	*	0.5	1.2	0.9	1	0.8
Y	5.8	8.9	8.6	9.3	3.3	4.1	8.4	4.8	5.8	21.3
Ga	9.3	7.3	8.5	8.6	7	7.9	9.6	10.8	10	6
Hf	*	*	*	*	*	*	*	0.6	0.42	0.24
Cu	102	57	58	24.5	71	73.9	73	12	107	32
Zn	84	70	72	68	84	84.6	74	69	77	78
Rb	1.5	1.7	1.4	1.9	1.1	*	*	1.9	1.2	2.3
Ba	*	*	*	*	*	*	*	*	13	*
Sr	5.2	5.7	7.3	7.9	4.6	4.8	*	6.2	*	11.1
Pb	44.6	30	27.3	32.8	21.2	24.1	77	19.4	36.2	18.7
Pb	4.3	7	6.3	5.9	5.4	5.7	2.4	13.6	2.5	7.2
NORMA CIPW										
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
or	0.06	0.06	0.06	0.12	0	0	0.06	0	0.06	0.12
ab	0.93	1.52	1.35	1.52	0.51	0.59	0.84	0.51	0.93	2.45
an	9.98	10.54	10.49	12.8	6.42	6.51	7.41	8.6	10.99	10.51
C	0	0	0	0	0	0	0	0.74	0	0
di	5.55	4.28	3.25	4.07	0.86	2.61	22.7	0	4.83	3.05
hy	51.16	38.17	38.02	45.42	36.51	35.69	36.35	31.48	57.61	81.13
Ol	29.15	42.29	43.52	32.98	52.29	51.16	29.14	56.18	22.38	0.01
mt	2.59	2.58	2.65	2.48	3.1	3.11	2.53	2.07	2.56	2.19
il	0.51	0.51	0.59	0.57	0.27	0.3	0.91	0.36	0.59	0.49
ap	0.07	0.07	0.07	0.07	0.04	0.02	0.04	0.07	0.07	0.04

ANEXO IV (b). Continuação...

Corpo	Corpo Forro								
	Metapiroxenito								
Litotipo									
Amostras	CT-190L	CT-190IV	CT-190C	CT-190VII	CT-190E	CT-190i	CT-62C	CT-73B	CT-73F
SiO2	53.87	54.39	53.4	54.72	55.26	55.05	55.68	55.71	55.6
TiO2	0.34	0.3	0.35	0.2	0.24	0.26	0.2	0.18	0.2
Al2O3	4.66	4.93	5.34	3.13	4.11	3.79	3	2.01	2.05
FeOT	7.54	7.66	8.78	9.91	10.04	9.58	7.93	9.31	9.29
MnO	0.17	0.17	0.17	0.2	0.19	0.19	0.17	0.17	0.18
MgO	20.48	22.84	21.27	29.32	28.45	28.4	22.15	29.51	29.39
CaO	12.19	9.24	10.01	2.29	1.51	2.5	10.35	2.93	3.1
Na2O	0.66	0.42	0.62	0.2	0.18	0.19	0.47	0.18	0.17
K2O	0.07	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
P2O5	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Total	100	99.99	100.01	100.01	100	100	100	100.02	100
PF	2.08	3.06	1.58	2.98	3.92	3.53	2.25	3.06	3.16
Cr	1959	2513	2345	3325	3783	3553	1577	2810	2845
Ni	457	392	1421	911	549	663	445	1255	1275
Sc	58	70	65	51	51	44	42	27	30
V	152.8	146.6	204.1	103	83.3	90.9	104.5	73.3	74.3
Ti	2038.3	1798.5	2098.25	1199	1438.8	1558.7	1199	1079.1	1199
Zr	8	*	2.2	*	*	*	2.7	*	*
Nb	1	*	0.8	*	*	1	*	*	*
Y	9.7	12.3	35.3	4	5.8	4.7	7.3	3.3	4.3
Ga	9.9	7.6	11.4	7.1	6	5.9	7.6	7.1	6.5
Hf	0.59	*	0.27	*	*	*	*	0.13	*
Cu	142	77	164	100	47	18.9	55	28.6	31.7
Zn	52	79	70	63	68	70	79	79	78
Rb	1.7	2	1.7	2.2	1.8	2.4	1.8	1.9	2.1
Ba	34	23	40	*	*	*	150	*	*
Sn	6.3	6.9	7.9	11.3	11.8	10.3	*	5	4.8
Sr	57	28.6	35.8	19.7	14.1	34.6	54	17.8	18.5
Pb	3.8	5.1	3.6	6.5	11.1	8.4	2.8	5.1	6.5
NORMA CIPW									
Q	0	0.27	0	0	1.66	0.28	2.01	0.06	0
or	0.41	0.12	0.3	0.12	0.06	0.12	0.18	0.06	0.06
ab	5.57	3.55	5.23	1.69	1.52	1.6	3.97	1.52	1.43
an	9.52	11.48	11.61	7.56	7.43	9.41	5.97	4.63	4.79
C	0	0	0	0	1.07	0	0	0	0
di	40.28	27.1	30.1	2.91	0	2.28	35.86	7.77	8.32
hy	39.59	55.2	47.14	82.32	85.59	83.69	49.85	83.54	82.95
Ol	2.29	0	2.99	2.81	0	0	0	0	0.03
mt	1.65	1.68	1.92	2.17	2.2	2.1	1.74	2.04	2.03
il	0.65	0.57	0.66	0.38	0.46	0.49	0.38	0.34	0.38
ap	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02

ANEXO IV (c) Continuação...

Corpo	Corpo Manuel Inácio							
	Litotipo	Metapiroxenito			Metagabro			
		Amostras	CT-211VIII	CT-136D	CT-219A	CT-219D	CT-211E	CT-213B
SiO ₂		48.93	54.53	53.29	57.46	52.59	51.79	52.16
TiO ₂		0.37	0.32	0.6	0.98	0.14	0.4	0.14
Al ₂ O ₃		9.19	4.37	6.23	8.07	18.64	18.49	17.92
FeOT		10.37	8.57	13.79	10.53	5.97	8.13	7.26
MnO		0.19	0.19	0.31	0.19	0.12	0.13	0.16
MgO		23.4	21.49	17.9	11	8.14	8.05	7.37
CaO		7.04	9.87	7.21	9.85	11.6	9.94	13.68
Na ₂ O		0.37	0.54	0.47	1.34	2.71	2.51	1.24
K ₂ O		0.03	0.07	0.07	0.39	0.07	0.51	0.05
P ₂ O ₅		0.12	0.03	0.13	0.19	0.02	0.06	0.02
Total		100.01	99.98	100	100	100	100.01	100
PF		4.64	2.29	1.9	0.8	0.88	0.93	0.71
Cr		2138	2619	1674	1016	217	331	68
Ni		854	427	449	116	107	112	44.2
Sc		35	58	39	47	28	27	32
V		126.8	117.1	142.3	179.8	100.5	114.3	164.6
Ti		2218.15	1918.4	3597	5875.1	839.3	2398	839.3
Zr		18.6	5.7	35.5	110	4.7	14.7	12.2
Nb		6.7	1.6	5.3	12.7	*	1.1	*
Y		383.2	23.3	91.3	58.4	7.1	8.9	21.3
Ga		11.4	7.1	10.3	12.8	17.5	15.9	17.5
Hf		*	0.97	1.43	4.03	*	1.27	*
Cu		212	45	94	34.9	26.1	39.3	33.9
Zn		105	72	152	128	57	69	70
Rb		1.3	3.2	27.7	51	4.3	18.3	2.3
Ba		97	36	16	191	94	326	69
Sr		4	7	10.2	8.9	*	*	*
Pb		22.7	37	9.1	138	518	308	370
		3.3	3.9	2	3.8	7.4	1.8	2.6
NORMA CIPW								
Q		0	0.76	3.77	11.76	0	0	4.93
or		0.18	0.41	0.41	2.3	0.41	3.01	0.3
ab		3.12	4.54	3.96	11.31	22.89	21.19	10.47
au		23.26	9.27	14.64	14.81	38.42	37.59	43.09
C		0	0	0	0	0	0	0
di		8.7	31.36	16.37	26.62	15.3	9.21	20.01
hy		42.5	51.09	56.4	28.62	20.66	24.48	19.31
Ol		19.01	0	0	0	0.7	1.85	0
mt		2.27	1.88	3.02	2.31	1.3	1.78	1.59
il		0.7	0.61	1.14	1.86	0.27	0.76	0.27
ap		0.26	0.07	0.28	0.41	0.04	0.13	0.04

ANEXO IV (d). Continuação....

Corpo	Corpo Rio dos Peixes				Corpo Rio Grande			
	Metagabro e anfibolito				Metagabro e anfibolito			
Litotipo	Metagabro e anfibolito				Metagabro e anfibolito			
Amostras	CT-113	CT-118	CT-279A	CT-64A	CT-15B	CT-17A	CT-79	CT-80
SiO2	53.67	50.72	50.87	49.61	49.95	47.81	51.69	49.75
TiO2	0.99	1	1.15	0.99	0.18	1.13	0.36	0.23
Al2O3	17.02	14.17	16.3	15.83	19.54	14.55	11.04	22.4
FeOT	6.08	13.92	11.88	11.02	5.28	13.09	8.41	4.79
MnO	0.13	0.24	0.18	0.19	0.12	0.21	0.18	0.1
MgO	7.11	6.02	5.46	7.62	8.45	9.13	13.06	5.73
CaO	10.45	11.14	10.52	12.85	15.16	11.86	14.5	15.09
Na2O	4.07	2.51	3.35	1.65	1.26	1.87	0.66	1.84
K2O	0.28	0.17	0.18	0.14	0.04	0.27	0.07	0.04
P2O5	0.22	0.11	0.12	0.11	0.02	0.08	0.03	0.03
Total	100.02	100	100.01	100.01	100	100	100	100
PF	2.31	0.7	0.61	0.76	0.73	1.61	1.21	0.95
Cr	241	35	88	386	291	264	482	173
Ni	188	133	62	86	113	132	178	65
Sc	21	43	37	47	42	41	53	29
V	278.3	354.9	277.5	267.6	129.6	303.8	207.5	110.4
Ti	5935.05	5995	6894.25	5935.05	1079.1	6774.35	2158.2	1378.85
Zr	160	53	67.1	44	*	34.1	7.1	5
Nb	8.6	3.5	4.4	3.3	*	3.5	0.8	0.5
Y	31.4	38.6	24.6	19.4	5.3	19	8.7	5.2
Ga	22.2	26.6	21.5	15.6	16.5	17	13	17
Hf	*	*	1.8	1.15	*	1.17	0.32	0.31
Cu	115	757	204	95	119	59	242	65
Zn	76	158	76	87	33	83	52	32.2
Rb	8.5	3.5	3.1	2.9	3	22.6	10.1	2.3
Ba	122	46	40	53	19	59	16	12
Sn	*	*	*	*	*	*	15.4	*
Sr	287	122	231	208	134	202	83	145
Pb	5.3	*	1.4	1.1	1.8	3.6	*	1.5
NORMA CIPW								
Q	0	0.2	0	0.1	0	0	1.24	0
or	1.65	1	1.06	0.83	0.24	1.59	0.41	0.24
ab	34.36	21.17	28.26	13.92	10.64	15.78	5.57	15.54
an	27.28	26.81	28.82	35.28	47.46	30.42	26.89	52.65
C	0	0	0	0	0	0	0	0
di	18.71	23.11	18.77	22.76	22.15	22.84	35.96	17.8
hy	9.38	22.51	12.47	22.6	17.67	10.7	27.34	11.55
Ol	4.92	0	5.55	0	0.31	13.49	0	0.69
mt	1.33	3.05	2.6	2.41	1.15	2.87	1.84	1.04
il	1.88	1.9	2.18	1.88	0.34	2.14	0.68	0.44
ap	0.48	0.24	0.26	0.24	0.04	0.17	0.07	0.07

ANEXO V

Análises químicas minerais selecionadas

Seguem em anexo, a título de exemplo, as listagens de análises químicas minerais selecionadas, obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-USP. Para Ca-anfibólios (Amp), ortoanfibólio (Oam), cunnigtonita (cum), Plagioclásio (Pl).

São listadas também análises semi-quantitativas de ilmenita (Il) e magnetita, (Mag) realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura do IG/UNICAMP, em amostras dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados.

Classificação petrográfica das amostras analisadas:

CTN-11c: (serpentina)-clorita- Ca-anfibolio xisto/fels

CTN-138S: metakomatiito com *textura spinifex* preservada

CTN-116: antofilita-olivina-clorita-Ca-anfibólio xisto

CTN-22a: metabasalto magnesiano

CTN-18: metabasalto

CTN-24a: antofilita-actinolita-xisto

CTN-70: anfibolito

CTN-15e:metagabro (Corpo Rio Grande)

CTN-17a: metagabro (Corpo Rio Grande)

CTN-17e: Metapiroxenito (Corpo Rio Grande)

CTN-190i: Metapiroxenito (Corpo Forro)

CTN-73B: Metapiroxenito (Corpo Forro)

CTN-74a: Metperidotito (Corpo Forro)

CTN-213: Metagabro (Corpo Manuel Inácio)

CTN-211c: Metagabro (Corpo Manuel Inácio)

CTN-136b: Metapiroxenito (Corpo Manuel Inácio)

CTN-64a: Metagabro (Corpo Rio dos Peixes)

Sample Analysis Mineral	CTN11c C1/01 Amp	CTN11c C1/05 Amp	CTN11c C1/05 Amp	CTN11c C3/01 Amp	CTN11c C3/03 Amp	CTN11c C3/04 Amp	CTN11c C3/06 Amp	CTN11c C3/07 Amp	CTN11c C3/08 Amp	CTN-138S C2/26 Amp	CTN-138S C2/27 Amp	CTN-138S C2/29 Amp	CTN-138S C2/30 Amp
SiO2	57.61	55.43	54.92	56.85	56.12	57.43	57.13	57.5	56.53	55.76	56.78	57.66	56.15
TiO2	0.11	0.07	0.17	0.11	0.17	0.03	0.08	0.02	0.100	0.200	0.000	0.010	0.050
Al2O3	1.58	2.33	3.42	1.76	2.13	1.4	1.04	1.13	0.85	1.73	0.83	0.31	0.93
FeO	3.55	3.8	4.23	3.34	3.85	3.35	3.69	3.76	3.5	3.3	2.83	2.27	2.88
MnO	0.16	0.13	0.15	0.14	0.13	0.16	0.2	0.17	0.15	0.14	0.11	0.09	0.13
MgO	22.27	22.06	21.5	22.29	22.3	22.58	22.65	22.5	22.8	22.97	23.18	23.68	23.35
CaO	12.59	12.52	12.41	12.6	12.52	12.55	12.34	12.2	12.68	12.61	12.91	13.27	12.76
Na2O	0.32	0.46	0.7	0.37	0.4	0.26	0.22	0.29	0.19	0.52	0.26	0.11	0.32
K2O	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
Cr2O3	0.14	0.24	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05
Total	98.37	97.08	97.81	97.48	97.65	97.8	97.38	97.6	96.81	97.32	96.92	97.43	96.64
TSi	7.895	7.698	7.606	7.849	7.741	7.893	7.887	7.931	7.834	7.699	7.842	7.897	7.775
TAl	0.105	0.302	0.394	0.151	0.259	0.107	0.113	0.069	0.139	0.281	0.135	0.05	0.152
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.020	0.023	0.053	0.073
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.15	0.079	0.164	0.135	0.087	0.119	0.056	0.115	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCr	0.015	0.026	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.005
CFe3	0.000	0.050	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.000	0.092	0.109	0.085	0.067	0.119
CTi	0.011	0.007	0.018	0.011	0.018	0.003	0.008	0.002	0.010	0.021	0.000	0.001	0.005
CMg	4.55	4.567	4.439	4.588	4.586	4.626	4.661	4.627	4.71	4.728	4.773	4.835	4.82
CFe2	0.274	0.269	0.349	0.266	0.285	0.252	0.275	0.257	0.187	0.135	0.143	0.098	0.05
CMn	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
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.133	0.122	0.141	0.120	0.134	0.133	0.151	0.177	0.100	0.118	0.077	0.042	0.092
BMn	0.019	0.015	0.018	0.016	0.015	0.019	0.023	0.02	0.018	0.016	0.013	0.01	0.015
BCa	1.849	1.863	1.841	1.864	1.85	1.848	1.825	1.803	1.883	1.866	1.91	1.947	1.893
BNa	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
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.085	0.124	0.188	0.099	0.107	0.069	0.059	0.078	0.051	0.139	0.070	0.029	0.086
AK	0.007	0.007	0.005	0.004	0.005	0.007	0.005	0.005	0.002	0.004	0.004	0.005	0.004
Sum_A	0.092	0.131	0.193	0.103	0.112	0.076	0.064	0.083	0.053	0.143	0.073	0.034	0.089
Sum_cat	15.092	15.131	15.193	15.103	15.112	15.076	15.064	15.083	15.053	15.143	15.073	15.034	15.089
Sum_oxo	23.087	23.000	23.015	23.055	23.000	23.047	23.012	23.066	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg	0.92	0.92	0.90	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.94	0.95	0.96	0.97	0.97
XFe	0.08	0.08	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03

Sample Analysis Mineral	CTN-138S C3/01 Amp	CTN-138S C3/04 Amp	CTN-138S C3/05 Amp	CTN-138S C3/06 Amp	CTN-138S C3/08 Amp	CTN-138S C3/09 Amp	CTN-138S C3/11 Amp	CTN-138S C3/12 Amp	CTN-138S C3/13 Amp	CTN-138S C5/05 Amp	CTN-116 CI/16 Amp	CTN-116 CI/18 Amp
SiO2	56.44	55.4	55.24	57.23	56.83	57.69	55.88	56.27	56.07	57.89	52.12	51.87
TiO2	0.100	0.000	0.090	0.010	0.07	0.08	0.00	0.10	0.01	0.02	0.31	0.31
Al2O3	0.69	0.4	1.39	0.3	0.67	0.07	1.08	0.88	0.92	0.09	5.03	5.8
FeO	2.75	3.88	3.22	2.51	2.67	2.38	2.94	2.75	2.79	2.38	4.63	4.83
MnO	0.12	0.14	0.14	0.07	0.13	0.12	0.14	0.12	0.12	0.09	0.17	0.14
MgO	23.37	22.9	23.26	23.61	23.55	23.36	23.09	23.45	23.32	23.43	20.97	20.43
CaO	12.96	13.17	12.85	13.42	13.22	13.53	12.77	13.09	13.11	13.71	12.59	12.61
Na2O	0.28	0.1	0.47	0.1	0.25	0.02	0.35	0.34	0.3	0.02	0.85	0.98
K2O	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.13	0.19
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.74	96.03	96.68	97.28	97.4	97.26	96.26	97.03	96.67	97.65	96.8	97.16
TSi	7.806	7.731	7.658	7.852	7.8	7.921	7.773	7.76	7.758	7.916	7.304	7.268
TAl	0.112	0.066	0.227	0.048	0.108	0.011	0.177	0.143	0.15	0.014	0.696	0.732
TFe3	0.082	0.203	0.115	0.099	0.092	0.068	0.050	0.097	0.092	0.070	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.134	0.225
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.093	0.234	0.193	0.114	0.117	0.055	0.131	0.123	0.154	0.071	0.243	0.142
CTi	0.010	0.000	0.009	0.001	0.007	0.008	0.000	0.010	0.001	0.002	0.033	0.033
CMg	4.819	4.764	4.797	4.829	4.819	4.782	4.788	4.821	4.81	4.776	4.381	4.267
CFe2	0.078	0.001	0.000	0.056	0.057	0.151	0.081	0.046	0.035	0.132	0.21	0.333
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.065	0.014	0.065	0.019	0.041	0.000	0.080	0.052	0.042	0.000	0.090	0.090
BMn	0.014	0.017	0.016	0.008	0.015	0.01	0.016	0.014	0.014	0.000	0.02	0.017
BCa	1.92	1.969	1.909	1.973	1.944	1.99	1.903	1.934	1.944	2.000	1.89	1.893
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.075	0.027	0.126	0.027	0.067	0.005	0.094	0.091	0.080	0.005	0.231	0.266
AK	0.005	0.007	0.004	0.005	0.002	0.002	0.002	0.005	0.005	0.003	0.023	0.034
Sum_A	0.080	0.034	0.130	0.032	0.068	0.007	0.096	0.096	0.086	0.009	0.254	0.300
Sum_cat	15.08	15.034	15.13	15.032	15.068	15.007	15.096	15.096	15.086	15.009	15.254	15.3
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg	0.97	1.00	0.99	0.98	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.97	0.94	0.91
XFe	0.03	0	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.09

Sample Analysis Mineral	CTN-24a C3/05 Amp	CTN-24a C3/06 Amp	CTN-18 C1/1/01 Amp	CTN-18 C1/1/02 Amp	CTN-18 C1/1/05 Amp	CTN-18 C1/1/07 Amp	CTN-18 C1/2/08 Amp	CTN-18 C1/2/09 Amp	CTN-18 C2/01/01 Amp	CTN-18 C2/01/02 Amp	CTN-18 C2/01/05 Amp	CTN-18 C2/01/07 Amp	CTN-18 C2/01/08 Amp
SiO2	48.81	51.72	42.12	41.63	42.25	41.74	39.7	42.41	42.74	42.62	42.47	42.24	42.42
TiO2	0.41	0.15	0.88	0.8	0.8	0.91	0	0.78	0.68	0.74	0.66	0.79	0.9
Al2O3	8.15	4.48	11.39	12.88	11.83	11.85	16.85	11.24	11.62	11.55	11.86	11.17	11.66
FeO	14.67	13.96	26.78	25.54	25.49	25.91	24.5	26.46	24.37	25.01	25.18	24.97	23.83
MnO	0.29	0.28	0.3	0.26	0.31	0.26	0.22	0.27	0.31	0.3	0.32	0.3	0.33
MgO	12.11	14.2	3.8	3.96	3.9	4.09	2.99	3.93	4.77	4.58	4.48	4.35	4.81
CaO	12.06	12.24	11.38	11.31	11.43	11.32	11.5	11.47	11.54	11.29	11.53	11.45	11.5
Na2O	0.88	0.47	1.11	1.2	1.1	1.12	1.18	1.07	1.06	0.98	1.09	0.99	1.12
K2O	0.15	0.08	0.46	0.51	0.45	0.43	0.59	0.41	0.43	0.37	0.41	0.45	0.43
Cr2O3	97.61	97.60	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	0.08	0.02	98.23	98.1	97.56	97.63	97.53	98.04	97.52	97.46	98	96.71	97.01
TSi	7.159	7.509	6.533	6.437	6.573	6.488	6.139	6.576	6.606	6.598	6.548	6.608	6.591
TAl	0.841	0.491	1.467	1.563	1.427	1.512	1.861	1.424	1.394	1.402	1.452	1.392	1.409
TFe3	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
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.567	0.275	0.613	0.782	0.74	0.658	1.208	0.628	0.721	0.704	0.701	0.666	0.725
CCr	0.009	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
CFe3	0.000	0.034	0.222	0.133	0.079	0.218	0.183	0.211	0.113	0.155	0.192	0.149	0.050
CTi	0.045	0.016	0.103	0.093	0.094	0.106	0.000	0.091	0.079	0.086	0.077	0.093	0.105
CMg	2.648	3.073	0.879	0.913	0.904	0.948	0.689	0.908	1.099	1.057	1.03	1.015	1.114
CFe2	1.731	1.599	3.182	3.078	3.183	3.07	2.92	3.161	2.988	2.995	3.001	3.077	3.005
CMn	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
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.069	0.062	0.069	0.092	0.054	0.080	0.066	0.059	0.048	0.088	0.054	0.041	0.042
BMn	0.036	0.034	0.039	0.034	0.041	0.034	0.029	0.035	0.041	0.039	0.042	0.04	0.043
BCa	1.895	1.904	1.891	1.874	1.905	1.885	1.905	1.906	1.911	1.873	1.905	1.919	1.915
BNa	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
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.250	0.132	0.334	0.360	0.332	0.338	0.354	0.322	0.318	0.294	0.326	0.300	0.337
AK	0.028	0.015	0.091	0.101	0.089	0.085	0.116	0.081	0.085	0.073	0.081	0.090	0.085
Sum_A	0.278	0.147	0.425	0.460	0.421	0.423	0.470	0.403	0.402	0.367	0.406	0.390	0.423
Sum_cat	15.278	15.147	15.425	15.46	15.421	15.423	15.47	15.403	15.402	15.367	15.406	15.39	15.423
Sum_oxy	23.052	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg			0.21	0.22	0.22	0.23	0.19	0.22	0.27	0.26	0.25	0.25	0.27
XFe			0.79	0.78	0.78	0.77	0.81	0.78	0.73	0.74	0.75	0.75	0.73

Sample Analysis Mineral	CTN-18 C2/02/09 Amp	CTN-18 C2/02/10 Amp	CTN-18 C2/02/13 Amp	CTN-18 C2/02/14 Amp	CTN-70 C1/01 Amp	CTN-70 C1/02 Amp	CTN-70 C1/03 Amp	CTN-70 C1/05 Amp	CTN-70 C1/05 Amp	CTN-70 C1/08 Amp	CTN-70 C1/09 Amp	CTN-70 C1/11 Amp	CTN-70 C2/01 Amp
SiO2	42.99	40.38	42.91	42.33	43.57	44.42	44.85	45.96	46.01	44.66	45.03	43.17	43.42
TiO2	0.86	0.3	0.69	0.72	0.74	0.71	0.71	0.58	0.69	0.56	0.5	0.73	0.6
Al2O3	11.14	16.66	11.63	11.85	14.44	13.48	12.64	11.63	11.54	12.36	11.8	13.45	14.05
FeO	24.8	23.01	23.75	23.78	18.19	17.92	17.57	17.59	17.72	17.71	17.43	18.2	18.48
MnO	0.32	0.31	0.32	0.38	0.37	0.34	0.31	0.35	0.33	0.29	0.36	0.36	0.36
MgO	4.89	3.75	5.17	4.91	8.25	8.56	9.18	9.75	9.76	9.26	9.45	8.54	8.53
CaO	11.37	11.46	11.54	11.56	11.52	11.54	11.66	11.65	11.71	11.82	11.72	11.67	11.72
Na2O	1.06	1.2	1.03	1.13	1.21	1.12	1.06	0.89	0.91	0.85	0.85	1.14	1.18
K2O	0.42	0.53	0.43	0.41	0.34	0.33	0.25	0.21	0.20	0.24	0.21	0.32	0.32
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.85	97.6	97.48	97.08	98.63	98.42	98.23	98.61	98.87	97.75	97.35	97.58	98.66
TSi	6.632	6.206	6.613	6.563	6.452	6.582	6.634	6.751	6.745	6.622	6.699	6.455	6.42
TAI	1.368	1.794	1.387	1.437	1.548	1.418	1.366	1.249	1.255	1.378	1.301	1.545	1.58
TFe3	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
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.655	1.221	0.723	0.726	0.97	0.934	0.836	0.763	0.738	0.78	0.766	0.823	0.866
CCr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.114	0.042	0.111	0.121	0.002	0.000	0.020	0.065	0.069	0.183	0.138	0.166	0.182
CTi	0.100	0.035	0.080	0.084	0.082	0.079	0.079	0.064	0.076	0.062	0.056	0.082	0.067
CMg	1.125	0.859	1.188	1.135	1.821	1.891	2.024	2.135	2.133	2.047	2.096	1.904	1.88
CFe2	3.007	2.843	2.897	2.933	2.125	2.095	2.04	1.973	1.984	1.927	1.944	2.025	2.005
CMn	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
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.079	0.073	0.053	0.030	0.126	0.125	0.113	0.123	0.120	0.086	0.087	0.085	0.098
BMn	0.042	0.04	0.042	0.05	0.046	0.043	0.039	0.044	0.041	0.036	0.045	0.046	0.045
BCa	1.879	1.887	1.905	1.92	1.828	1.832	1.848	1.834	1.839	1.878	1.868	1.87	1.857
BNa	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
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.317	0.358	0.308	0.340	0.347	0.322	0.304	0.253	0.259	0.244	0.245	0.331	0.338
AK	0.083	0.104	0.085	0.081	0.064	0.062	0.047	0.039	0.037	0.045	0.040	0.061	0.060
Sum_A	0.400	0.462	0.392	0.421	0.412	0.384	0.351	0.293	0.296	0.290	0.285	0.392	0.399
Sum_cat	15.4	15.462	15.392	15.421	15.412	15.384	15.351	15.293	15.296	15.29	15.285	15.392	15.399
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.030	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg	0.27	0.23	0.29	0.28	0.45	0.46	0.48	0.50	0.50	0.50	0.51	0.47	0.47
XFe	0.73	0.77	0.71	0.72	0.55	0.54	0.52	0.5	0.5	0.5	0.49	0.53	0.53

Sample Analysis Mineral	CTN-70 C2/02 Amp	CTN-70 C2/03 Amp	CTN-70 C2/06 Amp	CTN-15e C1/02 Amp	CTN-15e C1/03 Amp	CTN-15e C1/04 Amp	CTN-15e C1/07 Amp	CTN-15e C1/11 Amp	CTN-15e C3/21 Amp	CTN-15e C3/24 Amp	CTN-15e C3/25 Amp	CTN-15e C3/26 Amp	CTN17A C1/02 Amp
SiO2	43.62	45.15	44.13	53.9	52.59	55.3	53.51	53.14	52.68	52.92	51.79	50.9	52.75
TiO2	0.57	0.65	0.74	0.2	0.24	0.04	0.12	0.17	0.19	0.16	0.22	0.34	0.00
Al2O3	13.57	11.34	12.73	3.33	4.36	1.6	3.86	4.14	4.5	4.54	5.46	6.1	4.37
FeO	18.2	17.49	17.82	9.52	10.64	10.3	10.73	10.31	10.49	9.81	10.63	10.96	13.71
MnO	0.4	0.31	0.32	0.18	0.2	0.21	0.27	0.22	0.2	0.2	0.22	0.19	0.26
MgO	8.91	9.86	9.05	17.18	16.27	17.25	16.39	16.25	16.37	16.61	15.67	15.47	14.7
CaO	11.56	11.63	11.62	12.94	12.683	13.06	12.92	13.03	12.8	12.96	12.62	12.68	12.52
Na2O	1.07	0.89	1.09	0.22	0.35	0.1	0.22	0.24	0.37	0.3	0.39	0.55	0.34
K2O	0.30	0.23	0.30	0.06	0.09	0.03	0.09	0.07	0.09	0.07	0.12	0.14	0.12
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.10	0.16	0.06	0.10	0.14	0.05	0.03	0.00
Total	98.2	97.55	97.8	97.6	97.5	97.99	98.27	97.63	97.79	97.71	97.17	97.36	98.77
TSi	6.462	6.703	6.567	7.655	7.521	7.841	7.59	7.578	7.507	7.523	7.442	7.318	7.542
TAl	1.538	1.297	1.433	.0000	.0000	0.159	.0000	.0000	0.493	0.477	0.558	0.682	0.458
TFe3	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
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.829	0.685	0.798	0.212	0.256	0.108	0.235	0.273	0.262	0.283	0.366	0.35	0.278
CCr	0.000	0.000	0.000	0.008	0.009	0.011	0.018	0.007	0.011	0.016	0.006	0.003	0.000
CFe3	0.218	0.167	0.097	0.011	0.049	0.000	0.055	0.026	0.060	0.049	0.007	0.076	0.064
CTi	0.064	0.073	0.083	0.021	0.026	0.004	0.013	0.018	0.020	0.017	0.024	0.037	0.000
CMg	1.968	2.182	2.008	3.637	3.469	3.646	3.466	3.455	3.478	3.52	3.357	3.316	3.133
CFe2	1.922	1.893	2.014	1.11	1.192	1.221	1.214	1.203	1.168	1.115	1.24	1.218	1.525
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.115	0.111	0.107	0.009	0.032	0.000	0.004	0.000	0.022	0.002	0.030	0.024	0.051
BMn	0.05	0.039	0.04	0.022	0.024	0.016	0.032	0.009	0.024	0.024	0.027	0.023	0.031
BCa	1.835	1.85	1.853	1.969	1.943	1.984	1.963	1.991	1.954	1.974	1.943	1.953	1.918
BNa	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
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.307	0.256	0.315	0.061	0.097	0.027	0.061	0.066	0.102	0.083	0.109	0.153	0.094
AK	0.057	0.044	0.057	0.011	0.016	0.005	0.016	0.013	0.016	0.013	0.022	0.026	0.022
Sum_A	0.364	0.300	0.371	0.071	0.113	0.033	0.077	0.079	0.119	0.095	0.131	0.179	0.116
Sum_cat	15.364	15.3	15.371	15.071	15.113	15.033	15.077	15.079	15.119	15.095	15.131	15.179	15.116
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.001	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg	0.49	0.52	0.49	0.76	0.74	0.75	0.74	0.74	0.75	0.76	0.73	0.73	0.67
XFe	0.51	0.48	0.51	0.24	0.26	0.25	0.26	0.26	0.25	0.24	0.27	0.27	0.33

Sample Analysis Mineral	CTN17A C1/03 Amp	CTN17A C1/05 Amp	CTN17A C1/06 Amp	CTN17A C1/07 Amp	CTN17A C2/01 Amp	CTN17A C2/02 Amp	CTN17A C2/03 Amp	CTN17A C2/08 Amp	CTN17A C2/09 Amp	CTN-17e C1/01A Amp	CTN-17e C1/02 Amp	CTN-17e C1/04 Amp	CTN-17e C1/09 Amp
SiO2	51.72	49.43	46.76	47.06	49.73	50.65	46.61	48.75	47.1	55.3	49.99	56.15	49.11
TiO2	0.09	0.11	0.55	0.56	0.08	0.1	0.66	0.11	0.67	0	0.41	0.06	0.35
Al2O3	5.1	8.13	9.64	8.93	6.02	5.82	10.35	7.77	9.3	1.19	7.49	1.11	8.26
FeO	14.13	14.78	15.62	15.49	14.27	13.65	15.16	14.69	15.38	9.85	12.75	9.46	12.41
MnO	0.23	0.2	0.24	0.26	0.23	0.26	0.26	0.23	0.26	0.2	0.17	0.19	0.18
MgO	13.85	12.46	11.87	12.38	13.82	13.87	11.58	12.69	12.07	17.77	14.18	18.22	13.61
CaO	12.57	12.44	11.55	11.45	12.3	12.31	11.76	12.17	11.55	13.06	12.78	13.2	12.59
Na2O	0.43	0.62	1.07	0.93	0.49	0.5	1.1	0.64	1.1	0.1	0.62	0.05	0.7
K2O	0.12	0.23	0.17	0.13	0.13	0.13	0.19	0.19	0.16	0.01	0.23	0.02	0.21
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	98.24	98.4	97.47	97.19	97.07	97.29	97.67	97.24	97.59	97.5	98.64	98.46	97.42
TSi	7.465	7.162	6.886	6.928	7.257	7.37	6.851	7.14	6.926	7.855	7.157	7.88	7.124
TAl	0.535	0.838	1.114	1.072	0.743	0.63	1.149	0.86	1.074	0.145	0.843	0.12	0.876
TFe3	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
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.332	0.55	0.557	0.476	0.292	0.368	0.642	0.48	0.536	0.054	0.42	0.064	0.535
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
CFe3	0.040	0.047	0.098	0.183	0.271	0.075	0.012	0.139	0.046	0.060	0.119	0.026	0.030
CTi	0.010	0.012	0.061	0.062	0.009	0.011	0.073	0.012	0.074	0.000	0.044	0.006	0.038
CMg	2.98	2.691	2.606	2.717	3.007	3.009	2.537	2.771	2.646	3.763	3.026	3.812	2.943
CFe2	1.637	1.7	1.678	1.563	1.422	1.538	1.735	1.598	1.698	1.11	1.389	1.084	1.454
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.007	0.000
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.028	0.044	0.148	0.162	0.048	0.049	0.116	0.062	0.148	0.000	0.019	0.000	0.021
BMn	0.028	0.025	0.03	0.032	0.028	0.032	0.032	0.029	0.032	0.013	0.021	0.015	0.022
BCa	1.944	1.931	1.822	1.806	1.923	1.919	1.852	1.91	1.82	1.987	1.96	1.985	1.957
BNa	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
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.120	0.174	0.306	0.265	0.139	0.141	0.313	0.182	0.314	0.028	0.172	0.014	0.197
AK	0.022	0.043	0.032	0.024	0.024	0.024	0.036	0.035	0.030	0.002	0.042	0.004	0.039
Sum_A	0.142	0.217	0.337	0.290	0.163	0.165	0.349	0.217	0.344	0.029	0.214	0.017	0.236
Sum_cat	15.142	15.217	15.337	15.29	15.163	15.165	15.349	15.217	15.344	15.029	15.214	15.017	15.236
Sum_oxys	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000
XMg	0.64	0.61	0.59	0.61	0.67	0.65	0.58	0.63	0.59	0.77	0.68	0.78	0.67
XFe	0.36	0.39	0.41	0.39	0.33	0.35	0.42	0.37	0.41	0.23	0.32	0.22	0.33

Sample Analysis Mineral	CTN-17e C1/12 Amp	CTN-17e C2/19 Amp	CTN-17e C2/20 Amp	CTN-190i CI/1 Amp	CTN-190i CI/10 Cum	CTN-190i CI/11 Cum	CTN-190i CI/1a Cum	CTN-190i CI/3 Amp	CTN-190i CI/4 Cum	CTN-190i CI/5 Amp	CTN-190i CI/6 Cum	CTN-190i CI/7 Cum	CTN-190i CI/8 Cum
SiO2	48.56	54.14	48.31	56.17	58.29	56.77	58.62	50	58.41	53.8	58.6	56.21	50.26
TiO2	0.53	0.00	0.54	0.04	0.02	0.02	0.00	0.45	0.02	0.22	0.03	0.07	0.14
Al2O3	8.15	1.59	8.17	1.98	0.18	1.42	0.07	6.47	0.27	3.87	0.07	1.79	0.6
FeO	12.79	10.04	12.94	3.97	10.01	8.21	10.35	4.88	9.69	4.40	10.61	9.76	15
MnO	0.12	0.19	0.2	0.09	0.22	0.15	0.28	0.06	0.22	0.08	0.25	0.3	0.2
MgO	13.9	17.53	13.51	22.5	27.51	26.87	27.62	19.95	27.31	21.75	27.8	27.29	22.82
CaO	12.59	12.75	12.57	12.04	0.95	3.06	0.49	12.43	0.92	11.83	0.4	0.39	4.5
Na2O	0.89	0.11	0.78	0.62	0.04	0.12	0.01	1.77	0.04	1.11	0.03	0.02	0.21
K2O	0.26	0.04	0.25	0.02	0.01	0.01	0.02	0.09	0.00	0.06	0.01	0.01	0
Cr2O3	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.82	96.39	97.29	97.43	97.23	96.63	97.46	96.1	96.88	97.12	97.8	95.84	93.73
TSi	7.032	7.781	7.039	7.775	8.014	7.828	8.045	7.133	8.058	7.516	8.016	7.815	7.346
TAl	0.968	0.219	0.961	0.225	0.000	0.172	0.000	0.867	0.000	0.484	0.000	0.185	0.103
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.551
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.421	0.051	0.441	0.097	0.029	0.058	0.011	0.22	0.044	0.153	0.011	0.108	0.000
CCr	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.130	0.130	0.133	0.000	0.000	0.076	0.000	0.045	0.000	0.000	0.000	0.055	0.564
CTi	0.058	0.000	0.059	0.004	0.002	0.002	0.000	0.048	0.002	0.023	0.003	0.007	0.015
CMg	3.001	3.756	2.934	4.643	4.969	4.864	4.989	4.243	4.954	4.53	4.986	4.83	4.421
CFe2	1.387	1.063	1.43	0.256	0.000	0.000	0.000	0.444	0.000	0.294	0.000	0.000	0.000
CMn	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
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.670	0.660	0.662	0.000	0.662	0.000	0.683	0.827	0.551
BFe2	0.032	0.013	0.013	0.204	1.151	0.871	1.188	0.093	1.118	0.220	1.214	1.080	0.719
BMn	0.015	0.023	0.025	0.011	0.026	0.018	0.033	0.007	0.026	0.009	0.029	0.035	0.025
BCa	1.953	1.963	1.962	1.786	0.140	0.452	0.072	1.900	0.136	1.771	0.059	0.058	0.705
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.003	0.000	0.011	0.000	0.008	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.250	0.031	0.220	0.166	0.000	0.032	0.000	0.490	0.000	0.301	0.000	0.005	0.060
AK	0.048	0.007	0.046	0.004	0.002	0.002	0.004	0.016	0.000	0.011	0.002	0.002	0.000
Sum_A	0.298	0.038	0.267	0.170	0.002	0.034	0.004	0.506	0.000	0.311	0.002	0.007	0.060
Sum_cat	15.298	15.038	15.267	15.17	15.012	15.034	15.006	15.506	15.011	15.311	15.01	15.007	15.06
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.025	23.037	23.000	23.054	23.000	23.087	23.013	23.029	23.000	23.000
XMg	0.68	0.78	0.67	0.91	0.83	0.86	0.83	0.89	0.83	0.9	0.82	0.84	0.87
XFe	0.32	0.22	0.33	0.09	0.17	0.14	0.17	0.11	0.17	0.1	0.18	0.16	0.13

Sample Analysis Mineral	CTN-190i	CTN73b	CTN73b	CTN73b	CTN73b	CTN73b	CTN73b						
	CI/9	CI/1	CI/2	CI/3	CI/4	CI/6	CI/8	CI/1	CI/2	CI/3	CI/4	CI/5	CI/6
	Amp	Amp	Amp	Amp	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum
SiO2	48.58	53.57	53.07	53.79	58.3	55.48	56.2	58.42	57.84	58.78	59.41	56.76	57.86
TiO2	0.59	0.14	0.12	0.00	0.03	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04
Al2O3	3.52	2.93	3.49	2.17	0.36	2.12	1.10	0.10	0.00	0.04	0.19	0.76	0.5
FeO	8.5	3.48	3.42	4.62	9.5	9.59	10.39	9.07	9.98	8.49	8.16	9.24	9.37
MnO	0.08	0.00	0.06	0.04	0.24	0.21	0.25	0.22	0.23	0.18	0.17	0.17	0.25
MgO	19.99	21.67	22.29	23.18	27.33	27.29	27.37	27.14	27.9	28.98	27.92	29.3	28.63
CaO	11.74	12.79	12.31	11.82	0.44	0.38	0.46	2.28	0.49	0.68	3.67	0.41	0.41
Na2O	1.02	0.95	0.84	0.50	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02
K2O	0.08	0.06	0.06	0.02	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr2O3	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
Total	94.1	95.59	95.66	96.14	96.23	95.18	95.86	97.28	96.44	97.17	99.57	96.69	97.09
TSi	7.094	7.577	7.468	7.508	8.089	7.756	7.828	8.021	7.996	8.015	7.945	7.765	7.915
TAI	0.605	0.423	0.532	0.357	0.000	0.244	0.172	0.000	0.000	0.000	0.03	0.122	0.081
TFe3	0.301	0.000	0.000	0.135	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.025	0.113	0.004
TTi	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
Sum_T	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
CAI	0.000	0.066	0.046	0.000	0.059	0.105	0.008	0.016	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
CCr	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
CFe3	0.473	0.056	0.221	0.353	0.000	0.116	0.145	0.000	0.004	0.000	0.043	0.224	0.069
CTi	0.065	0.015	0.013	0.000	0.003	0.004	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004
CMg	4.352	4.57	4.676	4.647	4.938	4.775	4.847	4.979	4.996	4.994	4.956	4.775	4.927
CFe2	0.111	0.294	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CMn	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
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.176	0.715	0.913	0.837	0.576	0.754	0.897	0.610	1.200	0.912
BFe2	0.153	0.062	0.137	0.051	1.102	1.005	1.065	1.041	1.147	0.968	0.845	0.72	0.999
BMn	0.01	0.000	0.007	0.005	0.028	0.025	0.029	0.026	0.027	0.021	0.019	0.02	0.029
BCa	1.837	1.938	1.856	1.768	0.065	0.057	0.069	0.335	0.073	0.099	0.526	0.06	0.06
BNa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.289	0.261	0.229	0.135	0.000	0.005	0.008	0.000	0.000	0.000	0.010	0.008	0.005
AK	0.015	0.011	0.011	0.004	0.000	0.009	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002
Sum_A	0.304	0.271	0.240	0.139	0.000	0.014	0.019	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.007
Sum_cat	15.304	15.271	15.24	15.139	15.008	15.014	15.019	15.000	15.000	15.005	15.01	15.01	15.007
Sum_ox	23.000	23.000	23.000	23.000	23.126	23.000	23.000	23.034	23.000	23.021	23.000	23.000	23.000
XMg	0.94	0.93	0.96	0.99	0.84	0.85	0.84	0.84	0.83	0.86	0.87	0.89	0.85
XFe	0.06	0.07	0.04	0.01	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17	0.14	0.13	0.11	0.15

Sample Analysis Mineral	CTN73b C1/7 Amp	CTN73b C1/8 Cum	CTN-74a C2/06 Cum	CTN-74a C2/07 Cum	CTN-74a C2/08 Cum	CTN-74a C2/10 Cum	CTN-74a C2/14 Cum	CTN-74a C2/15 Cum	CTN-74a C2/18 Cum	CTN-74a C2/21 Cum	CTN24a C3/07 Oamp	CTN24a C3/08 Oamp	CTN24a C3/08A Oamp
SiO2	58	59.53	58.05	58.37	58.41	58.2	58.68	58.52	58.38	57.94	60.47	60.41	60.59
TiO2	0.05	0.04	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.02	0.02	0.05	0.08	0.08	0.01
Al2O3	0.18	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.16	0.12	0.04	0.1	13.51	13.34	13.38
FeO	5.04	7.9	12.87	12.75	13.23	13.14	12.7	12.33	12.47	12.55	11.95	11.22	11.82
MnO	0.1	0.19	0.6	0.64	0.69	0.79	0.56	0.54	0.66	0.47	0.15	0.14	0.11
MgO	25.15	29.19	25.71	25.67	25.47	25.47	25.74	25.92	25.67	26.11	8.97	9.26	9.24
CaO	8.55	0.25	0.61	0.73	0.65	0.56	0.68	0.69	0.55	0.55	0.02	0.03	0.03
Na2O	0.06	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.09	0.09	0.08
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
Total	97.13	97.16	97.92	98.23	98.54	98.3	98.58	98.19	97.83	97.83	95.25	94.6	95.27
TSi	7.967	8.105	8.035	8.057	8.053	8.045	8.07	8.066	8.086	8.008	7.866	7.892	7.868
TAl	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.134	0.108	0.132
TFe3	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	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
CAI	0.000	0.008	0.008	0.007	0.006	0.003	0.026	0.019	0.007	0.016	1.935	1.944	1.914
CCr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001
CFe3	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.300	1.226	1.284
CTi	0.005	0.004	0.000	0.000	0.004	0.008	0.000	0.002	0.002	0.005	0.008	0.008	0.001
CMg	4.988	4.988	4.991	4.993	4.989	4.988	4.973	4.977	4.989	4.975	1.739	1.803	1.789
CFe2	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
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.015	0.012
CCa	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
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.162	0.937	0.314	0.289	0.245	0.260	0.304	0.348	0.311	0.405	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.568	0.900	1.490	1.472	1.525	1.519	1.461	1.421	1.444	1.451	0.000	0.000	0.000
BMn	0.012	0.022	0.070	0.075	0.081	0.092	0.065	0.063	0.077	0.055	0.000	0.000	0.000
BCa	1.258	0.036	0.090	0.108	0.096	0.083	0.100	0.102	0.082	0.081	0.003	0.004	0.004
BNa	0.000	0.003	0.000	0.005	0.003	0.011	0.011	0.011	0.005	0.005	0.023	0.023	0.02
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.025	0.027	0.024
ACa	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
ANa	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
AK	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sum_A	0.016	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	15.016	15.003	15.004	15.007	15.003	15.011	15.012	15.011	15.005	15.007	13.025	13.027	13.024
Sum_oxy	23.000	23.115	23.041	23.064	23.061	23.061	23.09	23.083	23.095	23.027	22.573	22.556	22.548
XMg	0.9	0.87	0.78	0.78	0.77	0.78	0.78	0.79	0.79	0.79	1.00	1.00	1.00
XFe	0.1	0.13	0.22	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.00	0.00	0.00

Sample Analysis Mineral	CTN74a C2/10 Oamp	CTN74a C2/14 Oamp	CTN74a C2/15 Oamp	CTN74a C2/18 Oamp	CTN74a C2/21 Oamp	CTN74a C2/6 Oamp	CTN74a C2/7 Oamp	CTN74a C2/8 Oamp
SiO2	58.2	58.68	58.52	58.38	57.94	58.05	58.37	58.41
TiO2	0.08	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.04
Al2O3	0.02	0.16	0.11	0.04	0.1	0.05	0.04	0.04
FeO	13.14	12.7	12.33	12.47	12.55	12.87	12.75	13.23
MnO	0.72	0.56	0.54	0.66	0.47	0.6	0.64	0.69
MgO	25.47	25.74	25.92	25.67	26.11	25.71	25.67	25.47
CaO	0.56	0.68	0.69	0.55	0.55	0.61	0.73	0.65
Na2O	0.01	0.04	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	98.2	98.58	98.18	97.83	97.82	97.92	98.23	98.54
TSi	8.05	8.07	8.066	8.086	8.009	8.035	8.057	8.053
TAI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.050	8.070	8.066	8.086	8.009	8.035	8.057	8.053
CAI	0.003	0.026	0.018	0.007	0.016	0.008	0.007	0.006
CCr	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000
CFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
CTi	0.008	0.000	0.002	0.002	0.005	0.000	0.000	0.004
CMg	4.988	4.973	4.979	4.989	4.976	4.991	4.993	4.989
CFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.263	0.304	0.347	0.311	0.404	0.314	0.289	0.245
BFe2	1.52	1.461	1.421	1.444	1.451	1.490	1.472	1.525
BMn	0.084	0.065	0.063	0.077	0.055	0.07	0.075	0.081
BCa	0.083	0.100	0.102	0.082	0.081	0.09	0.108	0.096
BNa	0.003	0.011	0.011	0.005	0.005	0.00	0.005	0.003
Sum_B	1.953	1.941	1.944	1.92	1.997	1.965	1.949	1.95
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
AK	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.002	0.000
Sum_A	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.002	0.000
Sum_cat	15.003	15.012	15.011	15.005	15.007	15.004	15.007	15.003
Sum_oxy	23.061	23.09	23.083	23.095	23.027	23.041	23.064	23.061
XMg	0.78	0.78	0.79	0.79	0.79	0.78	0.78	0.77
XFe	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.23

Sample Analysis Mineral	CTN-64A C1/01 PI	CTN-64A C1/02 PI	CTN-64A C1/03 PI	CTN-64A C1/04 PI	CTN-64A C2/10 PI	CTN-64A C2/11 PI	CTN211c CI/1 PI	CTN211c CI/2 PI	CTN211c CI/3 PI	CTN211c CI/4 PI	CTN211c CI/5 PI	CTN211c CI/6 PI
SiO2	58.23	55.38	56.31	53.9	56.19	56.61	53.18	52.9	50.88	49.65	51.64	51.76
Al2O3	26.72	28.58	27.95	29.53	28.38	27.83	29.54	29.69	31.03	31.74	30.25	30.16
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02
Fe2O3	0.10	0.05	0.09	0.13	0.11	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.12	0.04
CaO	8.84	10.83	10.08	11.84	10.57	9.91	12.24	12.38	13.92	14.84	13.38	13.13
Na2O	6.00	4.95	5.40	4.47	5.27	5.60	4.30	4.40	3.38	2.96	3.76	3.85
K2O	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01
Total	99.94	99.81	99.86	99.9	100.56	100.08	99.35	99.45	99.29	99.29	99.17	98.95
Si	10.402	9.969	10.112	9.734	10.037	10.143	9.668	9.621	9.307	9.116	9.447	9.479
Al	5.621	6.059	5.911	6.28	5.97	5.873	6.324	6.359	6.684	6.863	6.517	6.505
Fe3	0.013	0.007	0.012	0.018	0.015	0.008	0.008	0.007	0.007	0.01	0.017	0.006
Ca	1.692	2.089	1.939	2.291	2.023	1.903	2.384	2.412	2.728	2.919	2.623	2.576
Na	2.078	1.728	1.88	1.565	1.825	1.946	1.516	1.552	1.199	1.054	1.334	1.367
K	0.011	0.005	0.007	0.007	0.009	0.016	0.007	0.007	0.007	0.007	0.005	0.002
Cations	19.817	19.857	19.861	19.895	19.879	19.889	19.907	19.958	19.932	19.969	19.943	19.935
X	16.036	16.035	16.035	16.032	16.022	16.024	16	15.987	15.998	15.989	15.981	15.99
Z	3.781	3.822	3.826	3.863	3.857	3.865	3.907	3.971	3.934	3.98	3.962	3.945
Ab	55	45.2	49.1	40.5	47.3	50.3	38.8	39.1	30.5	26.5	33.7	34.7
An	44.8	54.7	50.7	59.3	52.5	49.2	61	60.7	69.3	73.3	66.2	65.3
Or	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1

Sample Analysis Mineral	CTN213B CI/1 PI	CTN213B CI/2 PI	CTN213B CI/3 PI	CTN213B CI/4 PI	CTN213B CI/5 PI	CTN213B CI/6 PI	CTN213B CI/7 PI	CTN213B CII/10 PI	CTN213B CII/11 PI	CTN213B CII/8 PI	CTN213B CII/9 PI
SiO2	52.73	52.82	53.46	52.9	51.41	53.23	53.76	53.63	53.43	53.83	53.54
Al2O3	29.53	29.53	29.23	29.57	30.28	29.48	29.2	29.59	29.06	29.23	29.7
TiO2	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.01	0.03
Fe2O3	0.06	0.06	0.03	0.23	0.08	0.00	0.09	0.00	0.01	0.04	0.08
CaO	12.25	12.45	11.75	11.79	13.37	12.36	11.76	11.86	11.94	11.72	12.08
Na2O	4.32	4.33	4.58	4.25	3.83	4.36	4.58	4.55	4.72	4.56	4.42
K2O	0.03	0.03	0.04	0.24	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Total	99.01	99.24	99.09	98.98	99.01	99.46	99.5	99.66	99.25	99.42	99.88
Si	9.63	9.63	9.737	9.659	9.427	9.674	9.751	9.711	9.73	9.765	9.681
Al	6.351	6.341	6.27	6.359	6.539	6.309	6.238	6.31	6.232	6.244	6.324
Fe3	0.008	0.008	0.004	0.032	0.011	0.000	0.012	0.000	0.001	0.005	0.011
Ca	2.397	2.432	2.293	2.307	2.627	2.407	2.285	2.301	2.33	2.278	2.34
Na	1.53	1.531	1.617	1.505	1.362	1.536	1.611	1.598	1.667	1.604	1.55
K	0.007	0.007	0.009	0.056	0.009	0.007	0.012	0.007	0.009	0.007	0.007
Cations	19.923	19.949	19.93	19.918	19.975	19.933	19.909	19.927	19.969	19.903	19.913
X	15.989	15.979	16.011	16.05	15.977	15.983	16.001	16.021	15.963	16.014	16.016
Z	3.934	3.97	3.919	3.868	3.998	3.95	3.908	3.906	4.006	3.889	3.897
Ab	38.9	38.6	41.3	38.9	34.1	38.9	41.2	40.9	41.6	41.2	39.8
An	60.9	61.3	58.5	59.6	65.7	60.9	58.5	58.9	58.2	58.6	60
Or	0.2	0.2	0.2	1.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2

Análises químicas semiquantitativas selecionadas de magnetitas (mag) e ilmenitas (il) de amostras dos Corpos máfico-ultramáficas diferenciados (Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV/IG/UNICAMP)

Amostra	CT-190b	CT-190b	CT-136d	CT74a	CT-136d	CT-74a	CT-74a	CT-190b	CT-190b	CT-190b	CT-190i	CT-190i	CT-73 B
Mineral	Il	Il	Il	Il	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Fe ₂ O ₃	36.01	35.32	39.82	40.21	92,51	99.11	88.71	95.59	96.26	96.41	84.14	84.07	90.87
TiO ₂	61.50	62.13	57.14	57.49	1.80	-	1.79	0.59	-	-	2.09	2.07	0.68
Cr ₂ O ₃	-	-	0.17	-	3.41	0.70	8.46	3.35	3.09	3.01	12.35	11.85	7.65
V ₂ O ₅	0.40	0.29	-	0.30	0.21	-	0.39	0.26	0.28	0.16	0.63	0.54	0.31
MgO	1.02	1.00	0.41	0.22	0.55	0.06	0.10	0.22	0.22	0.21	0.30	0.40	0.29
MnO	0.99	1.06	1.04	1.72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	0.08	0.12	0.98	0.06	1.00	0.13	0.08	-	0.16	0.21	0.49	0.49	0.20
CaO	-	0.07	0.44	-	0.15	-	0.11	-	-	-	-	-	-