

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

**GEOLOGIA E POTENCIAL METALOGENÉTICO DO
COMPLEXO ANORTOSÍTICO-LEUCOGABRÓICO
DE LAGOA DA VACA, MUNICÍPIO DE CURAÇÁ,
BAHIA.**

MARCO ANTÔNIO PIRES PAIXÃO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por *Marco Antonio Pires Paixão*
e aprovada pela Comissão Julgadora
em *27.03.96*.

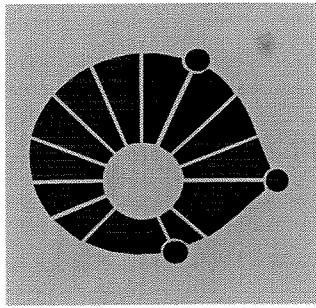

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1996

P167g

27927/BC



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA**

**GEOLOGIA E POTENCIAL METALOGENÉTICO DO COMPLEXO
ANORTOSÍTICO-LEUCOGABRÓICO DE LAGOA DA VACA, MUNICÍPIO DE
CURAÇÁ, BAHIA.**

MARCO ANTÔNIO PIRES PAIXÃO

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira - IG/UNICAMP

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1996



12/02/1996

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

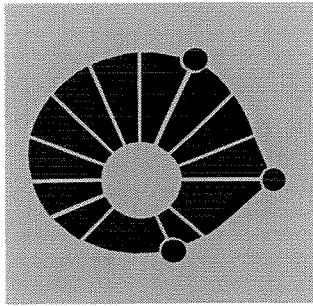
P167g Paixão, Marco Antônio Pires
Geologia e potencial metalogenético do complexo
anortosítico-leucogabro de Lagoa da Vaca-Município
Curaçá - BA / Marco Antônio Pires Paixão.- Campinas, SP.:
[s.n], 1995.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geologia-(Anortosito) -(Leucogabro).
2. Metalogênese-(Anortosito)-(Leucogabro).
3. Geocronologia-Bahia. I.Elson Paiva de Oliveira. II.
Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências. III. Título.

UNIDADE	BC
TIPO DE DOCUMENTO:	UNICAMP
NUMERO DE IDENTIFICACAO:	P167g
VOLUME	EX
NUMERO DE VOLUME	27927
NUMERO DE PAGINA	667/96
PRECO	R\$ 11,00
DATA	04/07/96
N.º CPD	

CM-00089588-1



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

**GEOLOGIA E POTENCIAL METALOGENÉTICO DO COMPLEXO
ANORTOSÍTICO-LEUCOGABRÓICO DE LAGOA DA VACA,
MINICÍPIO DE CURAÇÁ, BAHIA.**

AUTOR : Marco Antônio Pires Paixão


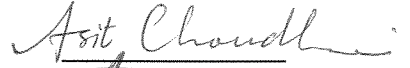

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira - IG/UNICAMP

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

EXAMINADORES : Prof. Dr. Asit Choudhuri

Prof. Dr. Zorano Sérgio Souza

CAMPINAS, março de 1996.

À Paixão, Lourdes, Diana,
Fábia, Tati, Maria e Bernardo.

Pra onde vão os trens meu pai? Para Mahal, Tamí, para Camirí, espaços no mapa, e depois o pai ria: também pra lugar algum meu filho, tu podes ir e ainda que se mova o trem tu não te moves de ti.

Hilda Hilst (1980)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq e FAEP pelas bolsas de estudo.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira, pela orientação e solidariedade demonstrada.

Aos professores Job Jesus Batista e Asit Choudhuri, membros da banca de qualificação, pelos comentários e sugestões que proporcionaram uma melhoria na dissertação. Ainda ao Prof. Asit reforço votos de estima e consideração pela ajuda e sempre pronta e alegre disposição nas discussões sobre a geologia e petrografia metamórfica da área estudada.

Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon pela orientação prestada no estudo de geocronologia feito no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFPa.

Ao Prof. Dr. Zorano Souza pelas discussões sobre a geologia estrutural da região, tanto no campo como em gabinete.

Ao Laboratório de preparação de amostras para estudos de tipologia do zircão do Instituto de Geociências da UNESP-Rio Claro, nas pessoas da Prof. Tamás Galembeck e do laboratorista Adilson.

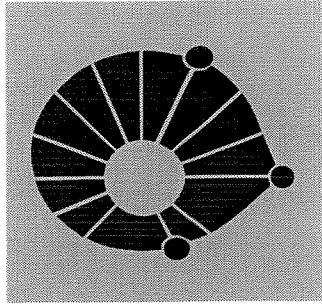
Aos colegas e amigos geólogos do IG-UNICAMP que proporcionaram sempre discussões sobre geologia, e por vezes incentivo e apoio na continuidade da pesquisa.

Aos demais colegas, amigos e funcionários do IG-UNICAMP pela jornada aqui desenvolvida.

Ao Dr. Bach que desenvolveu a terapia por florais, que muito me ajudaram na confecção desta tese.

Àquelas pessoas que por meio de palavras positivas e alegres conquistaram a minha amizade e estima, reforçando o quão valiosa é atitude de fazer amigos.

Ao sempre eterno apoio e carinho de meus familiares.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

**GEOLOGIA E POTENCIAL METALOGENÉTICO DO COMPLEXO ANORTOSÍTICO-
LEUCOGABRÓICO DE LAGOA DA VACA MUNICÍPIO DE CURAÇÁ, BAHIA.**

MARCO ANTÔNIO PIRES PAIXÃO

O Complexo Lagoa da Vaca faz parte de um dos três domínios lito-estruturais (Domínio Central) definidos pelo mapeamento geológico, e possui uma largura aflorante de 3 km. É constituído por camadas de rochas de composição anortosítica, leucogabróica, gabróica e ultramáficas (hornblenditos). Além disso, possui litotipos ultramáficos de posicionamento estratigráfico duvidoso (peridotitos e anfíbolio-metaperidotitos). A composição mineralógica é dada principalmente pela presença de hornblenda e plagioclásio (labradorita). Estruturas primárias são representadas pela presença de acamamento gradacional e estruturas de *slumping*.

O limite norte do complexo é desconhecido, mas seu limite oriental é feito com rochas granulíticas de composição enderbítica a jotunítica, que compreende o Domínio Leste. O limite ocidental é feito com o Domínio Oeste, caracterizado por gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações de camadas e (ou) lentes de anfíbolito, os quais foram mais intensamente afetados pela orogênese da Faixa Caldeirão.

A história tectono-metamórfica da área envolve três fases deformacionais, as duas primeiras de caráter dúctil. A primeira fase é marcada por condições de pico metamórfico em fácies granulito, com posteriores efeitos de descompressão, rehidratação e reequilíbrio em fácies anfíbolito, estes últimos condições típicas da segunda fase de deformação. A última fase de caráter rúptil-dúctil é expressa localmente, e caracterizada por assembléias metamórficas típicas de retrogressão à fácies xisto-verde nas rochas dos três domínios.

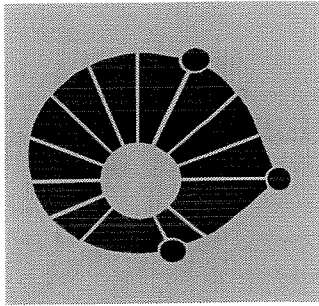
A geocronologia Pb-Pb para as rochas do Complexo Lagoa da Vaca e para as rochas granulíticas do Domínio Leste, indicam idades de 3.161 ± 65 Ma e 3072 ± 72 Ma, respectivamente.

Os piroxênios dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso e aqueles das rochas do Complexo Lagoa da Vaca apresentam uma lacuna composicional, sugerindo não existir uma relação genética entre si.

Correlações com a literatura indicam que muito provavelmente este complexo assemelha-se aqueles encontrados na Groenlândia (complexo Fiskenaasset) e África do Sul (complexo Messina), que ocorrem em terrenos gnaissicos de alto grau, de idade arqueana.

A ausência de níveis ou concentrações de óxidos e (ou) sulfetos nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca, bem como nos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso, aliada à composição dos espinélios indicam pouca potencialidade para mineralizações de metais como Cr, Cu e Ni.

O Complexo Lagoa da Vaca deve ter-se alojado e diferenciado em uma crosta continental arqueana, mais provavelmente no Bloco de Uauá.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA: METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

MASTER DISSERTATION

ABSTRACT

**GEOLOGY AND METALLOGENETIC POTENTIAL OF THE ANORTHOSITIC-LEUCOGABBROIC
LAGOA DA VACA COMPLEX, CURAÇÁ, BAHIA STATE, BRAZIL.**

MARCO ANTÔNIO PIRES PAIXÃO

The complex is one of the three litho-structural domains mapped (central domain), and has an outcrop width of 3 kilometers. It is made up mostly of north-south-trending layers of anorthositic, meta-leucogabbroic, meta-gabbroic and ultramafic compositions. Ultramafic rocks of unknown stratigraphic relations, *vz.* peridotite and amphibole meta-peridotite, were also included in the complex. Mineralogically, the anorthositic rocks contain hornblende and labradoritic plagioclase, whereas the peridotites contain olivine, pyroxenes, spinels and amphiboles. Primary structures are given by mineral layering and syn-magmatic slump faults.

The limit of the complex to the North is unknown. It is bounded, to the East, by granulite facies rocks of enderbitic to jotunitic composition (eastern domain), and to the West by quartz-feldspatic gneisses with interleaved bands of amphibolite (western domain) which have been strongly deformed by the Caldeirão belt orogenic event.

The tectonic and metamorphic evolution of the mapped area is described in terms of three deformation phases; the first two and the last one have respectively ductile and brittle characteristics. Granulite facies metamorphic conditions have been attained during the first phase, followed by retrogression (*vz.* decompression textures, hydration) under amphibolite facies conditions, which is a characteristic of the second deformation phase. The third phase, on the other hand, is locally observed in all domains; it shows typical brittle-ductile characteristics, and metamorphic mineral assemblages diagnostic of the greenschist facies.

The Lagoa da Vaca anorthositic rocks were dated by the whole-rock Pb-Pb isochron technique, yielding an age of $3,161 \pm 65$ Ma. Zircons from a granulite have yielded an age of 3072 ± 72 Ma by stepwise Pb evaporation technique.

Pyroxenes from the Lagoa da Vaca Complex and peridotites show a significant compositional gap, suggesting that the two rock types most likely are not consanguineous nor cogenetic. The lack of sulphide or oxide concentrations, combined with spinel compositions, indicate that both anorthositic and peridotitic rocks have little potential for Chromium, Copper and Nickel mineralisations.

The Lagoa da Vaca Complex is very much like other Archaean layered anorthositic complexes found in high grade terranes, such as the Fiskenaasset (Greenland) and Messina (South Africa). Its age, Pb isotopic characteristic ($\mu = 8,8 \pm 0,62$) and field relationships strongly suggest a continental environment for its emplacement rather than an oceanic one.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	01
1.2. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E VIAS DE ACESSO	02
1.3. ETAPAS E MÉTODOS	04

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GEOLOGIA REGIONAL	06
2.2. GEOCRONOLOGIA	10
2.3. MODELO TECTÔNICO REGIONAL	10

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DO COMPLEXO LAGOA DA VACA

3.1. HISTÓRICO DA ÁREA	15
3.2. INTRODUÇÃO	15
3.3. COMPLEXO LAGOA DA VACA OU DOMÍNIO CENTRAL	17
3.3.1. Complexo Lagoa da Vaca	17
3.3.2. Rochas intrusivas	22
3.3.3. Litotipos ultramáficos de posicionamento estratigráfico duvidoso	24
Peridotitos	25
Anfibólio-metaperidotitos	27
3.4. DOMÍNIO LESTE	29
3.4.1. Granulitos (enderbitos e jotunitos)	29
3.4.2. Diques máficos	32
3.4.3. Granitos	36
3.5. DOMÍNIO OESTE	37

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1. INTRODUÇÃO	40
4.2. ASPECTOS ESTRUTURAIIS	40
4.2.1. Domínio Leste	40
4.2.2. Complexo Lagoa da Vaca ou Domínio Central	41
4.2.3. Domínio Oeste	43
4.3. CONSIDERAÇÕES E RELAÇÕES ENTRE OS DOMÍNIOS	43
4.4. METAMORFISMO	50
4.4.1. Domínio Leste	50
4.4.2. Complexo Lagoa da Vaca ou Domínio Central	51

4.4.3. Domínio Oeste	53
4.5. METAMORFISMO x DEFORMAÇÃO	54

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

5.1. INTRODUÇÃO	56
5.2. COMPLEXO LAGOA DA VACA	57
5.2.1. Plagioclásios	57
5.2.2. Anfibólios	57
5.2.3. Piroxênios	59
5.3. LITOTIPOS ULTRAMÁFICOS DE POSICIONAMENTO DUVIDOSO	59
5.3.1. Olivinas	59
5.3.2. Piroxênios	61
5.3.3. Anfibólios	61
5.3.4. Espinélios	61
5.4. GRANULITOS	62
5.4.1. Plagioclásios	62
5.4.2. Anfibólios	62
5.4.3. Piroxênios	62
5.4. CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O COMPLEXO LAGOA DA VACA E ROCHAS ASSOCIADAS	63

CAPÍTULO 6 - GEOCROLOGIA

6.1. INTRODUÇÃO	67
6.2. MÉTODO DE EVAPORAÇÃO Pb-Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO	67
6.2.1. Separação dos zircões	69
6.2.2. Preparação dos zircões para análise	69
6.2.3. Princípios da técnica de datação por evaporação de Pb em monocrystal de zircão	70
6.2.4. Resultados obtidos	71
6.3. GEOCROLOGIA Pb-Pb EM ROCHA TOTAL	73
6.3.1. Preparação das amostras	73
6.3.2. Procedimento experimental	73
6.3.3. Aplicações do método Pb-Pb em rocha total	74
6.3.4. Resultados obtidos	76
6.4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	76

CAPÍTULO 7 - POTENCIAL METALOGENÉTICO E POSSÍVEL AMBIENTE GEOTECTÔNICO DO COMPLEXO LAGOA DA VACA

7.1. INTRODUÇÃO	79
7.2. ASPECTOS GERAIS	80
7.3. MINERALIZAÇÕES	83
7.4. AMBIENTE TECTÔNICO	84

CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES 88

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 91

ANEXOS

ANEXO 1 - Mapa geológico-estrutural da região da Faz. Lagoa da Vaca

ANEXO 2 - Análises químicas de minerais

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização esquemático da área da Fazenda Lagoa da Vaca com as principais vias de acesso e cidades. 03

Figura 2.1 - Unidades geotectônicas do Cráton do São Francisco (a) e do Orógeno Curaçá-Ipirá (b). Modificado de Inda & Barbosa (1978), Oliveira (1990a) e Padilha & Melo (1991). 07

Figura 2.2 - Geologia da região de Uauá (simplificado e modificado de Jordan, 1973). 08

Figura 2.3 - Compartimentação lito-estratigráfica do Complexo lagoa da Vaca, segundo Carvalho Filho *et al.* (1981). 11

Figura 2.4 - Modelo geotectônico proposto por Padilha & Melo (1990) para a região do Orógeno Curaçá Ipirá entre os blocos Serrinha e Mairi 13

Figura 3.1 - Cristais centimétricos de hornblenda representando prováveis cumulos. 19

Figura 3.2 - Estrutura de *slumping* mostrando o deslocamento oblíquo de alguns níveis bandados com acamamento gradacional. 19

Figura 3.3 - Aspecto de campo do bandamento composicional das rochas do complexo Lagoa da Vaca, as vezes marcado por acamadamento gradacional. 20

Figura 3.4 - Fotomicrografia de rocha do Complexo Lagoa da Vaca mostrando a mineralogia predominante dada por grãos de plagioclásio e hornblenda e aspectos da textura granoblástica. 20

Figura 3.5 - Aspecto de campo de camadas de composição anortosítica a leucogabróica das rochas do Complexo Lagoa da Vaca. 21

Figura 3.6 - Aspecto de campo das camadas de rochas de composição gabróica a melanogabróica do complexo Lagoa da Vaca. 21

Figura 3.7 - Fotomicrografia apresentando textura de simplectitos (ortopiroxênio+plagioclásio+magnetita) de camada de rocha gabróica do complexo Lagoa da Vaca.	23
Figura 3.8 - Fotomicrografia de grão de plagioclásio apresentando geminação mecânica e forte extinção em bandas, evidenciando processo de recuperação de grão.	23
Figura 3.9 - Aspecto de campo de dique máfico cortando subparalelamente a foliação das rochas do complexo Lagoa da Vaca.	26
Figura 3.10 - Fotomicrografia de grãos de espinélio das rochas peridotíticas com textura cumulática.	26
Figura 3.11 - Fotomicrografia dos peridotos com textura cumulática.	28
Figura 3.12 - Fotomicrografia de grãos de espinélio dos anfibólio- metaperidotitos mostrando textura granoblástica.	28
Figura 3.13 - Fotomicrografia de anfibólio-metaperidotitos.	31
Figura 3.14 - Fotomicrografia dos granulitos enderbíticos do Domínio Leste apresentando sua mineralogia principal e textura granoblástica.	31
Figura 3.15 - Desenho esquemático de relações texturais vistas de granulitos máficos com granada do Domínio Leste representada por simplectitos de ortopiroxênio mais plagioclásio.	33
Figura 3.16 - Dique de metadiabásio apresentando fenocristais de plagioclásio.	33
Figura 3.17 - Fotomicrografia de dique de metadiabásio (subtipo I) apresentando núcleos de textura subofítica preservada. A seta indica cristal de clinopiroxênio exibindo zonamento.	34
Figura 3.18 - Fotomicrografia de dique de metadiabásio (subtipo II) de dique de metadiabásio apresentando textura granoblástica com cristais de ortopiroxênio de forma poligonal.	34
Figura 3.19 - Fotomicrografia de dique norítico mostrando textura cumulática, onde grãos de plagioclásio caracterizam a fase cumulus.	38
Figura 3.20 - Fotomicrografia de gnaisses quartzo-feldspáticos (Domínio Oeste) mostrando a mineralogia essencial e <i>ribbons</i> de quartzo com forte extinção em bandas.	38
Figura 4.1 - Projeção polar (diagrama Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação Sn do Domínio Leste.	42

Figura 4.2 - Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das lineações da área estudada.	42
Figura 4.3 - Projeção polar (Diagrama de Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação S_n do Domínio Central.	44
Figura 4.4 - Projeção estereográfica (hemisfério inferior) dos eixos de dobras do Domínio Central.	44
Figura 4.5 - Projeção polar (Diagrama Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação S_{n+1} do Domínio Oeste.	46
Figura 4.6 - Mapa de alinhamentos estruturais para as regiões vizinhas à Fazenda Lagoa da Vaca.	46
Figura 4.7 - Dobra de arrasto apresentando a inflexão dos planos de foliação e lineações da fase D1 (em azul) para a Zona de Cisalhamento dextral, cujos elementos estruturais correspondem a fase D2.	49
Figura 5.1 - Classificação de anfibólitos cálcicos (Leake, 1978) para as rochas da Fazenda Lagoa da Vaca: (a) granulitos, (b) e (c) anortositos e (d) litotipos ultramáficos.	58
Figura 5.2 - Quadrilátero dos piroxênios mostrando a variação composicional dos grãos analisados.	60
Figura 5.3 - Relações entre espinélios e olivinas dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso do Complexo Lagoa da Vaca e fora da área mapeada.	65
Figura 6.1 - Representação esquemática da estrutura interna de cristais de zircão. Adaptado de Kober (1986).	72
Figura 6.2 - Diagrama idade (Ma) versus número de blocos de 6 razões isotópicas para 2 zircões dos granulitos do Domínio Leste, analisados pelo método Pb-Pb de evaporação. Barras de erro com "x" representam blocos eliminados do cálculo.	72
Figura 6.3 - Processo de abertura química para a metodologia Pb-Pb implantada no LGI. Fonte: Lafon <i>et al.</i> (1993).	75
Figura 6.4 - Processo de separação química para a metodologia Pb-Pb do LGI. Fonte: Lafon <i>et al.</i> (1993).	75
Figura 6.5 - Isócrona Pb-Pb em rocha total para as rochas metagabroicas do <i>pluton</i> de River Valley. Fonte: Ashwal & Wooden (1989).	77
Figura 6.6 - Isócrona Pb-Pb em rocha total de 4 amostras de rochas do Complexo Lagoa da Vaca. O campo das elipses referem-se a margem de erro do aparelho.	77

Figura 7.1 - Coluna estratigráfica geral para as rochas do Complexo Fiskenaasset.
Fonte: Myers (1981). 82

Figura 7.2 - Relação entre as funções G e X para os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso do Complexo Lagoa da Vaca e para fora da área mapeada.
Adaptado de van der Veen & Maaskant (1995). 85

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Corpos máficos e ultramáficos em regiões continentais são importantes repositórios de recursos minerais, valiosos indicadores de ambientes geológicos e excelentes objetos para estudos de processos magmáticos. Essas duas últimas características são essenciais para se conseguir o entendimento da gênese, e possível correlação com outros tipos de depósitos e com isso, buscar-se os reais metalóctetos que podem definir as campanhas de prospecção mineral.

Para se conseguir tal tarefa demanda-se, de acordo com a quantidade e variabilidade dos corpos magmáticos a serem estudados, anos de trabalho e a necessidade do emprego de várias técnicas de abordagem no estudo desses corpos, pois raros são os terrenos pré-Cambrianos do Brasil que não sofreram os efeitos de eventos tectono-metamórficos.

Em relação ao Complexo de Lagoa da Vaca (Carvalho Filho *et al.*, 1981; Oliveira, 1992), o seu posicionamento na transição do Bloco de Uauá para a Faixa Caldeirão e a sua característica estratiforme, com anortositos bandados e peridotitos, estes possivelmente basais, o torna um alvo de grande interesse para a compreensão de processos magmáticos, avaliação de potencialidade metalogenética e de interpretação de ambiente paleotectônico. Devido estar situado na zona de transição de um bloco cratônico (Bloco de Uauá) para uma faixa móvel (Faixa Caldeirão), pode ser interpretado de várias formas, tais como: (1) tendo-se injetado ao longo da interface entre as duas unidades tectônicas acima; (2) ser alóctone e ter sido soldado ao Bloco de Uauá durante a orogênese que deu origem à Faixa Caldeirão - neste caso o complexo poderia ou não ter-se colocado nos sedimentos da Faixa Caldeirão; e (3) ter-se injetado no Bloco de Uauá e posteriormente ter sido retrabalhado pela orogênese da Faixa Caldeirão. A possibilidade deste complexo ser uma relíquia de uma zona de sutura não deve ser descartada.

Diante de tais hipóteses, relativas tanto à extensão, relações de contato, natureza e potencial metalogenético do Complexo de Lagoa da Vaca são necessários estudos geológicos básicos (mapeamento litológico-estrutural) e de detalhe (identificação de estruturas primárias, petrografia, estudos de química mineral e datação) para avaliar estas questões, que são complexas

e que não serão esgotadas aqui. Além disso, estudos dessa natureza são necessários para identificar metalotetos que ajudem em futuras campanhas de prospecção.

O presente documento visa contribuir para um maior conhecimento das rochas máficas e ultramáficas do Bloco de Uauá, particularmente do Complexo Lagoa da Vaca, onde para isso buscou-se:

- mapear e caracterizar petrograficamente as rochas do complexo e suas encaixantes,
- estudar a química mineral das rochas do complexo e rochas associadas,
- estabelecer a cronologia do complexo e rochas associadas, e
- integração dos dados e inferências sobre o potencial metalogênico do complexo e seu ambiente geotectônico.

1.2 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E VIAS DE ACESSO

A região da Fazenda Lagoa da Vaca, enfocada por este trabalho, situa-se na porção NE do estado da Bahia. Faz parte da região conhecida como "Polígono das Secas", pertencente ao município de Curaçá, mas localizada mais proximamente da cidade de Uauá, conhecida historicamente por fazer parte do cenário da Revolta de Canudos, no final do século XIX.

Dista aproximadamente 461 km de Salvador e o acesso é dado por rodovia federal BR-116 até Euclides da Cunha. A partir dessa cidade são mais 101 km de estrada não pavimentada até Uauá. Outro acesso importante pode ser feito pela rodovia BR-324, pegando-se posteriormente a BR-407 (sentido Juazeiro), onde na altura de Barrinha entra-se na pista de acesso à mina de Caraíba, e a partir desta, desloca-se mais 49 km de estrada não pavimentada até Uauá. Particularmente, para a região da Fazenda Lagoa da Vaca, o acesso é feito por estrada não pavimentada que liga a cidade de Uauá ao povoado de Caldeirão, localizado a oeste da primeira. Em seguida, prossegue-se rumo norte em direção ao povoado de Mundo Novo. Seguindo-se mais a norte, aproximadamente 6 km, a partir de Mundo Novo encontra-se o acesso para a Fazenda Lagoa da Vaca (Fig. 1.1).

A altitude da região varia de 350 a 450 metros e a vegetação típica é a caatinga, ambiente este favorável à criação de gado caprino, sendo esta uma das principais atividades. A área

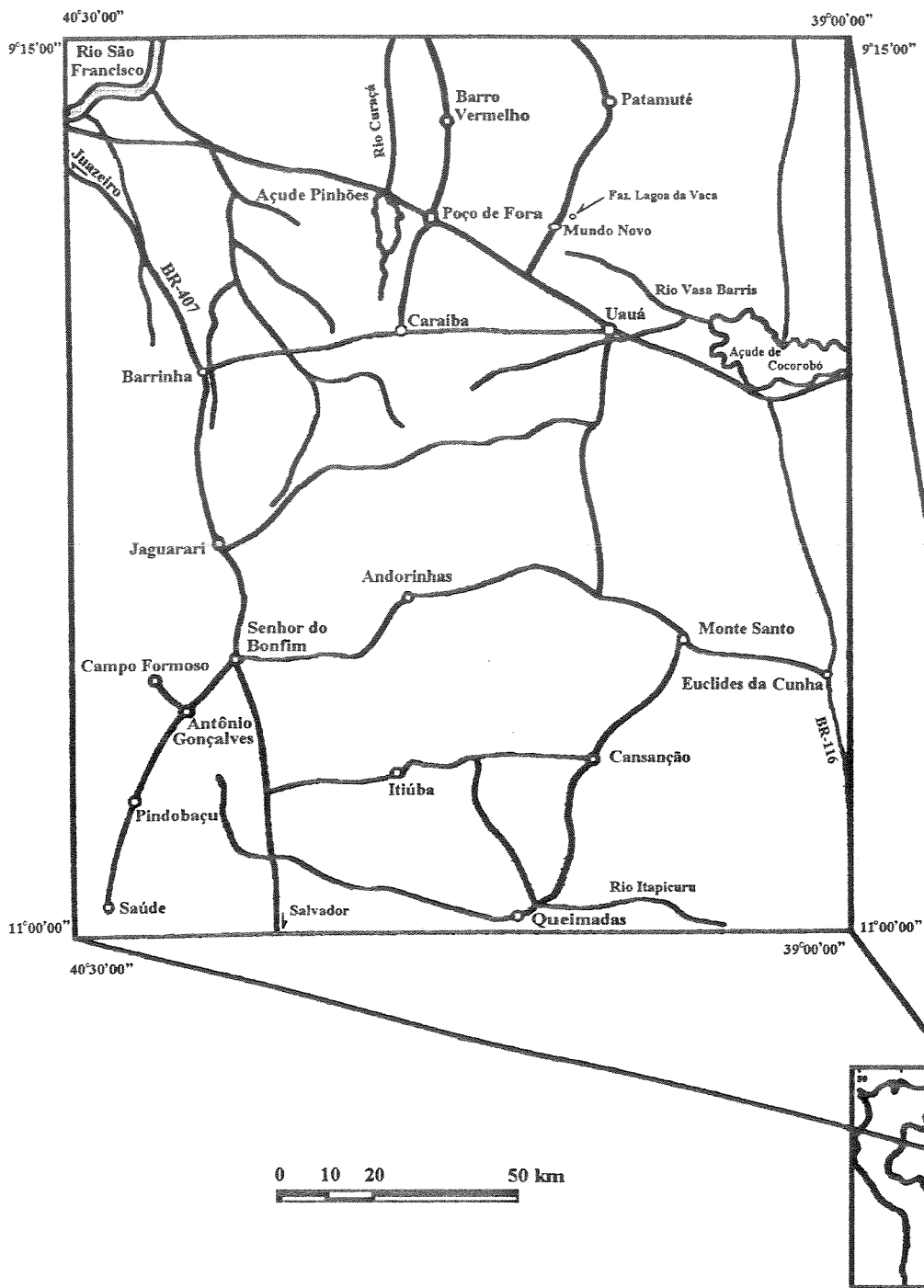


Figura 1.1 - Mapa de localização esquemático da área da Fazenda Lagoa da Vaca com as principais vias de acesso e cidades (e/ou localidades) adjacentes.

mapeada compreende aproximadamente 68 km², abrangendo quase que totalmente a Fazenda Lagoa da Vaca, que tem como drenagens principais o Riacho Mundo Novo e o da Vargem.

1.3 - ETAPAS E MÉTODOS

Inicialmente, o trabalho consistiu no levantamento bibliográfico da geologia da região em estudo, como também na revisão de temas relativos a corpos máficos e ultramáficos. Tal etapa prosseguiu também após as etapas de campo, devido a novas interpretações surgidas para a área.

As etapas de campo consistiram primeiramente no reconhecimento regional dos principais litotipos máfico-ultramáficos, e demais rochas pertencentes ao Bloco de Uauá. Tanto na primeira como na segunda etapa de campo (maio de 1994 e janeiro de 1995), executou-se mapeamento geológico em escala 1:10.000 no complexo de Lagoa da Vaca, com auxílio de fotografia aérea ampliada na mesma escala, iniciando-se com três perfis maiores transversalmente a estruturação da área, usando-se técnicas de mapeamento convencional.

Descrições detalhadas de afloramentos foram feitas, coletando-se sempre que possível amostras para petrografia e dados estruturais, totalizando 112 pontos dentro da área e 30 pontos em áreas vizinhas. Em certos locais, devido a ausência de afloramentos, o mapeamento se deu por meio da frequência relativa de blocos.

A metodologia usada para coleta dos dados estruturais foi por meio de medidas da direção do mergulho (*dip direction*), utilizando-se bússola Freiberg (Mc Clay, 1987).

As análises petrográficas foram feitas nos laboratórios do IG-UNICAMP, e consistiram na descrição de 60 lâminas delgadas e/ou delgada-polidas, com auxílio de microscópio Carl Zeiss, modelo Jenapol. Posteriormente, foram separadas 14 lâminas delgada-polidas para análise de química mineral em microsonda eletrônica, do tipo CAMECA SX 50, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Os estudos de geocronologia foram realizados no Centro de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará, com auxílio de um espectômetro de massa modelo VG ISOMASS 54 E com detector Daily. Foram duas as metodologias usadas para análise geocronológica, sendo

uma delas por evaporação de monocristal de zircão pelo método Pb-Pb e a outra pelo método Pb-Pb em rocha total.

A apresentação dos resultados obtidos nesta dissertação é feita em oito capítulos, onde o primeiro trata da apresentação, objetivos, etapas e métodos utilizados. O Capítulo 2 apresenta o contexto geológico regional da área em apreço, o Capítulo 3 concentra as descrições de campo e as análises petrográficas da área estudada, tendo como suporte ilustrativo o mapa geológico-estrutural no Anexo 1. O quarto capítulo refere-se a análise tectono-metamórfica da área estudada, enquanto o Capítulo 5 descreve e discute as análises químicas minerais das rochas do Complexo Lagoa da Vaca e rochas associadas, onde os dados analíticos apresentam-se em tabelas no Anexo 2. O Capítulo 6 apresenta dados referentes a datação de rochas obtidas para o Complexo Lagoa da Vaca e rochas associadas. O Capítulo 7 abrange uma suscinta exposição e revisão sobre complexos anortosíticos-leucogabróicos arqueanos, e discute o potencial metalogenético do Complexo Lagoa da Vaca e de seus litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso. Comenta-se ainda as várias possibilidades de ambientes tectônicos para a colocação do complexo. Finalmente, no Capítulo 8 são resumidas as conclusões desta dissertação.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - GEOLOGIA REGIONAL

No contexto regional, o Complexo de Lagoa da Vaca situa-se no limite entre o Bloco Arqueano de Uauá e a Faixa Caldeirão, na porção nordeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Fig. 2.1).

O Bloco de Uauá (Fig. 2.2) faz contato a leste e a norte com metassedimentos da Faixa Sergipana, de idade neoproterozóica, e a oeste é limitado por uma zona de cisalhamento, com cerca de 2 km de largura, que o separa de uma faixa de rochas metamórficas, normalmente referida como Faixa Caldeirão (Jordan, 1973). O Bloco de Uauá estende-se para sul como uma faixa gradativamente mais estreita até desaparecer sob a cobertura dos sedimentos fanerozóicos da Bacia Tucano-Jatobá.

O Bloco de Uauá está constituído por (i) um terreno gnáissico, denominado de Série Caraíba por Andritzky (1971) ou Complexo Metamórfico Uauá por Bastos Leal (1992), com gnaisses bandados, *augen* gnaisses, migmatitos, anfibolitos, rochas graníticas e complexos máfico e ultramáficos; (ii) um enxame de diques máficos, com direção principal segundo NE-SW e subordinadamente N-S e NW-SE; (iii) uma sequência vulcano-sedimentar (Grupo Rio Capim), representada principalmente por metabasaltos, meta-andesitos e metassedimentos clásticos e químicos; e (iv) um complexo granulítico, a leste do Grupo Rio Capim.

A Faixa Caldeirão consiste de gnaisses, migmatitos, quartzitos, metapelitos, rochas máficas e cálciossilicáticas, com dobras nos quartzitos indicando vergência para oeste (Jordan, 1973). Figueiredo (1981) denomina tal faixa como Cinturão Paragnáissico Caldeirão, e sugere que este representa um equivalente em alto grau das porções superiores da sequência supracrustal Jacobina, de idade paleoproterozóica.

Trabalhos de mapeamento, que contenham dados estruturais para a Faixa Caldeirão e adjacências devem-se a Jordan (1973), que relata e revisa trabalhos anteriores realizados na década de 60, elaborando o seguinte quadro de fases de deformação para a Faixa Caldeirão e adjacências:

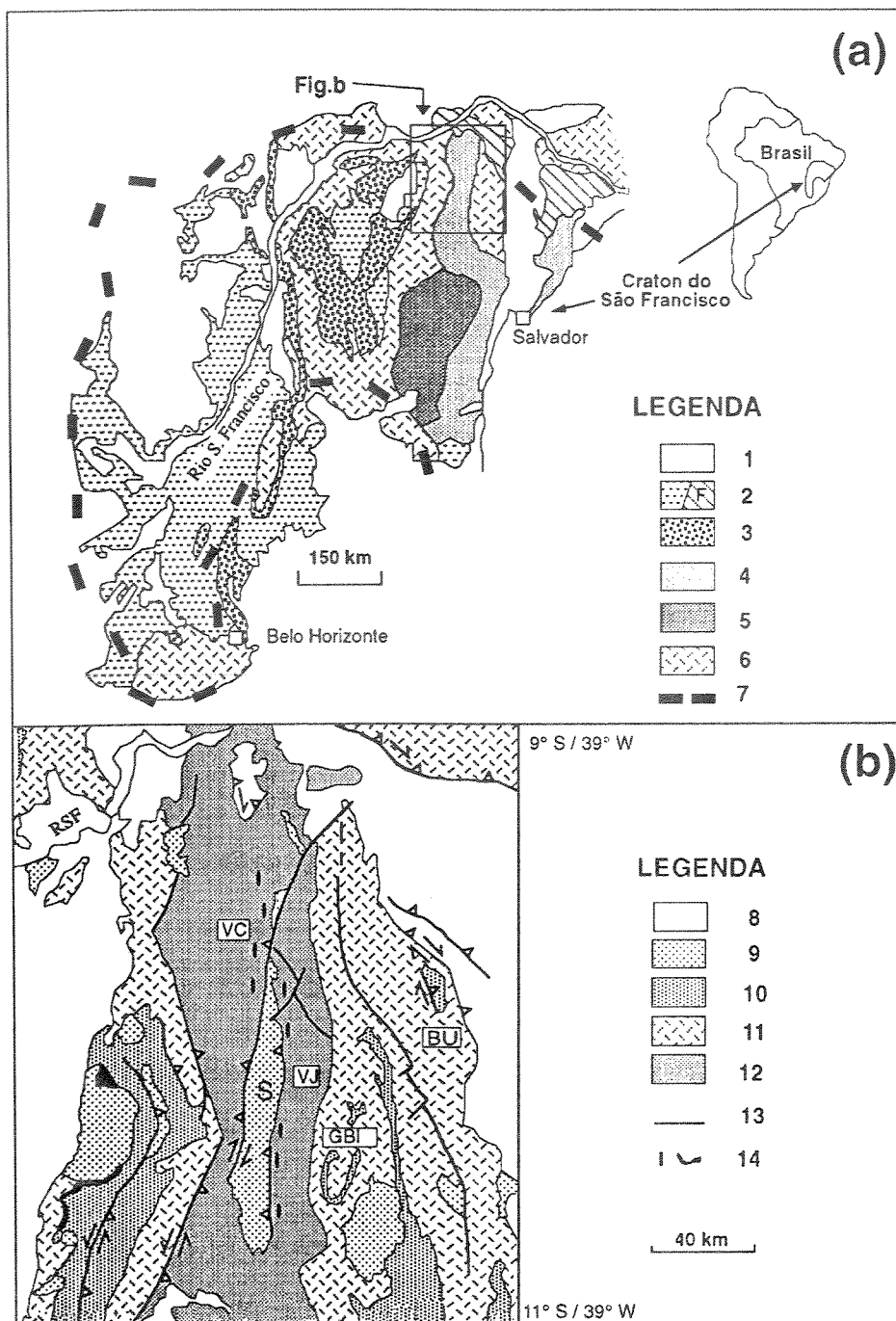


Figura 2.1 - Unidades geotectônicas do Cráton do São Francisco (a) e do Orógeno Curaçá-Ipirá (b). 1- Cobertura Fanerozóica, 2- Cobertura Bambuí-São Francisco e orógeno (F) do Proterozóico Superior, 3- Cobertura Espinhaço do Proterozóico Médio, 4- Cinturão Granulítico Costeiro Atlântico do Proterozóico Inferior, 5- Complexo Granulítico Jequié do Arqueano, 6- Terrenos granito-supracrustais do Arqueano/ Proterozóico Inferior, 7- Limites do Cráton, 8- Unidades do Proterozóico Médio e mais jovens, 9- Sienitos (S) e granitóides do Proterozóico Inferior, 10- Sequências vulcano-sedimentares do Arqueano/ Proterozóico Inferior, 11- Terrenos granito-migmatito-supracrustais do Arqueano/Proterozóico Inferior, 12- Terrenos de alto grau do Arqueano/Proterozóico Inferior, 13- Falhas principais, 14- Complexos máfico-ultramáficos plutônicos; VJ- Vale do Jacurici, VC- Vale do Curaçá, BU- Bloco Uauá, GBI- *Greenstone Belt* Itapicuru. Segundo Inda & Barbosa (1978), Oliveira (1990a) e Padilha & Melo (1991).

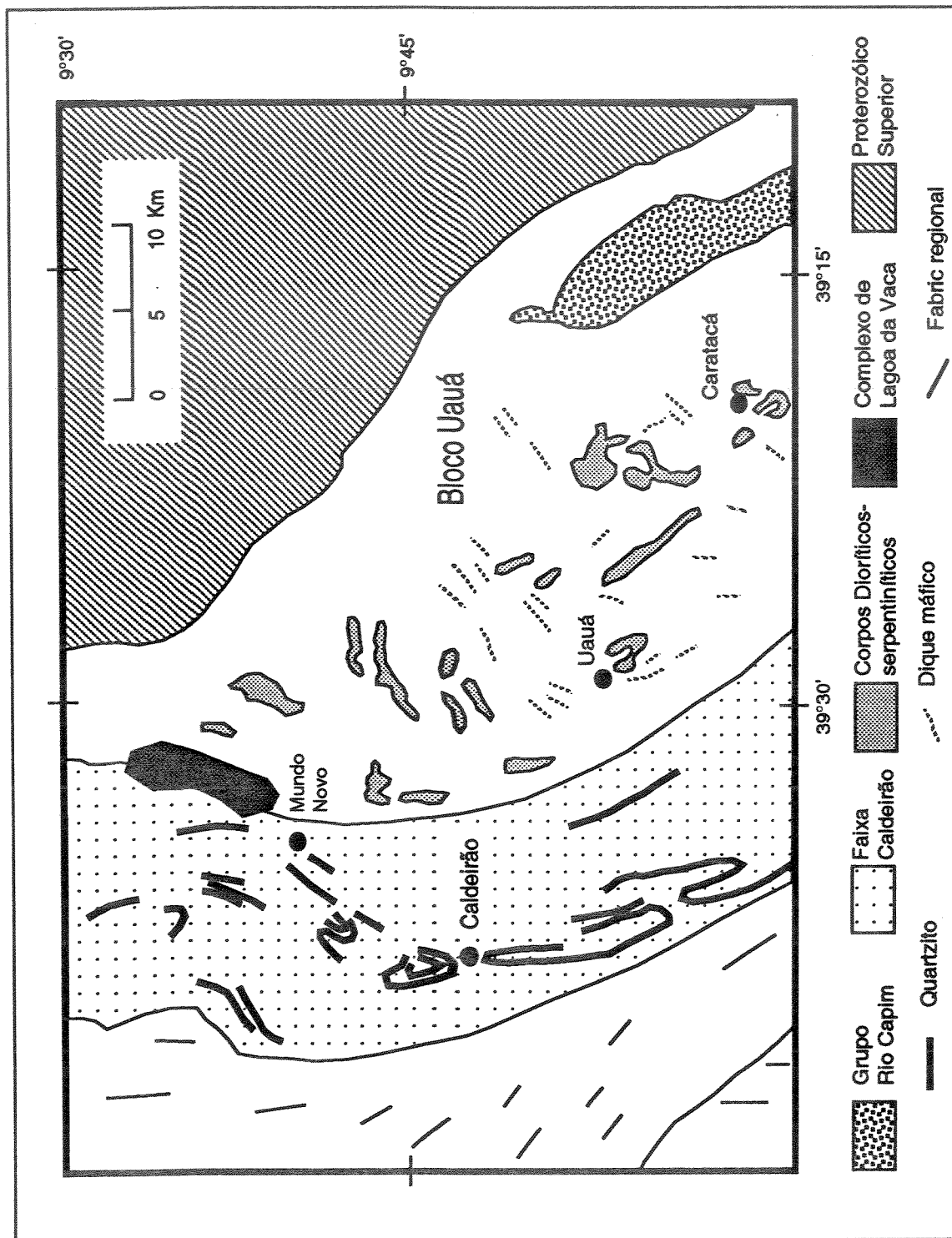


Figura 2.2 - Geologia da região de Uauá, simplificado e modificado de Jordan (1973). As áreas em branco no Bloco de Uauá e a oeste da Faixa Caldeirão correspondem, respectivamente, ao Complexo Metamórfico Uauá e terrenos de alto grau.

Fase 1 - atingiu somente a parte leste do cristalino (gnaisses e migmatitos) em Caldeirão-Uauá, não atingindo a parte oeste com a faixa de quartzitos e os gnaisses que o acompanham, estes últimos caracterizados por camadas de neossoma de quartzo-plagioclásio. A direção principal é mais ou menos leste-oeste, e por vezes representada pelo bandamento.

Fase 2 - atingiu todo o cristalino Caldeirão-Uauá, modificando a fase D_1 , assim como os quartzitos e gnaisses da Faixa Caldeirão, com formação de bandamento nestes últimos na direção N-S. Provavelmente é responsável pela formação de uma zona de cisalhamento com cerca de 2 km de largura, e de direção N-S, que limita o cristalino Caldeirão-Uauá (parte leste) da Faixa Caldeirão (parte oeste), e ainda na qual estão embutidos os maciços de piroxenitos (serpentinitos).

Fase 3 - atingiu somente determinadas zonas do cristalino e também nestas, só levou a formação de bandas de cisalhamento individuais bem limitadas, de direção N-S e NW-SE.

A oeste da Faixa Caldeirão está o Complexo Caraíba, caracterizado por uma associação de gnaisses intermediário-félsicos e migmatitos, subordinadamente com rochas máficas-ultramáficas, calcio-silicáticas, diopsiditos, mármore, formações ferríferas bandadas e rochas com grafita-granada (Figueiredo, 1981). Para tal região, Jardim de Sá *et al.* (1982) identificam três fases principais de deformação dúctil, onde a terceira fase foi responsável por estruturas mais proeminentes (foliação e zonas de cisalhamento) de direção NS.

Com relação aos corpos máficos e ultramáficos do Bloco de Uauá e adjacências, o enxame de diques máficos é o mais bem estudado. Menezes (1992) identificou dois grupos de diques tholeiíticos na região de Uauá. No entanto, segundo Oliveira (1993), tal enxame tem caráter bimodal de composição norítica e tholeiítica, onde os primeiros por abrigarem quantidades apreciáveis de sulfetos, são alvos interessantes para pesquisa de metais básicos e elementos do grupo da platina. Ainda segundo este autor, os diques tholeiíticos tanto cortam, como são cortados pelos diques noríticos evidenciando assim idades semelhantes.

O complexo anortosítico-peridotítico, exemplificado pelo Complexo de Lagoa da Vaca (Fig. 2.2), tem forma desconhecida e assemelha-se muito à sequência litológica descrita em complexos estratiformes como Stillwater e Bushveld (Oliveira, 1992), hospedeiros de vários depósitos minerais. Carvalho Filho *et al.* (1981) divide o Complexo Lagoa da Vaca em uma unidade superior de característica químico-sedimentar e uma unidade inferior de caráter

magmático diferenciado. A Fig. 2.3 apresenta a compartimentação lito-estratigráfica elaborada por estes autores.

2.2 - GEOCROLOGIA

Datações Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e K-Ar indicam para o Complexo Metamórfico Uauá idade de 3,12-3,02 Ga (cf. Mascarenhas & Sá, 1982; Sato 1986; Mascarenhas & Garcia, 1989; Bastos Leal, 1992), com metamorfismo há 2,7 Ga (Bastos Leal, 1992) e rejuvenescimento isotópico (K-Ar) entre 2,18 e 1,82 Ga (Mascarenhas & Garcia, 1989; Bastos Leal, 1992). Para a seqüência vulcano-sedimentar do Rio Capim, Jardim de Sá *et al.* (1984) admitem uma idade mínima de 3,12 Ga visto que um tonalito, com xenólitos de anfibólitos e metavulcânicas félsicas do Grupo Rio Capim, forneceu idade isocrônica Rb-Sr com aquele valor (Mascarenhas & Sá, 1982).

Na Faixa Caldeirão não há datações publicadas, mas Elson P. Oliveira (com. verbal) obteve uma idade de 3.033 ± 44 Ma (método de evaporação Pb-Pb em cristal de zircão) em ortognaisse granítico desta faixa.

As datações Rb-Sr em concentrados minerais e rocha total de diques tholeiíticos acusaram a presença de duas gerações no enxame de diques máficos de Uauá, conforme Bastos Leal (1992): uma há 2,38 Ga e outra há aproximadamente a 2,0 Ga. Idades K-Ar apresentadas por Gava *et al.* (1983) e Jardim de Sá *et al.* (1984) revelaram idades apenas no intervalo 2,0-1,9 Ga para tais diques. Finalmente, não há informações geocronológicas para o complexo estratiforme de Lagoa da Vaca, para os diques noríticos-piroxeníticos e nem para os corpos dioríticos a serpentíníticos.

2.3 - MODELO TECTÔNICO REGIONAL

No contexto da geodinâmica pré-cambriana da porção nordeste do Craton do São Francisco, pouca atenção tem sido dada ao Bloco de Uauá e às rochas máficas e ultramáficas a ele associadas.

COMPLEXO LAGOA DA VACA	UNIDADE SUPERIOR QUÍMICA-SEDIMENTAR		SEQUÊNCIA SÍLICO-CARBONATADA	
			# Compreende essencialmente metacarbonáticas com diopsiditos, quartzo-diopsiditos e cherts associados. Rochas subordinadas # Leptitos a granada em níveis ou lentes gradando para quartzo-diopsiditos. # Lentes ou níveis de anfíbolo como intercalações descontínuas nas metacarbonáticas # Gnaisses cálcicos a microclina e anfíbólio ocorrentes de forma restrita	
	UNIDADE INFERIOR ULTRAMÁFICA		ZONA SUPERIOR	SUB-ZONA ANORTOSITICA
			# Predominantemente anortositos com plagioclásio (An 50 - An 65) ortopiroxênio em cumulus ou contato de fase. Presença local de pirita e pirrotita sob a forma de finas escamas. Rochas subordinadas # Gabros e hornblenditos em contatos de fases.	
			SUB-ZONAS DE GABROS SUPERIORES	
			# Predominantemente gabros bandados ou não, a clinopiroxênio, ortopiroxênio com ou sem diopsídio em cumulus de fase com níveis de plagioclasito (An 55 - An 65). Rochas associadas # Anortositos # Hornblenditos	
			SUB-ZONA ULTRABÁSICA	
			# Inclui delgados níveis alternados em contato de fase de hornblenditos, piroxenitos, piroxênio-hornblenditos, serpentinitos e harzburgitos, com texturas de cumulus. Rochas associadas # Gabros e anortositos com progressão regular para o topo e base para as associações ultrabásicas.	
	ZONA INFERIOR	SUB-ZONA DE GABROS INFERIORES		
	# Predominantemente gabros bandados em cumulus de fase com delgados níveis de piroxenitos.			
— — ?		Limites inferiores desconhecidos		

Figura 2.3 - Compartimentação lito-estratigráfica para o Complexo Lagoa da Vaca proposta por Carvalho Filho *et al.* (1981).

O modelo geotectônico correntemente em voga para aquela porção do craton admite a colisão oblíqua entre dois blocos continentais, à semelhança do que é observado no Fanerozóico.

Segundo Figueiredo (1989), Barbosa (1990), Padilha *et al.* (1990) e Teixeira & Figueiredo (1991) o Cinturão Granulítico Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1979) (Fig. 2.1), também conhecido por Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro (Cordani & Neves, 1982) ou Cinturão Itabuna, em sua parte meridional (Figueiredo, 1982), e mais recentemente Orógeno Curaçá-Ipirá, em sua porção setentrional (Padilha *et al.*, 1990), seria a expressão final da referida colisão, possivelmente entre o maciço do Gabão (Congo, África) e o microcontinente de Jequié, na porção do Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989), e entre o Bloco de Uauá-Serrinha e o Bloco de Mairi (ou Lençóis), na porção do Orógeno Curaçá-Ipirá (*e.g.* Padilha & Melo, 1991).

Nesta última região (Fig. 2.1), Padilha *et al.* (1990) e Padilha & Melo (1991) alegam ter identificado (i) uma suíte de rochas máficas e ultramáficas de um provável assoalho oceânico (Complexo São José do Jacuípe-Curaçá), (ii) uma pilha vulcano-sedimentar de prisma acrescional (Complexo Ipirá), (iii) um batólito cálcio-alcálico pré-colisional tipo TTG (Complexo Caraíba, incluindo os terrenos de alto grau dos vales do Curaçá e Jacurici), (iv) sequências vulcano-sedimentares tipo *back-arc* (*Greenstone Belt* do Rio Itapicuru ou Complexo Serrinha, como preferem os autores), e (v) sequências sin-transcorrência (Complexo Itapicuru e Jacobina).

Conforme estes autores, a evolução do orógeno teria-se iniciado há cerca de 2.75 Ga com a implantação, em crosta siálica mais antiga, do *rift* ensimático Caraíba com formação de protocrosta oceânica (Suíte São José do Jacuípe) e posicionamento do astenólito (Fig. 2.4, letra a). Em 2.4 Ga inicia-se subducção de placa oceânica (Complexo São José do Jacuípe-Curaçá) no sentido de oeste para leste (Fig. 2.4, letra b); nesta ocasião teria havido a formação da pilha vulcano-químico-sedimentar do Complexo Ipirá e a fusão parcial de tholeiítos oceânicos para gerar plutons tipo TTG que se cristalizaram na placa obductante. O astenólito nesta ocasião teria se deslocado para uma posição frontal à placa subductante.

Colisão oblíqua diacrônica, aproximadamente em 2.35 Ga (Fig. 2.4, letra c), causa transposição das estruturas sedimentares e ígneas pré-existentes em regime de baixo ângulo, com formação do cinturão de empurrões Caraíba-Ipirá. Com o prosseguimento da colisão, entre 2.2 Ga e 2.06 Ga teria ocorrido a soldagem entre os proto-continentes Mairi-Mutuípe (Lençóis ?) e Uauá-Serrinha, com a formação da sequência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* Rio

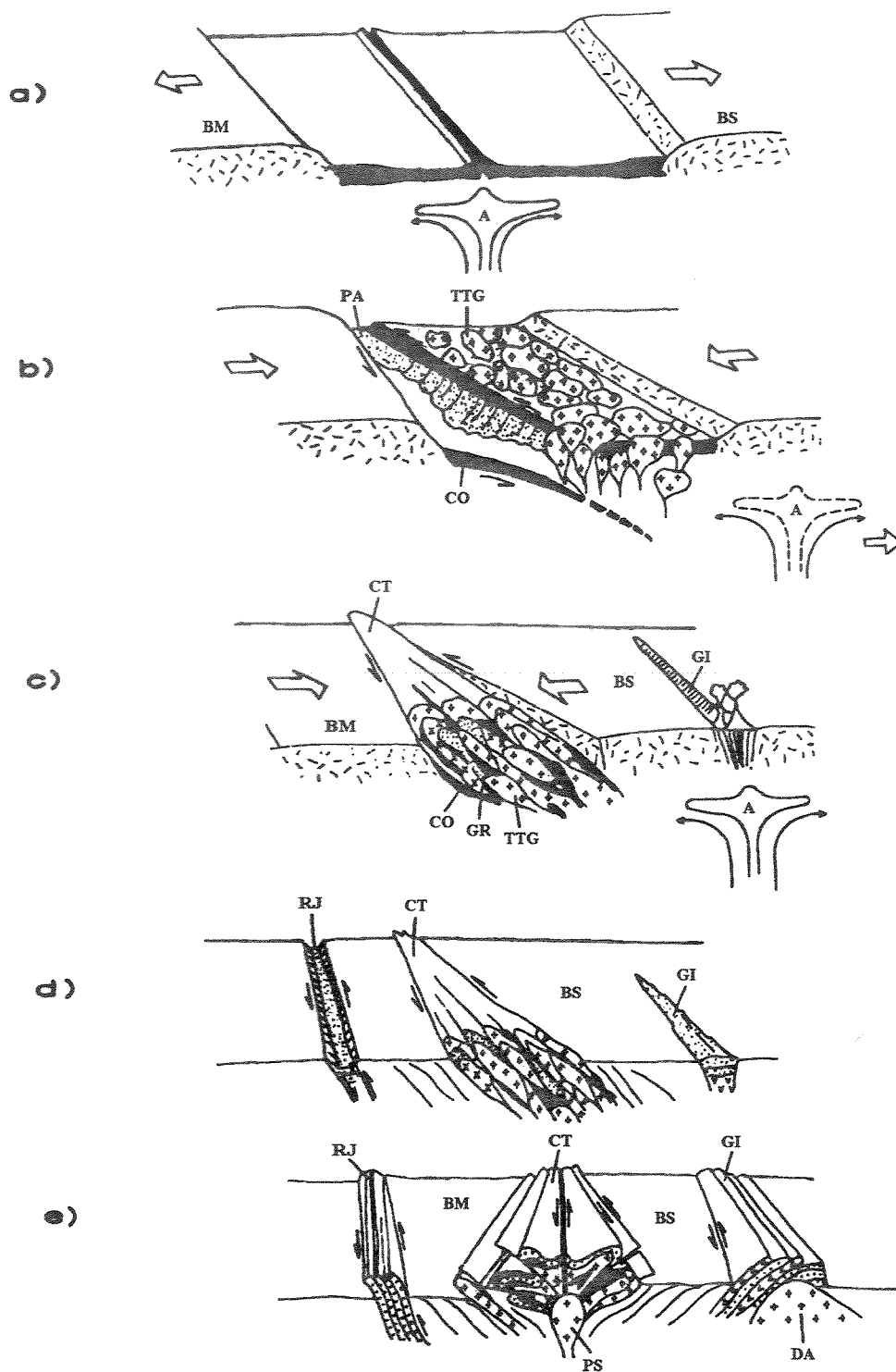


Figura 2.4 - Modelo geotectônico proposto por Padilha & Melo (1990) para a região do Orógeno Curaçá-Ipirá entre os Blocos Serrinha e Mairi. **BM**- Bloco Mairi, **BS**- Bloco Serrinha, **CO**- crosta oceânica (suíte São José do Jacuípe), **TTG**- *plutons* tonalíticos-trondhjemítico-granodioríticos (Complexo Caraíba), **PA**- prisma acrescional (Complexo Ipirá), **CT**- cinturão de cisalhamento transcorrente sinistral, **GR**- granitóide sintangencial, **GI**- *greenstone belt* do Rio Itapicuru, **RJ**- *rift* de Jacobina, **PS**- maciço de Pé de Serra, **DA**- Domo de Ambrósio, e **A**- astenólito. Fonte: Padilha & Melo (1990).

Itapicuru, em um ambiente de *back-arc* continental (cf. Silva, 1990), e a geração de granitos por fusão parcial da crosta TTG. No protocontinente Mairi-Mutuípe constitui-se o *rift* ensialico, onde conformou-se a bacia Jacobina, com deposição do Complexo Itapicuru e do Grupo Jacobina (Fig. 2.4, letra d).

Após esta fase, a colisão oblíqua, com transporte de SE para NW (cf. Costa *et al.*, 1990), transforma-se em um cinturão de cisalhamento transpressivo sinistral (Fig. 2.4, letra e), de direção N-S, com climax há cerca de 1.96 Ga, quando os falhamentos transtensivos reflexos nos blocos cratônicos adjacentes permitiram a ascensão de corpos graníticos sub-alcalinos, sin-transcorrência. O cinturão transpressivo evolui, em seguida, para uma estrutura em flor positiva. Finalmente, há mais ou menos 1.9 Ga, granitos pós-transcorrência são injetados ao longo de zonas de cisalhamento profundas.

Figueiredo e Barbosa (1993) propõem um modelo de evolução geotectônica para a porção nordeste do Craton do São Francisco que se assemelha muito com o modelo descrito acima. Todavia, estes autores caracterizam uma fase anorogênica desse ciclo tectônico marcada por intrusões mangeríticas e sieníticas, esta última sendo representada pelo Sienito Itiúba.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DO COMPLEXO LAGOA DA VACA

3.1 - HISTÓRICO DA ÁREA

A área em estudo localiza-se numa região que desde a década de 70 vem sendo alvo de estudo por empresas de pesquisa e prospecção mineral, como também por universidades. Dentre estas podemos citar a Missão Geológica Alemã em convênio com a SUDENE, elaborando mapa geológico em escala de 1:100.000, a CPRM no Projeto de Cartas e Mapas de Previsão Metalogenética em escala de 1:250.000 (Folha Uauá), e mais precisamente na área em estudo a empresa Magnesita S. A., no final da década de 70, e a Mineração Ipitinga S. A. (final da década de 80), estas com pesquisas direcionadas para cromita e elementos do grupo da platina, respectivamente.

Em termos acadêmicos a região de Uauá - Capim é mais conhecida por possuir um enorme enxame de diques máficos e uma sequência vulcano-sedimentar tipo *greenstone-belt*, que proporcionaram a elaboração de teses de mestrado (Winge, 1981; Menezes, 1992; Bastos Leal, 1992 e Simplicio, 1995) e outros trabalhos como os de Sá *et al.* (1984), Souza (1986), Oliveira (1990b, 1992, 1993).

3.2 - INTRODUÇÃO

A região da Fazenda Lagoa da Vaca, nome que denomina o complexo primeiramente descrito e caracterizado por Carvalho Filho *et al.* (1981), é a área de exposição tipo deste complexo segundo estes mesmos autores. O relatório de pesquisa elaborado pela empresa Magnesita S. A. selecionou tal área também para a execução de estudos mais detalhados por meio de aberturas de trincheiras, e posteriormente, furos de sonda nos litotipos ultramáficos ali encontrados.

A partir de tais informações, o mapeamento geológico desta dissertação foi executado com o auxílio de uma fotografia aérea ampliada na escala aproximada de 1:10.000 que apresenta a área de exposição de parte do complexo e seus limites com as rochas associadas.

O limite norte do complexo não é conhecido, mas exposições de anortositos são vistas 15 km mais a norte da Fazenda Lagoa da Vaca, o que pode indicar sua continuação para aquela porção. Os limites sul, leste e oeste são definidos por associações litológicas distintas daquelas do complexo, e assim, por meio do mapeamento geológico, conseguiu-se dividir a área em três domínios lito-estruturais. Tais domínios são caracterizados por determinados litotipos, grau metamórfico, intensidade e estilo de deformação particulares, podendo ter-se desenvolvido em resposta a pelo menos duas fases de deformação, sendo estas colocadas dentro de um ou mais eventos tectônicos.

Basicamente, a área pode ser dividida em três domínios lito-estruturais, que podem ser caracterizados como exposto a seguir (ver mapa geológico-estrutural no Anexo 1):

- (1) Complexo Lagoa da Vaca ou Domínio Central: caracteriza-se pela presença de rochas anortosíticas e metagabroicas bandadas, onde a variação na porcentagem de minerais máficos origina uma suíte de rochas representadas por anortositos, leucogabros, gabros e rochas ultramáficas (hornblenditos). Anfibolitos, diques anfibolíticos e peridotitos serpentinizados estão localmente presentes. Este domínio apresenta uma deformação marcada por dobras simétricas e assimétricas, abertas a fechadas e com uma foliação que nas rochas anortosíticas bandadas coincide com um antigo acamamento ígneo, onde os mergulhos variam de 50° a 76° para leste.
- (2) Domínio Leste: é representado por rochas granulíticas (enderbitos a jotunitos), apresentando foliação penetrativa com mergulhos variando de 25° a 50° para ESE.
- (3) Domínio Oeste: representado por intercalações de gnaisses quartzo-feldspáticos e lentes de anfibolitos, onde tais intercalações variam de centimétricas a métricas. Apresentam uma foliação penetrativa com mergulhos variando de 46° a 52° E, localmente verticais.

Fato comum nesses três domínios é a foliação penetrativa com caimento preferencial para leste, que se constitui desta maneira como um elemento de trama principal para os três domínios.

Além dos dados obtidos no campo foram realizadas descrições de 4 furos de sonda feitos pela empresa Magnesita S.A. , na área de pesquisa no final da década de 70. Tais furos objetivaram a delimitação das espessuras em subsuperfície dos litotipos ultramáficos, alvo principal da pesquisa para cromo elaborada por aquela empresa. Como dito anteriormente tal

empresa efetuou abertura de várias trincheiras, mas atualmente somente algumas poucas podem ser acessadas, devido ao soterramento pelo solo de grande parte delas.

3.3 - COMPLEXO LAGOA DA VACA (DOMÍNIO CENTRAL)

Localiza-se numa área de cotas topográficas mais altas e consiste num pacote de rochas de aproximadamente 3 km de largura aparente. Tal complexo apresenta-se em conformidade com os Domínios Leste e Oeste, e ainda abriga rochas intrusivas e litotipos ultramáficos de posicionamento estratigráfico duvidoso.

3.3.1 - Complexo Lagoa da Vaca

Estende-se numa direção NNE-SSW e é constituído por rochas que apresentam bandamento composicional proeminente que varia desde 0,5 cm até 20 cm em espessura. Esta estrutura origina uma diversidade de aspectos petrográficos de campo e microscópicos, onde podemos assim descrever seus 3 tipos principais: (a) bandas anortosíticas de aspecto maciço, coloração branco-acinzentado, contendo menos de 10% de minerais máficos (anortositos típicos); (b) bandas de rochas que possuem uma variação nas quantidades relativas de minerais félsicos e máficos, estes últimos variando de 12 a 75%, caracterizando-se como metaleucogabros, metagabros emetamelanogabros, e (c) bandas de coloração preta constituída apenas por grãos de anfibólio (hornblenditos), mas que sob o microscópio apresentam cristais de clino e ortopiroxênio.

Esta variação pode representar um arranjo de diferenciação ígnea original dado por piroxenitos (ou melanogabros), gabros, leucogabros e anortositos, evidenciando um provável acamamento rítmico marcado na maioria das vezes por transições bruscas, e subordinadamente gradacionais. Paralela a este bandamento composicional tem-se uma foliação Sn com dobras métricas plano-axiais, que produzem a repetição local do bandamento.

Porções pegmatíticas (com presença de grãos de quartzo) são encontradas nestas rochas, onde os cristais de hornblenda chegam a alcançar um comprimento máximo de 5,0 centímetros.

Estruturas de provável origem primária são representadas por:

(a) cristais de hornblenda de até 1,0 centímetro de tamanho formando um nível bem marcado,

e sendo limitado acima e abaixo por níveis centimétricos ($\pm 1,5$ cm) compostos predominantemente por grãos de plagioclásio com granulação grossa (3,0-5,0 milímetros), que passam gradualmente para níveis relativamente mais ricos em minerais máficos (Fig. 3.1). Tal aspecto foi visto apenas em blocos soltos e nunca em afloramentos,

(b) estrutura de *slumping* marcada pelo deslocamento do acamamento ígneo que apresenta-se em escala centimétrica (Fig. 3.2) e,

(c) acamamento gradacional, marcado desde uma escala centimétrica a métrica (Fig. 3.3). Esta estrutura, aliada com a estrutura de *slumping* mostram relações locais indicativas de topo e base de camadas. Geralmente, nos pontos onde se conseguiu determinar tais relações, estas indicam um sentido de topo para a porção oeste da área aflorante do complexo. Contudo, tal informação deve ser vista com cuidado, devido a presença de dobras métricas nas rochas do complexo que produzem a repetição do bandamento, podendo, assim, modificar o sentido de tais relações.

As rochas do Complexo Lagoa da Vaca, de uma maneira geral, quando observadas microscopicamente, apresentam uma granulometria que varia de média (1,0 - 3,0 mm) a grossa ($> 3,0$ mm), e os contatos dos grãos são feitos por junções tríplices (embora os limites dos grãos não sejam em sua maioria poligonizados), caracterizando uma textura granoblástica indicativa de efeitos de recristalização (Fig. 3.4). A mineralogia essencial destas rochas é dada por grãos de plagioclásio e hornblenda variando as proporções relativas dos mesmos. Minerais acessórios são clinopiroxênio (resquícios de minerais ígneos originais), apatita e minerais opacos; como secundários tem-se minerais do grupo do epidoto e clorita.

Nas bandas de composição anortosítica e metaleucogabróica, os grãos de plagioclásio são dominantes, enquanto que os cristais de hornblenda correspondem a menos de 10% nos primeiros ou variam de 12 a 24% nos últimos (Fig. 3.5). Nestas rochas raramente se observam pequeníssimos restos do piroxênio original.

Nas camadas metagabróicas, que possuem acima de 35% de minerais máficos, as observações feitas acima são também válidas, mas no entanto as camadas de rochas ultramáficas preservam cristais de clinopiroxênio original, como também exibem grãos de ortopiroxênio (Fig. 3.6). Concentrações ou níveis de óxidos ou sulfetos não foram vistas em nenhuma das camadas de rochas do complexo.

Microscopicamente, os cristais de plagioclásio apresentam caracteristicamente geminação polissintética tipo periclina e geminação Carlsbad, enquanto que outros não apresentam qualquer

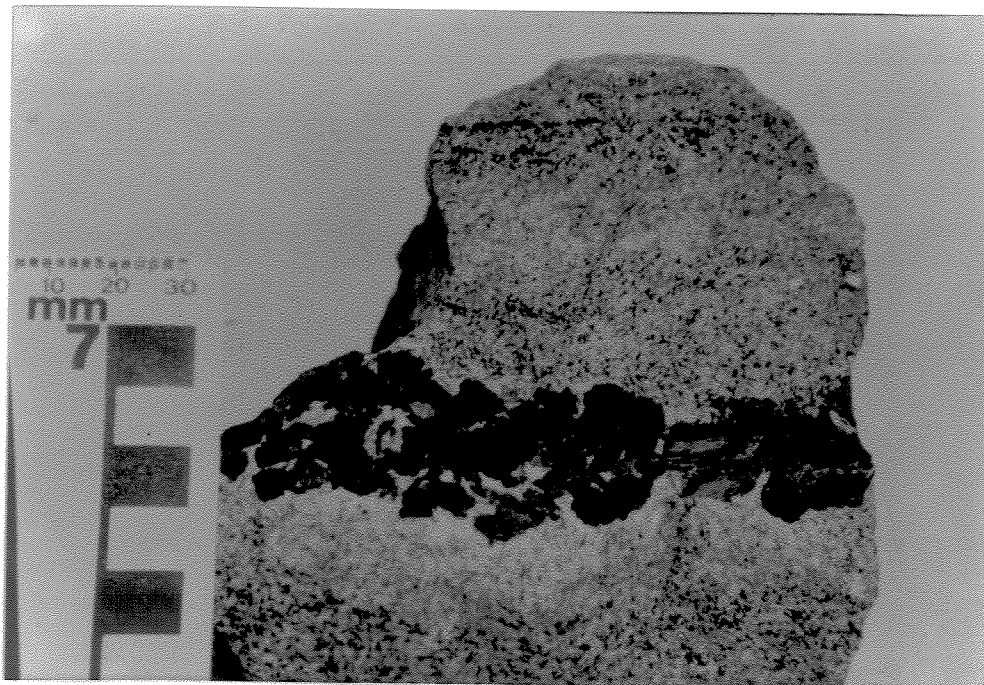


Figura 3.1 - Cristais centimétricos de hornblenda representando prováveis cumulos. No limite inferior destes cristais na fotografia, tem-se nível rico em cristais de plagioclásio com granulometria grossa.

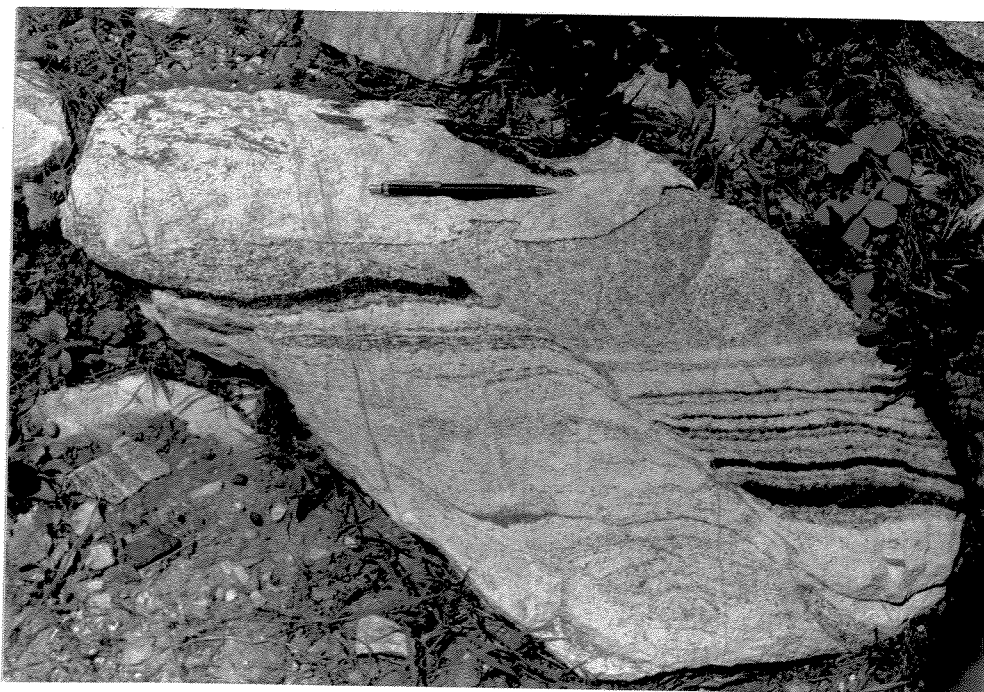


Figura 3.2 - Estrutura de *slumping* mostrando o deslocamento oblíquo de alguns níveis bandados, com acamamento gradacional. Na parte superior indicada pela caneta nota-se uma camada leucogabroica que não se apresenta deslocada, representando uma deposição de cristais após a formação da estrutura.



Figura 3.3 - Aspecto de campo do bandamento composicional das rochas do Complexo Lagoa da Vaca, as vezes marcado por acamadamento gradacional.

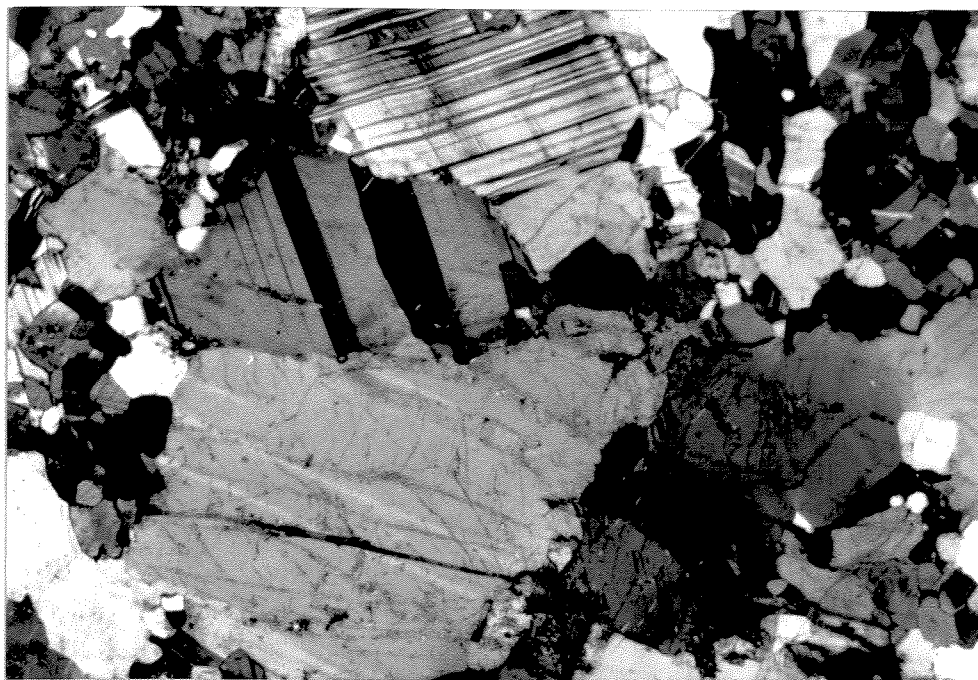


Figura 3.4 - Fotomicrografia de rocha anortositica do Complexo Lagoa da Vaca mostrando a mineralogia predominante, dada por grãos de plagioclásio e hornblenda, e aspectos da textura granoblástica (aumento de 25x).

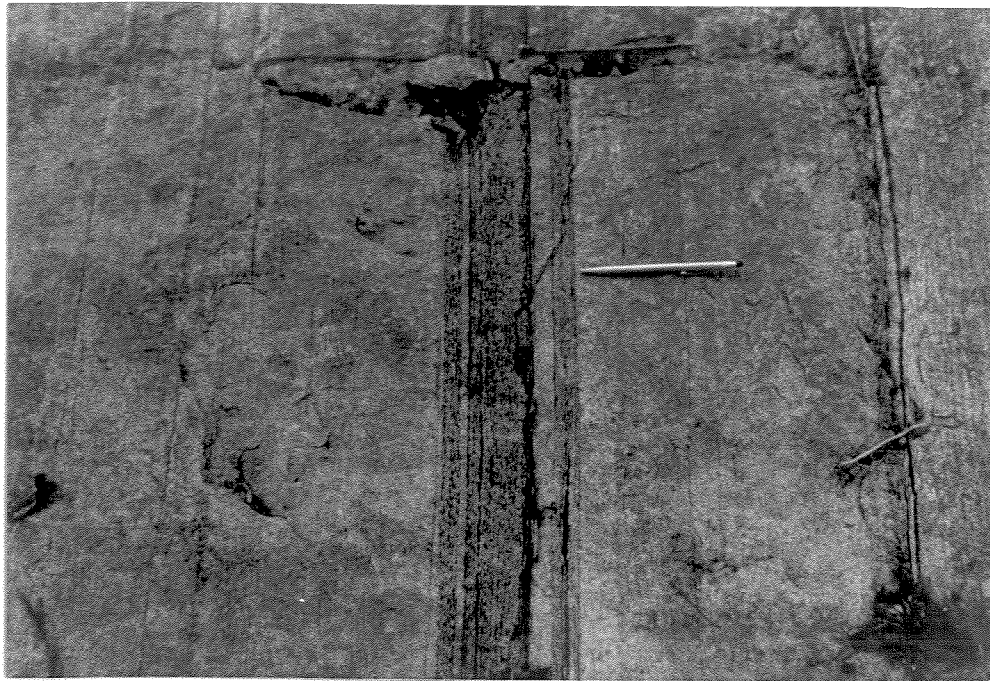


Figura 3.5 - Aspecto de campo de camadas de composição anortosítica a leucogabróica das rochas do Complexo Lagoa da Vaca.



Figura 3.6 - Aspecto de campo das camadas de rochas de composição gabróica a melnogabróica do Complexo Lagoa da Vaca.

tipo de geminação. As inclusões mais frequentes são representadas por grãos de hornblenda e minerais opacos.

Os grãos de hornblenda possuem cor verde-clara com tons amarelados e forma comumente subédrica, enquanto outros ocorrem como inclusões subédricas em plagioclásio. Grãos relictos de clinopiroxênio são observados nas bandas máficas e, geralmente, ocorrem nas bordas de cristais de hornblenda, ou como cristais hipidiomórficos que em suas linhas de clivagem possuem "filmes" de hornblenda. De ocorrência restrita são cristais de ortopiroxênio, que por vezes ocorrem como grãos isolados ou formando texturas de simplectitos ao redor de cristais de clinopiroxênio, hornblenda e ortopiroxênio (Fig. 3.7).

Uma das feições comumente vistas em lâmina é a formação de coroas de epidoto em minerais opacos, com íntima associação de clorita. As fases opacas são representadas por magnetita, ilmenita e pirita. Estimativas visuais da proporção modal dessas fases minerais nas porções de composição anortosítica a gabróica não chegam a 1%, enquanto que nas porções ultramáficas não ultrapassam 5% do volume modal.

As evidências de deformação são dadas pela presença de geminação mecânica e/ou extinção ondulante em grãos de plagioclásio. Uma outra feição localmente observada é extinção em bandas em cristais de plagioclásio, que caracteriza um processo de recuperação de grão evidenciando assim efeitos de recristalização (Fig. 3.8). Alguns cristais de hornblenda apresentam também extinção ondulante.

3.3.2 - Rochas intrusivas

Diques máficos (hoje hornblendito) se colocam subparalelamente à foliação/bandamento das rochas do complexo (Fig. 3.9). Possuem espessuras métricas (de $\pm 1,0$ a 5 m) e por vezes apresentam-se bastante friáveis. Correspondem aos diques que ocorrem no Domínio Leste, diferindo destes por uma maior transformação metamórfica de sua mineralogia.

Granitos róseos ocorrem como pequenos núcleos no complexo, aflorando em aglomerados de matacões. Apresentam lentes e(ou) camadas intercaladas com extenso pacote de anfibolitos, que por vezes apresentam-se bandados, e camadas centimétricas a decimétricas de rocha félsica, onde nas camadas mais espessas existe um maior enriquecimento relativo em quartzo e K-feldspato do que nas camadas mais finas. A análise petrográfica desses granitos será descrita nas rochas do Domínio Leste, devido à sua maior ocorrência neste domínio.

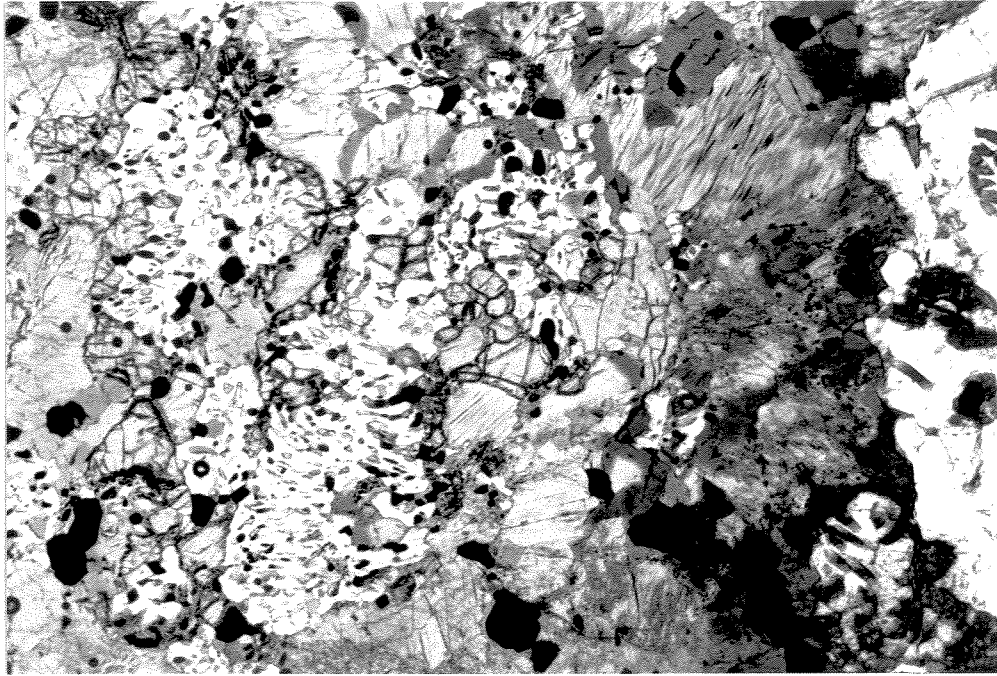


Figura 3.7 - Fotomicrografia apresentando textura de simplectitos (ortopiroxênio+plagioclásio+magnetita) de camada de rocha gabróica do complexo Lagoa da Vaca (aumento de 100x).

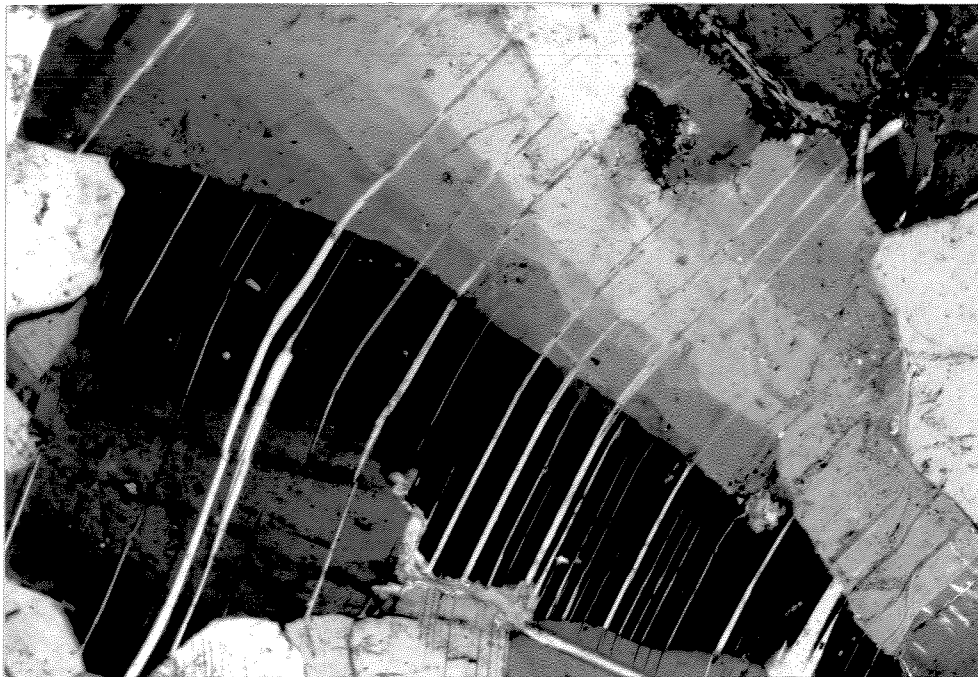


Figura 3.8 - Fotomicrografia de grão de plagioclásio apresentando geminação mecânica e forte extinção em bandas, evidenciando processo de recuperação de grão (aumento de 100x).

De relação cogenética com esses granitos ocorrem também pegmatitos quartzo-feldspáticos de coloração rósea e espessura decimétrica, que cortam dicordantemente o bandamento/foliação das rochas do complexo. Por relações de campo encontradas em outra porção da área, os pegmatitos são mais novos que os diques máficos, levando a crer que tal relação seja verdadeira também para os granitos.

3.3.3 - Rochas ultramáficas de posicionamento estratigráfico duvidoso

Em fotografias aéreas apresentam-se como uma faixa estreita na porção centro-sul da área mapeada, onde exhibe uma geometria de dobra. No terreno ocorrem comumente como blocos isolados de dimensões centimétricas a decimétricas em meio a solo massapê. Salienta-se também que blocos de hornblenditos e noritos são encontrados espacialmente associados com tais rochas, porém em quantidade muito reduzida.

O modo de ocorrência destas rochas dificulta sobremaneira a definição da forma do corpo, como também as relações de contato com as encaixantes. Contudo, em certas drenagens afloram pacotes de rochas mais contínuos com extensão aproximada de 15 metros. Relações de contato demonstram contatos bruscos, de origem provavelmente tectônica, com gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos.

Carvalho Filho *et al.* (1981), por meio de furos de sonda realizados na porção central da área, determinaram que a espessura máxima das rochas ultrabásicas não ultrapassa 40 metros, e que a transição dos diversos litotipos (hornblenditos, piroxenitos e harzburgitos) se dá de maneira gradual, por processos de diferenciação magmática. Tais autores definem estes corpos como sendo os litotipos de base do Complexo Lagoa da Vaca, mas no entanto não caracterizam ou definem com clareza a passagem dos termos ultrabásicos até os mais diferenciados, no caso os anortositos.

A análise realizada nos furos de sonda revelou que tais rochas fazem contato com hornblenditos e/ou anfibolitos (por vezes micáceos), não sendo observado uma passagem gradual entre estes litotipos.

No campo, essas rochas apresentam coloração preto-esverdeada com uma capa de alteração verde-clara a branca. À vista desarmada apresentam uma textura poiquilítica com grandes cristais (ou aglomerado de cristais) de forma arredondada e por vezes prismáticos, em meio a uma matriz de aparência sedosa.

O estudo microscópico de tais rochas permite dividi-las em dois tipos, isto é, peridotitos e anfibólio-metaperidotitos, de acordo com as transformações metamórficas envolvidas. Esta divisão não implica que quando da ocorrência de um tipo há ausência de outro, pelo contrário, nas exposições mais contínuas ambos os tipos podem ocorrer. Como será comentado mais adiante, tais tipos representam apenas produtos de alteração de um protólito comum.

Peridotitos

São rochas de granulometria fina a média, compostas de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. A maioria dos grãos de olivina e piroxênios está intensamente fraturada e por vezes totalmente substituída por serpentina. Os grãos de plagioclásio possuem inúmeras inclusões de minerais opacos, o que dificulta sua identificação sob luz natural, além de sua granulometria fina. Apesar do forte processo de serpentinização, nota-se que de uma maneira geral (sob estimativas visuais) os cristais de olivina ($\pm 40\%$) e ortopiroxênio ($\pm 50\%$) são fases mais abundantes do que o clinopiroxênio ($\pm 3\%$) e o plagioclásio, este de rara ocorrência ($< 1\%$). Desta forma, essas rochas são predominantemente de composição harzburgítica a lherzolitica, conforme classificação de Streckeisen (1976).

Os minerais acessórios presentes são biotita e espinélios de cor marrom avermelhada, estes em cristais diminutos e por vezes ocorrendo como inclusões em cristais de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Possuem hábitos arredondados a quadráticos e por vezes ocorrem em aglomerados, não ultrapassando 3% em volume modal na rocha (Fig. 3.10). Os minerais opacos ($\pm 2\%$), identificados como magnetita, comumente ocorrem em íntima associação com serpentina, fato este típico do processo de serpentinização (Coleman, 1971). Detalhes da química mineral serão abordados num capítulo específico.

Em termos texturais, apesar da forte serpentinização, nota-se que o arranjo e a forma dos minerais denota uma textura do tipo cumulática, onde a fase cumulus estaria representada por cristais de olivina e as fases posteriores representadas por grãos de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio (Fig. 3.11). Isto geralmente é representado por pequenos grãos arredondados de olivinas que estão envoltas por cristais de ortopiroxênio, que formam grandes massas de forma ameboidal com perfeita continuidade ótica. Também com forma semelhante a dos cristais de ortopiroxênio encontram-se grãos de clinopiroxênio, porém com menor dimensão e revelando que sua cristalização ocorreu nos espaços intersticiais às fases principais, fato também observado

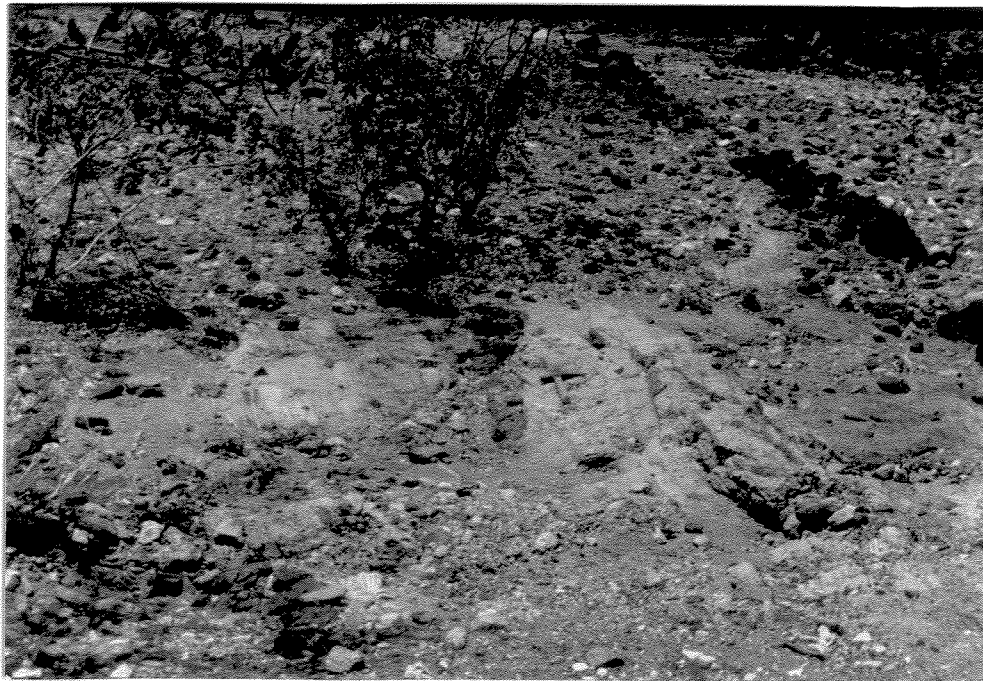


Figura 3.9 - Aspecto de campo de dique máfico cortando subparalelamente a foliação das rochas do Complexo Lagoa da Vaca.

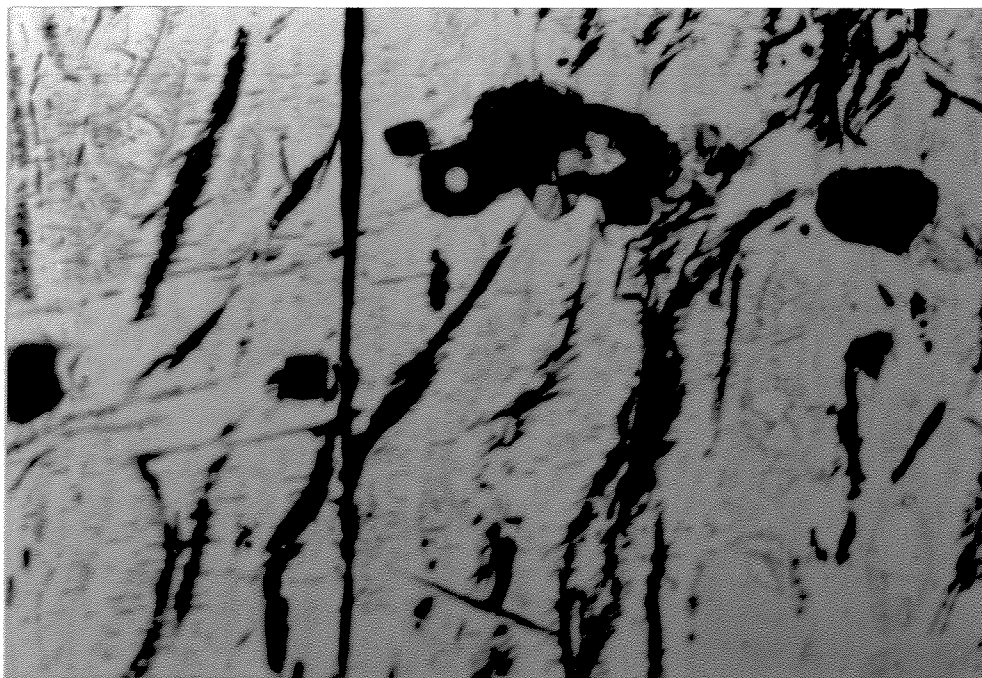


Figura 3.10 - Fotomicrografia de lâmina delgada (luz natural) de grãos de espinélio de cor marrom das rochas peridotíticas com textura cumulática (aumento de 100x).

para os grãos de plagioclásio.

Os efeitos deformacionais são dados pela extinção ondulante em grãos de piroxênio e biotita, onde nesta nota-se em seus planos de clivagens um preenchimento por magnetita que também encontra-se deformada. Este fato pode provavelmente supor um evento metamórfico (ou de alteração) pré-deformação. Efeitos de alteração são dados pela presença de bastita sobre cristais de ortopiroxênio.

Anfibólio-Metaperidotito

São rochas compostas por grãos de anfibólio (55 - 65%), ortopiroxênio (30 - 35%) e olivina (5%). Espinélios verdes ocorrem como acessório (2 - 3 %).

Os grãos de anfibólio são subédricos, por vezes com hábito prismático exibindo cristais fraturados e com preenchimento de minerais opacos. Possuem cor verde clara a pálido com pleocroísmo fraco a médio. Alguns grãos desses minerais apresentam geminação e sua granulometria varia de fina a média.

Os cristais de ortopiroxênio exibem forma anédrica, coloração variando de marrom a rosa pálidos e granulometria média a grossa, onde a maioria dos cristais exibe extinção em bandas (ou em setor) e possui inclusões de grãos de anfibólio.

Os cristais de olivina possuem hábito arredondado chegando a um comprimento maior de 2,5 mm. Apresentam-se bastante fraturados chegando a formar um aglomerado de pequenos grãos, e ainda estão cortados por vênulas de serpentina, estando esta comumente associada com minerais opacos. Ocorrem também como inclusões em cristais de piroxênio e anfibólio, nestes possuindo forma arredondada.

Cristais de espinélio verde, caracterizados como hercinita, de tamanho diminuto, estão comumente associados com minerais opacos (Fig. 3.12). Possuem forma subédrica a anédrica com hábito prismático a arredondado. São claramente de origem metamórfica.

As evidências de deformação são dadas pela extinção ondulante e em bandas em grãos de piroxênio, que podem caracterizar o início de um processo de recuperação, e também ainda exibem uma maior fragmentação em suas bordas chegando a individualizar pequenos grãos. O exame petrográfico, com auxílio da placa de gipso, demonstra que tais grãos menores por vezes possuem uma orientação ótica diferente do grão maior, indicando muito provavelmente um início do processo de recristalização.

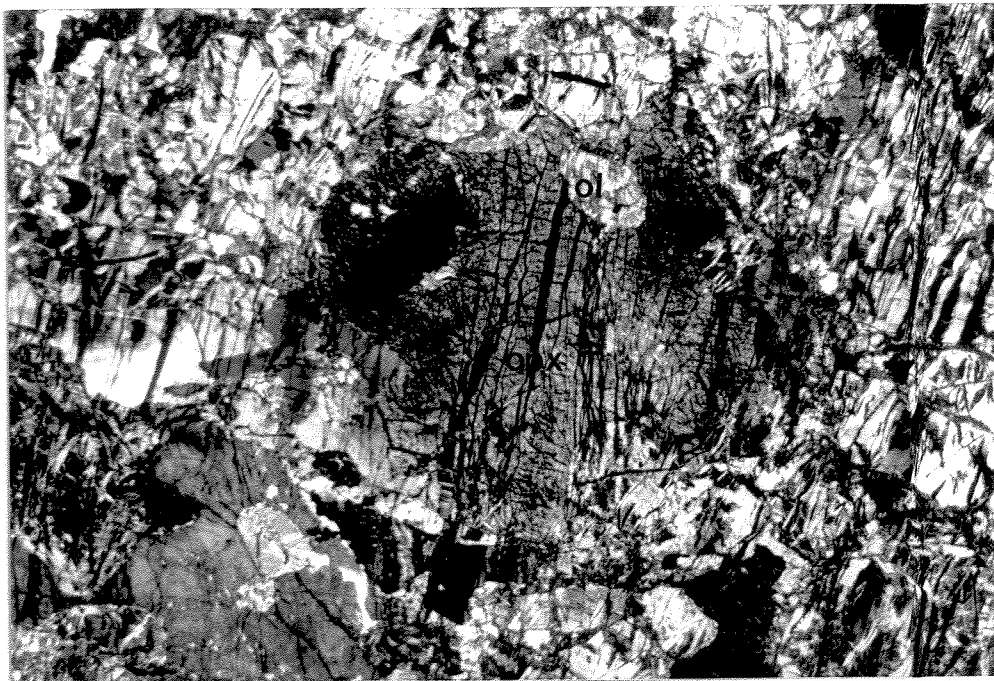


Figura 3.11 - Fotomicrografia de lâmina delgada (aumento de 25x) dos peridotitos com textura cumulática, onde cristais de olivina apresentam forma arredondada e forte alteração para serpentina. A fase intercumulus é representada por grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

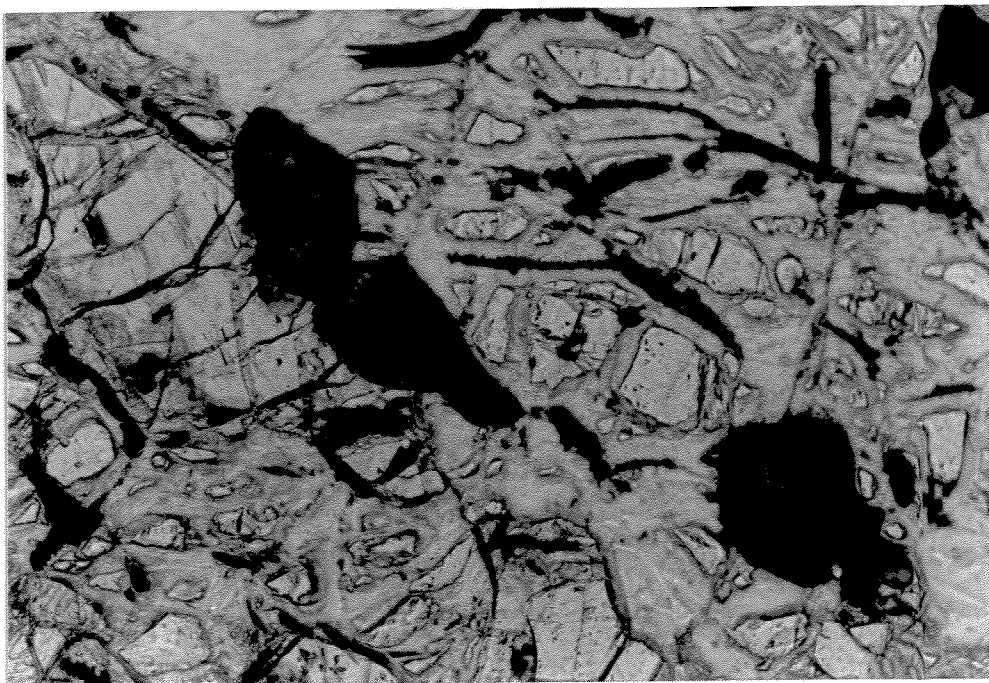


Figura 3.12 - Fotomicrografia de lâmina delgada (luz natural) de grãos de espinélio de cor verde dos anfibólio-metaperidotitos com textura granoblástica (aumento de 100x).

A textura da rocha pode ser classificada como do tipo granonematoblástica (Bard, 1986), devido a grande maioria dos contatos entre os grãos de anfibólio serem feitos por junções tríplexes (Fig. 3.13) e haver uma orientação pronunciada dos anfibólios. Os grãos de ortopiroxênio e olivina parecem ocorrer como ilhas em meio a matriz granonematoblástica de anfibólios.

Algumas das lâminas investigadas apresentam efeitos de serpentização, enquanto que em outras a mineralogia não é alterada, o que leva a crer que o processo de serpentização se deu posteriormente à formação dos grãos de anfibólio, e subsequente à formação da textura granonematoblástica.

Conclui-se que tal rocha representa um produto de transformação dos peridotitos com uma assembléia mineralógica imposta por efeitos de deformação-metamorfismo. No Capítulo 5 referente à química mineral serão abordadas ainda comparações entre esses dois grupos de rochas.

3.4 - DOMÍNIO LESTE

Este domínio ocorre na parte leste da área e, subordinadamente, na parte centro-sul. De acordo com as fotografias aéreas vê-se que este domínio se comporta como uma faixa de direção NNE-SSW.

As rochas predominantes são granulitos de composição enderbítica a jotunítica e subordinadamente anfibolitos e rochas quartzo-feldspáticas. Diques anfibolíticos e noríticos, como também veios pegmatíticos e granitos róseos ocorrem comumente cortando estas rochas. A descrição destas dar-se-á de acordo com a ordem de abundância relativa, como segue abaixo.

3.4.1 - Granulitos (enderbitos/jotunitos)

Os granulitos são rochas de coloração preta-esverdeada (amarelada quando um pouco alteradas) com granulação variando de média a grossa e uma atração magnética média, aspecto este marcante no campo. Possuem caráter anisotrópico determinado por uma foliação penetrativa, dada pelo arranjo planar de minerais máficos, e localmente por um bandamento composicional originado por um enriquecimento em minerais máficos. Injeções quartzosas de espessura centimétrica são frequentes e dispõem-se paralelas a subparalelas à foliação.

Microscopicamente, essas rochas apresentam uma textura granoblástica poligonal e heterogranular, sendo típica de condições termais da fácies granulito (Bard, 1986). A mineralogia essencial é dada por plagioclásio, hiperstênio, piroxênio cálcico e quartzo, e subordinadamente por minerais opacos e hornblenda (Fig. 3.14). Os minerais acessórios mais comuns são apatita, zircão e biotita. Bastita ocorre como produto de alteração de piroxênios.

Os grãos de plagioclásio, fase mineral dominante (65 - 85%), comumente são xenomórficos e exibem geminação polissintética, granulação predominantemente média (1,0-3,0 mm) e os limites dos grãos são côncavo-convexos, onde os contatos se dão por junções tríplexes. Alguns grãos exibem extinção ondulante, enquanto outros encontram-se saussuritizados.

Os piroxênios são hiperstenio a ferro-hiperstênio e salita, sendo o primeiro dominante, perfazendo 6 a 8% do volume modal da rocha. Ambos apresentam forma hipidiomórfica e possuem comumente associados minerais opacos e hornblenda. Esta última por vezes forma-se às expensas dos piroxênios muito provavelmente por reequilíbrio à fácies anfíbolito, chegando apenas a 1% no volume modal.

Os grãos de quartzo normalmente exibem extinção ondulante ou em bandas, e como observado macroscopicamente, fitas deste mineral são comuns. A variação na proporção modal deste mineral, entre 5 e 25%, e o predomínio de plagioclásio, determina a classificação dos granulitos como de composição enderbítica a jotunítica (protólito predominantemente tonalítico).

Os minerais opacos apresentam-se predominantemente hipidiomórficos e com granulação fina (< 1,0 mm). Em alguns cristais nota-se a formação de coroas de hornblenda, enquanto que em outros uma íntima associação com biotita, esta apresentando cor marrom e forte pleocroísmo.

Num ponto mais a leste do Riacho da Vargem (fora da área mapeada), o granulito apresenta cristais de granada, que aliado à mineralogia essencial, dada por plagioclásio e clinopiroxênio, caracteriza a fácies granulito de alta pressão (Yardley, 1989). Sob o microscópio apresenta uma textura granoblástica e intercrescimentos simplectitos de ortopiroxênio mais plagioclásio ao redor de cristais de granada; cristais de clinopiroxênio aparecem circundando todo este arranjo (Fig. 3.15). Os cristais de granada são subédricos e apresentam inclusões de minerais opacos.

Localmente, na porção centro sul da área, nas proximidades com a Faixa Caldeirão, os granulitos possuem uma coloração verde, granulometria mais fina e contém grande quantidade de *ribbons* de quartzo, observados facilmente à vista desarmada. O exame microscópico revela

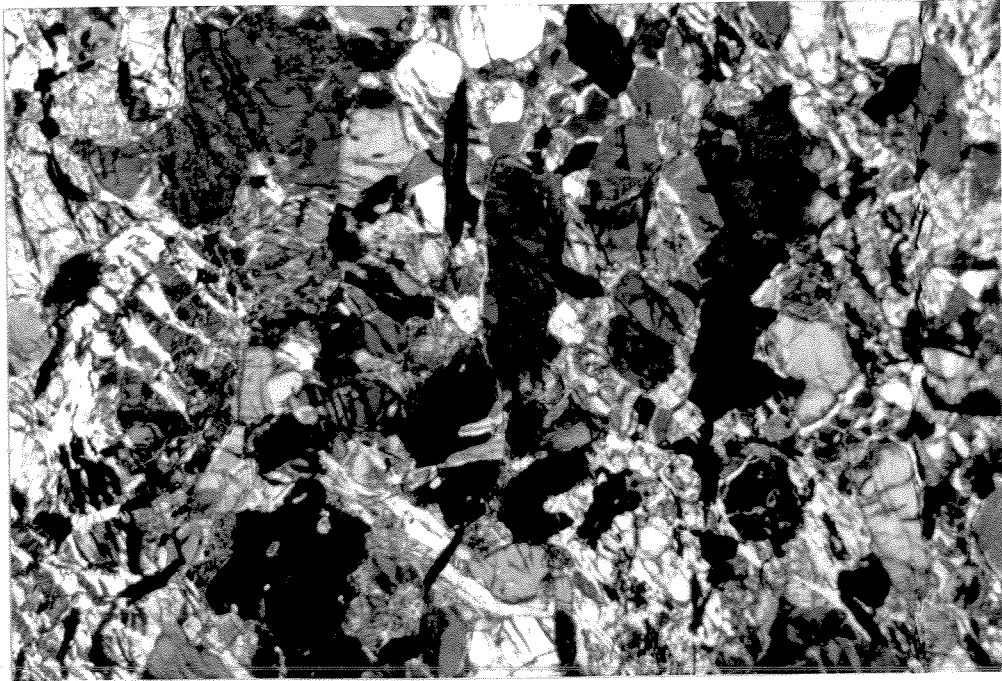


Figura 3.13 - Fotomicrografia de lâmina delgada (aumento de 25x) dos anfibólio-metaperidotitos apresentando cristais de anfibólio com hábito prismático e textura granoblástica.



Figura 3.14 - Fotomicrografia de lâmina delgada dos granulitos enderbíticos do Domínio Leste apresentando sua mineralogia principal e textura granoblástica (aumento de 32x).

o decréscimo da proporção modal de hiperstênio e clinopiroxênio e aumento de minerais ferromagnesianos hidratados como clorita, epidoto e hornblenda, o primeiro como produto de alteração de minerais opacos. As fases minerais de alteração são representadas por bastita e saussurita. Os sinais de deformação são dados pela extinção ondulante em grãos de plagioclásio e forte extinção em bandas nos *ribbons* de quartzo.

3.4.2 - Diques máficos

Os diques máficos neste domínio são de dois tipos distintos petrograficamente, que compreendem metadiabásios e noritos. Via de regra têm seus contatos bruscos e discordantes da foliação principal dos granulitos.

Os metadiabásios apresentam-se como rochas de coloração preta-esverdeada, com espessuras de até dez metros (em média alcançam dois metros) e direções NE-SW e NW-SE.

Os diques por vezes são porfíricos, com fenocristais de plagioclásio de coloração branca a creme que chegam a atingir 3 cm no comprimento maior, em meio a uma matriz afanítica a microfanerítica (Fig. 3.16). Localmente, estes diques são cortados por pegmatitos róseos que produzem vênulas de epidoto e carbonato nos diques.

Internamente, apresentam uma foliação dicordante das encaixantes, dada pela orientação de grãos de anfibólio, que é plano axial a dobras em finos veios do pegmatito róseo. Quando tais diques alcançam uma espessura maior que dois metros, macroscopicamente apresentam uma porção central de granulometria mais grossa.

Tais diques apresentam uma mineralogia principal dada por cristais de hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio em abundância variada. Com base na análise microscópica podem ser divididos texturalmente em dois subtipos:

(a) Subtipo I - apresentam núcleos de textura subofítica ainda preservada, envolta por uma textura granoblástica, e possuem cristais de clinopiroxênio exibindo zonamento interno, o que pode indicar tratar-se de cristais originais, ou seja, não crescidos durante o metamorfismo (Fig. 3.17).

(b) Subtipo II - apresentam uma textura predominantemente granonematoblástica, com um aumento na proporção modal de hornblenda e presença de cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio de forma poligonal (Fig. 3.18).

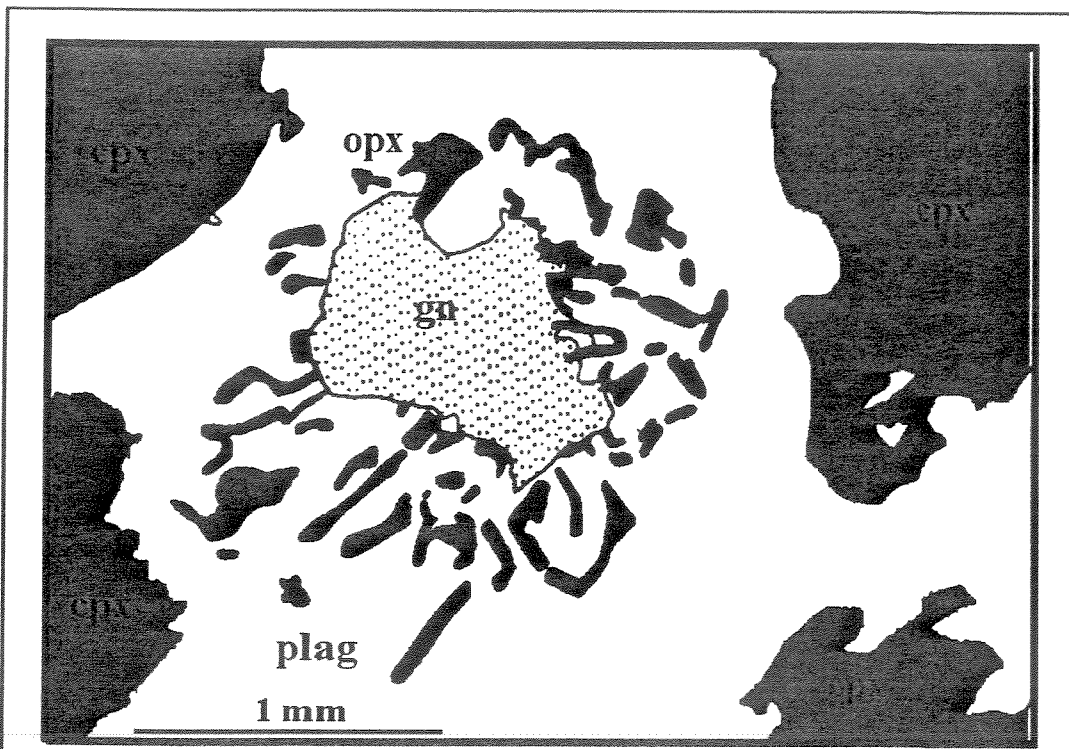


Figura 3.15 - Desenho esquemático de relações texturais vistas em lâmina de granulitos máficos com granada do Domínio Leste, representadas por simplectitos de ortopiroxênio mais plagioclásio. Modificado de Harley (1989).

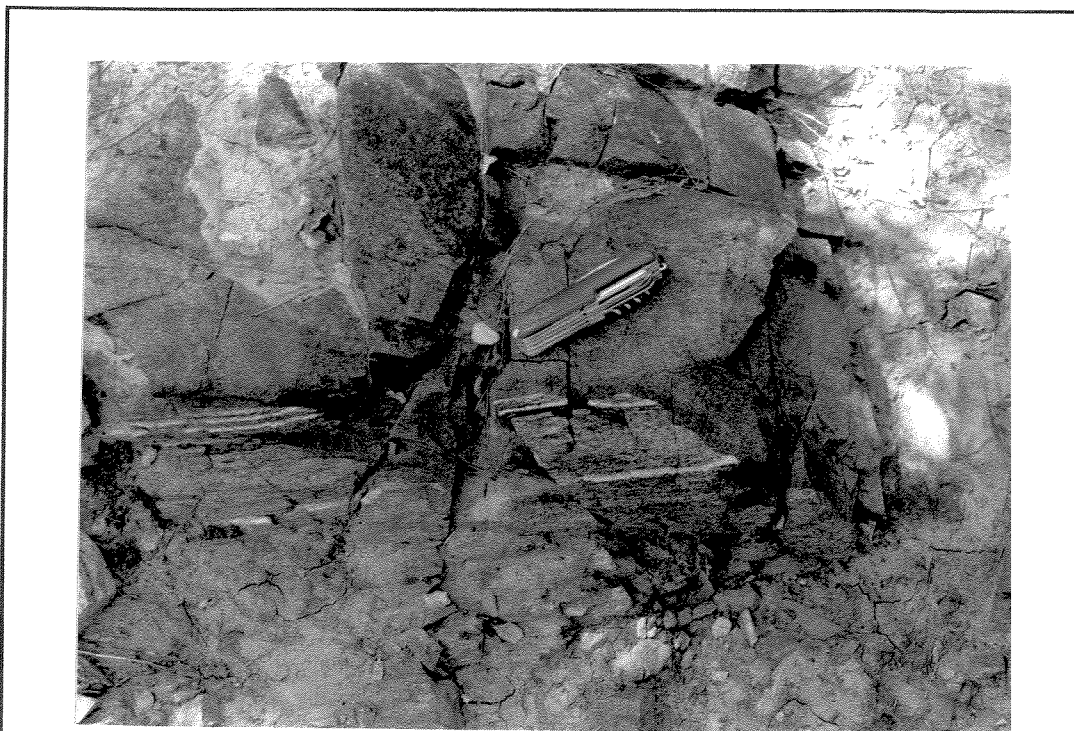


Figura 3.16 - Dique de metadiabásio (subtipo I) apresentando fenocristais de plagioclásio na parte central da foto, próximo ao canivete.

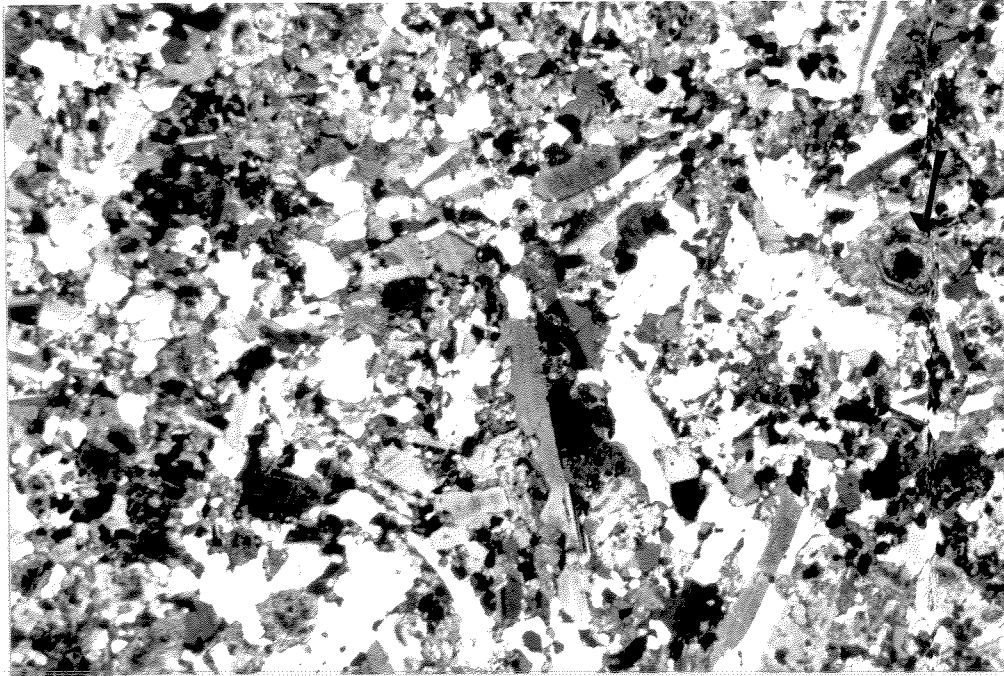


Figura 3.17 - Fotomicrografia de lâmina delgada de dique de metadiabásio (subtipo I) apresentando núcleos de textura subofítica preservada. A seta indica cristal de clinopiroxênio exibindo zonamento (aumento de 25x).

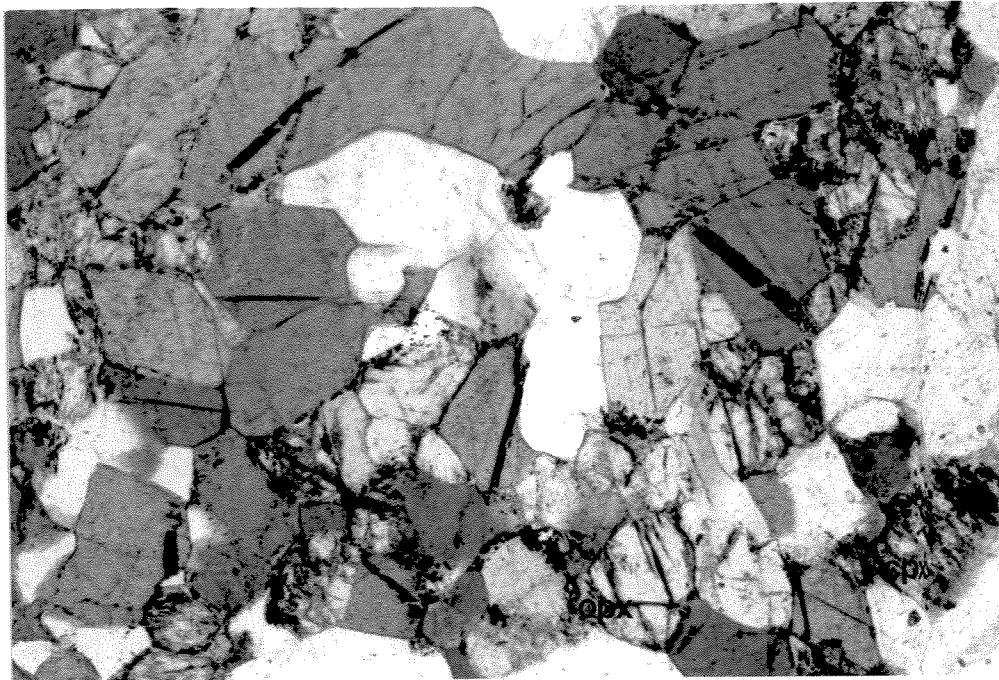


Figura 3.18 - Fotomicrografia de lâmina delgada de dique de metadiabásio (subtipo II) apresentando textura granoblástica com cristais de ortopiroxênio de forma poligonal (aumento de 25x).

Geralmente os diques de direção NE-SW apresentam restos de textura ígnea preservada (subtipo I; textura subofítica); observações de campo, feitas mais a leste da área por Oliveira (com. pes.), mostraram relações de truncamento, indicando que tais diques são mais novos do que os de direção NW-SE. Tal relação é dada pela presença de dobras de arrasto nos diques NW-SE, vistas tanto em fotografias aéreas como no campo, devido à entrada dos diques NE-SW. Acrescente-se ainda, em suporte às observações acima, que os diques de direção NW-SE possuem texturas do tipo granonematoblástica e quantidade expressiva de anfibólio.

Nas porções de granulometria mais grossa notam-se grandes cristais de plagioclásio (dimensão máxima de 3,5 milímetros) de forma anédrica, circundados por uma matriz de grãos menores de clinopiroxênio, minerais opacos, plagioclásio e anfibólio marrom, onde os contatos entre os últimos são feitos comumente por junções tríplices. Estas feições texturais podem indicar um efeito de *annealing* sobre condições catazonais (Bard, 1986). Efeitos deformacionais são dados pela geminação mecânica, extinção ondulante ou em bandas nos grandes cristais de plagioclásio, como também por extinção ondulante em grãos de anfibólio e clinopiroxênio.

Os diques noríticos são caracterizados por uma coloração preta, e quando alterados apresentam uma capa de coloração cinza amarronzado e aspecto rugoso dado por alteração de sulfetos. São rochas bastante resistentes ao impacto do martelo e ao intemperismo, quando comparados com os diques de metadiabásio.

Ao microscópio apresentam uma granulometria que varia de fina a média e mineralogia essencial dada por olivina, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio marrom, tendo ainda como acessórios biotita e minerais opacos.

Os grãos de olivina apresentam forma anédrica a subédrica e possuem granulometria predominantemente média (1,0 - 3,0 mm).

Os cristais de plagioclásio cristalizaram-se mais tardiamente aos demais minerais principais face ao seu modo de ocorrência intersticial e forma amebóide; raramente os cristais são subédricos (Fig. 3.19). Comumente apresentam geminação polissintética e zonamento e(ou) extinção ondulante. Associados com estes cristais de plagioclásio ocorrem grãos de clinozoisita e clinopiroxênio.

Os grãos de clinopiroxênio apresentam bordas transformadas para anfibólio e(ou) evidenciam uma fragmentação em grãos menores de suas bordas, e que mais periféricamente transformam-se para anfibólio marrom, que geralmente formam uma massa granoblástica. Os

grãos de clinopiroxênio, como os grãos de ortopiroxênio são subédricos e apresentam granulometria fina predominantemente.

Os minerais opacos quando vistos em luz refletida são representados, de acordo com a ordem de abundância relativa dos mesmos, por ilmenita, magnetita, pirrotita e pirita. Muitas vezes, tais minerais ocorrem como inclusões em cristais de biotita.

Os diques localizados próximo à Faixa Caldeirão comumente exibem um enriquecimento na proporção modal de anfibólio e biotita, indicando um maior aporte de fluidos associado com reequilíbrio metamórfico em condições de fácies anfibolito. Além disso, nota-se uma maior fragmentação e cominuição dos grãos de olivina.

3.4.3 - Granitos

Estas rochas têm maior ocorrência no quadrante nordeste da área e caracteristicamente afloram em grandes matacões, o que dificulta a delimitação de suas relações com as encaixantes e representação em mapa. Possuem coloração rósea-alaranjada, granulometria média a grossa, porções pegmatíticas e foliação concordante com as encaixantes, mais marcada principalmente nas bordas, enquanto no centro vê-se porções isotrópicas.

Pequenos corpos afloram no Domínio Oeste apresentando-se mais fortemente foliados. No Domínio Central nota-se que estas rochas ocorrem como folhas métricas intercaladas em anfibolitos, assim como em corpos maiores (mais facilmente individualizados, também com porções isotrópicas) com foliação concordante à de suas encaixantes.

A mineralogia essencial é dada por plagioclásio, microclina e quartzo e, subordinadamente, biotita e minerais opacos. Zircão, apatita, epidoto, granada e allanita ocorrem como acessórios. Os grãos de plagioclásio comumente exibem geminação polissintética e estão saussuritizados. Alguns destes mostram intercrescimentos mirmequíticos incipientes quando em contato com grãos de microclina.

Os efeitos deformacionais são vistos pela extinção ondulante e (ou) em bandas nos grãos de quartzo. A maioria dos contatos entre os grãos é do tipo côncavo-convexo, ou por vezes também do tipo suturado.

3.5 - DOMÍNIO OESTE

Estende-se como uma faixa de direção NNE-SSW bem marcada em fotografias aéreas. É caracterizado pela intercalação de gnaisses quartzo-feldspáticos com lentes de anfibolito. Tal domínio é marcado por forte deformação, impressa principalmente nas rochas quartzo-feldspáticas, com forte estiramento nos grãos de quartzo; localmente nota-se a formação de tectonitos LS, que no geral caracterizam a principal direção de estiramento.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos por vezes apresentam localmente uma granulometria grossa a muito grossa e coloração esbranquiçada, onde nota-se a presença de cristais de granada arredondados e de cor marrom, que variam em diâmetro de 0,2 a 1,0 centímetro. Corpos e(ou) lentes de metagabros, hornblenditos, serpentinitos e granitóides estão presentes, mas de maneira localizada. Diques máficos são bem marcados em fotografias aéreas, com direções paralelas a foliação dos gnaisses. Injeções quartzo-feldspáticas, com granulometria que varia de média a grossa, são comuns por todo este pacote, colocando-se concordante a subconcordantemente com a foliação principal.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos são rochas de coloração cinza (quando não alterados) ou creme esbranquiçada quando alterados. Apresentam uma granulação média e uma forte foliação penetrativa, caracterizada pela presença de *ribbons* de quartzo e feldspato, como também localmente, pelo arranjo planar e orientado de diminutos cristais de biotita. Às vezes apresentam um aspecto bandado, caracterizado por um maior enriquecimento em minerais ferromagnesianos.

Sob o microscópio, a composição mineralógica é dada predominantemente por plagioclásio (22-55 %), quartzo (17-40 %), microclina (1-44%) e mesopertitas a pertitas, com quantidades menores e variáveis localmente de hornblenda, diopsídio, minerais do grupo do epidoto, clorita, granada, biotita, zircão, apatita e minerais opacos. Cristais de granada comumente estão associados com mesopertitas e pertitas. A variação relativa na proporção modal dos minerais félsicos nestas rochas origina um espectro composicional que varia de granito a tonalito, e raramente quartzo-monzodiorito.

Os efeitos deformacionais em lâminas são caracterizados pela presença de *ribbons* de quartzo, extinção ondulante na maioria dos minerais félsicos, bem como extinção em bandas em alguns grãos de quartzo (Fig. 3.20). As texturas das rochas variam do tipo *ribbon* a granoblástica (Bard, 1986).

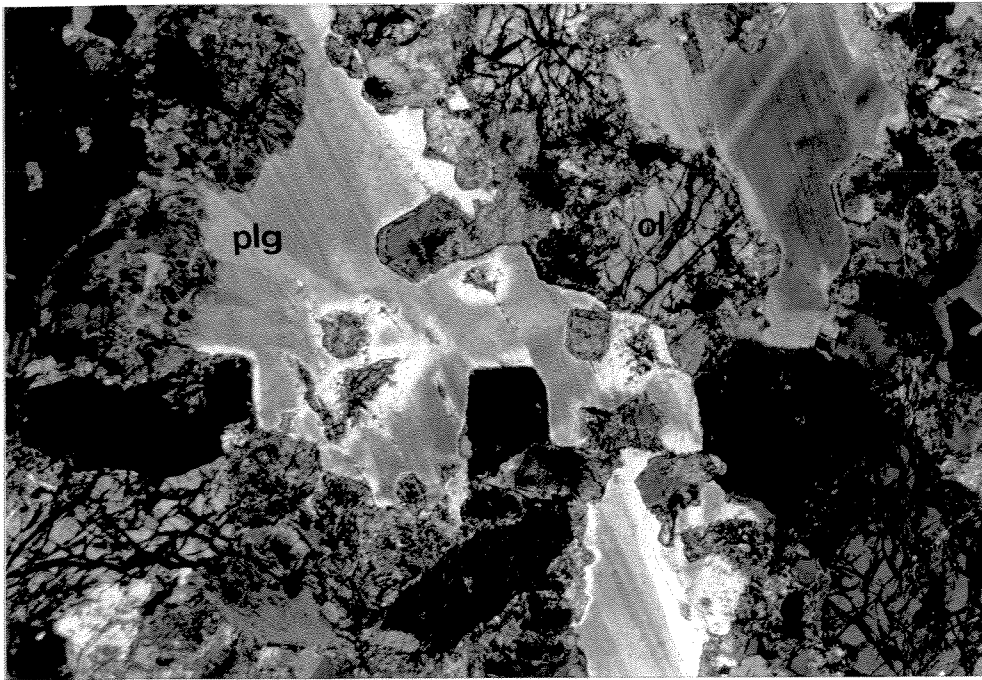


Figura 3.19 - Fotomicrografia de lâmina delgada (aumento de 25x) de dique norítico mostrando textura cumulática, onde grãos de plagioclásio caracterizam a fase cumulus.

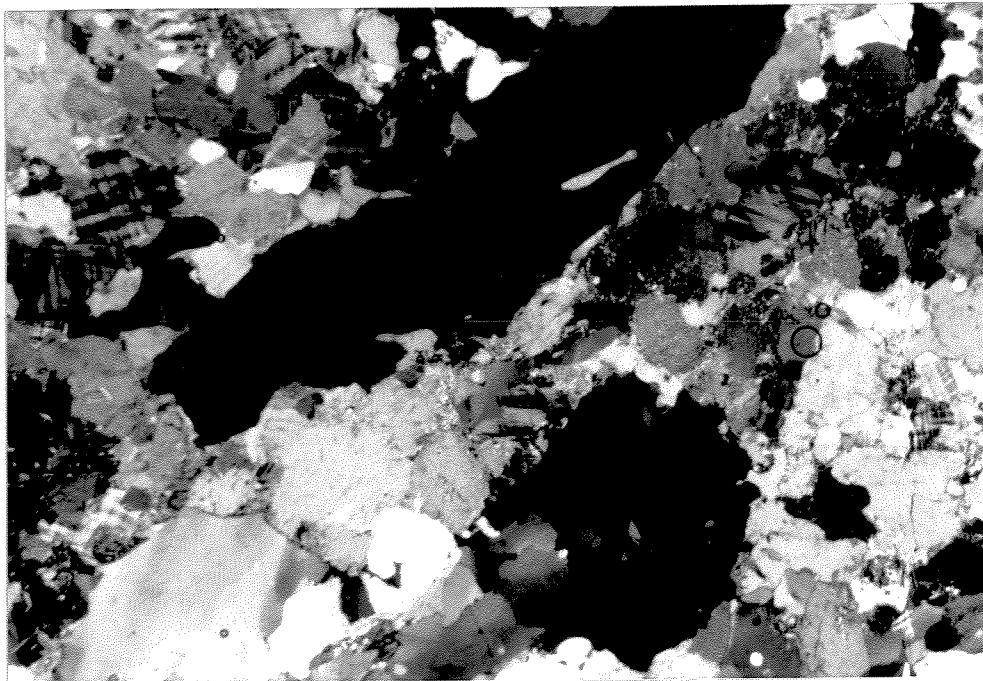


Figura 3.20 - Fotomicrografia de lâmina delgada de gnaíse quartzo-feldspático (Domínio Oeste) mostrando a mineralogia essencial e *ribbons* de quartzo com forte extinção em bandas (aumento de 25x).

As camadas ou lentes de anfíbolito são de dimensões métricas e apresentam-se foliadas, com uma granulação que varia de fina a média. Petrograficamente, são constituídas por 65-70% de hornblenda, 30% de plagioclásio e 5% de quartzo, tendo como acessórios minerais opacos, zircão e apatita. No geral, as rochas exibem uma textura granonematoblástica, onde os grãos de maiores dimensões são representados por cristais de hornblenda. A grande maioria dos grãos de plagioclásio apresenta-se saussuritizado e alguns deles exibem extinção ondulante.

Os metagabros, no campo, são diferenciados dos anfíbolitos pela maior granulação, aumento da proporção modal de plagioclásio e também pela presença de piroxênio, visto em lâmina delgada. Os hornblenditos e metagabros apresentam uma granulometria predominantemente média. Petrograficamente, os metagabros variam de hornblenda gabros a piroxênio-hornblenda gabronoritos. A textura comumente encontrada nestas rochas é do tipo granonematoblástica, e os sinais de deformação presentes são dados por extinção ondulante em grãos de plagioclásio. Localmente, essas rochas apresentam forte deformação dada pelo arranjo preferencial dos grãos minerais, neo-formação de cristais de titanita que formam uma lineação mineral, e ainda injeção de veios de quartzo que exibem extinção em bandas.

Os corpos granitóides ocorrem ao lado destes metagabros deformados e também possuem uma textura com evidências de forte deformação. Sua mineralogia essencial é dada por quartzo, plagioclásio e microclina, tendo a biotita como acessório.

Os diques máficos neste domínio são mais espessos, como observados em fotografias aéreas; apresentam coloração preta-esverdeada e granulometria fina. Ocorrem como blocos isolados no terreno. Em lâmina delgada apresentam uma mineralogia dada por plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e minerais opacos. Os grãos de plagioclásio apresentam geminação polissintética ou Carlsbad, onde alguns grãos exibem extinção ondulante. Os grãos de hornblenda possuem coloração verde amarronzada, onde comumente em suas bordas apresentam uma coloração verde oliva mais intensa; inclusões de minerais opacos são frequentes.

A textura varia de granoblástica a granonematoblástica onde os cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio apresentam forma subédrica, indicando muito provavelmente efeitos de recristalização sob condições de alto grau. Vênulas de clorita apresentam-se paralelas à orientação preferencial dos grãos, representando uma fase tardia de efeitos retrometamórficos.

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1 - INTRODUÇÃO

Trabalhos de geologia estrutural para a região em apreço, como dito anteriormente, devem-se a Jordan (1973) que primeiro definiu um quadro de fases de deformação para a Faixa Caldeirão e adjacências, que abrangem a porção oeste da área mapeada.

O Complexo Lagoa da Vaca constitui um dos três domínios lito-estruturais (Domínio Central), caracterizados por determinados litotipos, grau metamórfico, intensidade e estilo de deformação particulares que podem ter-se desenvolvido em resposta a uma ou mais fases, dentro de um mesmo evento tectônico ou não.

Devido a variedade de tipos litológicos existentes nos três domínios, as paragêneses metamórficas são descritas para cada litotipo.

De acordo com estas premissas serão descritos abaixo os principais aspectos relativos à tectônica e metamorfismo de cada domínio, como também as relações entre tais processos, procurando assim entender a evolução tectono-metamórfica ocorrida na área.

4.2 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

4.2.1 - Domínio Leste

Os litotipos principais deste domínio são granulitos (enderbitos a jotunitos) que mostram uma foliação penetrativa (S_n), deduzida pelo arranjo planar e orientado dos minerais máficos (piroxênios e hornblenda). Localmente, estas rochas exibem bandamento composicional (paralelo a foliação), originado pela alternância de níveis ricos em minerais ferromagnesianos, com níveis ricos em minerais félsicos.

Na parte norte deste domínio, caminhando-se da extremidade leste para o contato oeste com o Domínio Central, a foliação S_n dos granulitos tem direção preferencial N-NNE com

mergulhos para leste variando progressivamente de 10° até 30° (Fig. 4.1). Em direção à porção centro-sul da área esta mesma foliação tem direção NE e mergulho para SE atingindo ângulos de até 40°, passando a ter direção NW com mergulhos de mais alto ângulo para SW, quando da proximidade com a Zona de Cisalhamento Caldeirão. Localmente, lineações de estiramento de quartzo presentes nos planos de foliações apresentam mergulhos moderados (25° a 30°) para E e ESE (porção norte e centro-norte), com direções em torno de 80° a 90° (Fig. 4.2).

Como exposto no capítulo 3, os diques máficos possuem duas direções principais, NE-SW e NW-SE. Os contatos dos diques com as encaixantes são retilíneos e discordantes da foliação principal. Internamente, também apresentam uma foliação discordante daquela encontrada nos granulitos. A foliação nos granulitos não é afetada pela entrada dos diques, fato este que pode indicar que as rochas encaixantes já se encontravam "frias" quando da entrada dos diques. Barton *et al.* (1990) descrevem feições similares na Zona Central do Cinturão Limpopo e concluem que tais feições são características de intrusão na crosta superior. Tais autores sugerem, a partir do estudo da transição rúptil-dúctil (10 a 15 km) em áreas cratônicas recentes, que em tempos mais antigos, devido ao possível grau geotérmico mais elevado, esta transição se daria em níveis crustais mais superiores.

Este aspecto todavia não é regra geral na região, pois nas proximidades de Uauá os diques pertencentes ao enxame do Bloco de Uauá apresentam bordas xistificadas e as encaixantes dobras de arrasto, com indicação de um cisalhamento dextral.

As relações temporais entre os diques de metadiabásio e noritos são de contemporaneidade, devido aos primeiros tanto cortarem como serem cortados pelos últimos. Este fato todavia só é observado na região de Uauá, fora da área de estudo.

4.2.2 - Complexo Lagoa da Vaca ou Domínio Central

Caracterizado principalmente pela presença de rochas metagabróicas e corpos de ultramáficas localizados, este domínio é marcado por uma tectônica que imprimiu uma forte foliação, paralela ao bandamento composicional. Este representa, provavelmente, um arranjo ígneo original, sendo afetado por dobras métricas. Tais efeitos são vistos principalmente nas rochas anortosíticas bandadas, pois os corpos de serpentinito ocorrem comumente em blocos soltos.

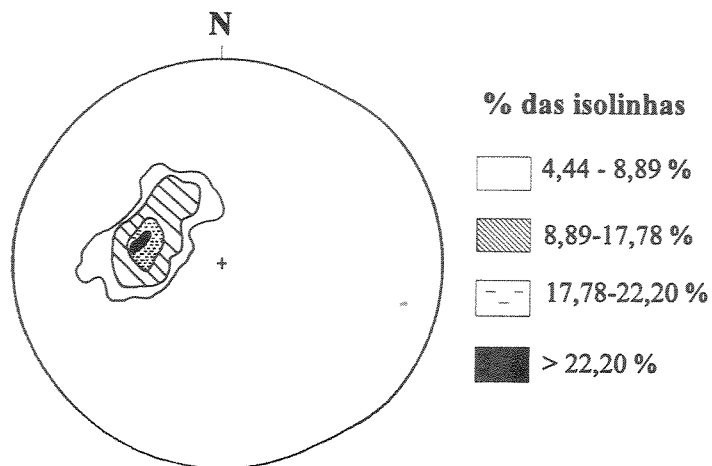


Figura 4.1 - Projeção polar (Diagrama Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação Sn do Domínio Leste. Total de medidas:45.

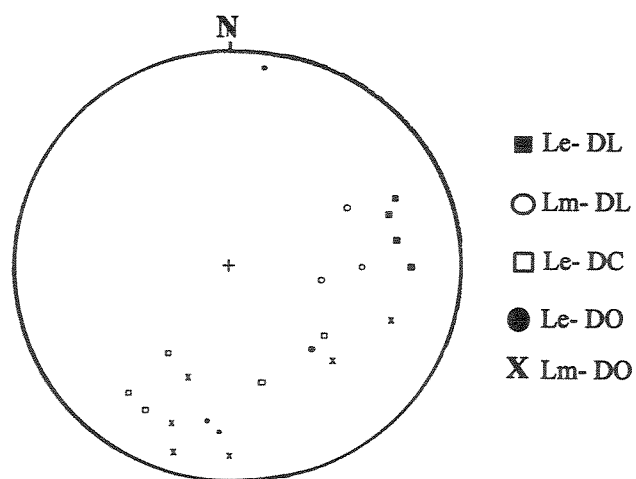


Figura 4.2 - Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das lineações da área estudada. Símbolos: Le- lineação de estiramento, Lm- lineação mineral, DL- Domínio Leste, DC- Domínio Central e DO- Domínio Oeste.

A foliação principal deste domínio possui mergulhos para E e SE com inclinações que variam de 40° a 70° (Fig. 4.3). Apesar do paralelismo com um provável bandamento ígneo original, esta foliação apresenta-se dobrada o que dificulta a definição de um topo estratigráfico, aliado ainda à escassez de estruturas marcadoras de topo e base. Os eixos das dobras ora possuem caimento para norte, ora para sul (Fig. 4.4), evidenciando efeito de deformação subsequente (vide adiante).

As lineações de estiramento presentes neste domínio refletem, pelo padrão mostrado no estereograma, uma rotação de E para S-SSW, indicando serem estruturas pretéritas rotacionadas por efeitos tectônicos tardios, como será explanado posteriormente.

4.2.3 - Domínio Oeste

Constituído por uma intercalação de gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos, este domínio é o que apresenta uma deformação cisalhante mais proeminente, marcada por *ribbons* de quartzo facilmente identificados à vista desarmada, que definem facilmente o plano de foliação principal, além da orientação preferencial de minerais máficos.

A foliação neste domínio apresenta mergulhos na ordem de 50° para E e SE (Fig. 4.5), localmente verticalizados. Devido à forte deformação tem-se o desenvolvimento de tectonitos LS, com uma lineação de estiramento de baixo ângulo ($\pm 20^\circ$) para S (Fig. 4.2). Em fotografias aéreas nota-se uma feição de forma aproximadamente circular, que denota tal padrão. Nos pontos onde se tem a presença de tais tectonitos, os gnaisses quartzo-feldspáticos apresentam-se dobrados suavemente, com comprimento de onda em torno de 3 metros, cujos flancos mergulham tanto para oeste como para leste. Este dobramento é relacionado a mesma fase de formação destes tectonitos, sendo assim uma resposta ao estiramento.

4.3 - CONSIDERAÇÕES E RELAÇÕES ENTRE OS DOMÍNIOS

Pela análise dos alinhamentos estruturais compilados das fotografias aéreas que abrangem a área da Fazenda Lagoa da Vaca e regiões vizinhas, nota-se uma direção preferencial N-S, refletindo uma direção principal de deformação por cisalhamento simples, com ligeiras inflexões que chegam a originar um padrão amendoado. Além disso, possíveis dobras de arrasto

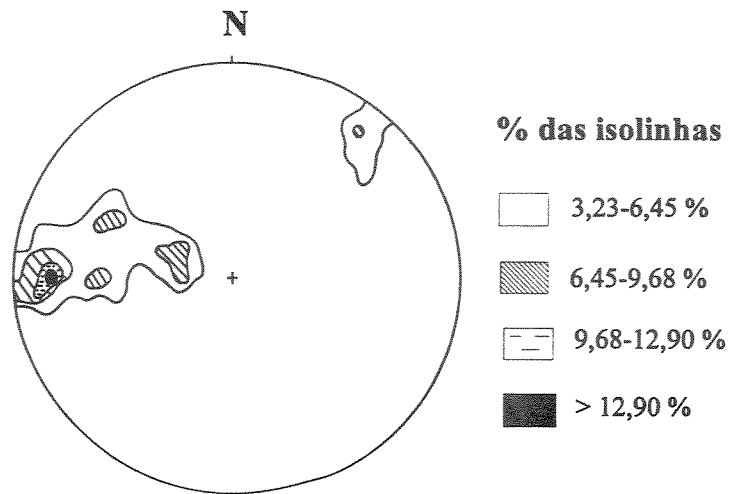


Figura 4.3 - Projeção polar (Diagrama Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação Sn do Domínio central. Total de medidas: 62.

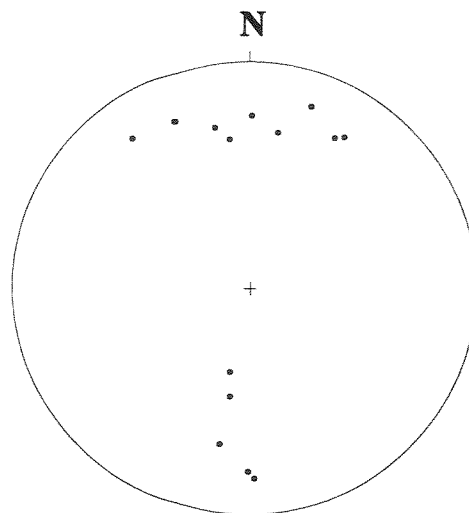


Figura 4.4 - Projeção estereográfica dos eixos de dobras do Domínio Central (hemisfério inferior).

em rochas máficas e ultramáficas (hornblenditos e serpentinitos, como visto na área mapeada) estão associadas a este cisalhamento e são vistas desde as regiões a sul de Mundo Novo até a porção sul da Fazenda Lagoa da Vaca. O padrão destas dobras de arrasto denota uma movimentação dextrógira (Fig. 4.6).

Os domínios leste e central parecem ter sido uma área de maior resistência à deformação cisalhante principal, quando observado no mapa de alinhamentos estruturais, podendo representar uma amendoa mais preservada da deformação. Isto pode ser reflexo dos tipos litológicos existentes nestes domínios, granulitos e anortositos-metagabros, respectivamente, que respondem de maneira diferenciada à deformação quando comparados com os gnaisses quartzo-feldspáticos. Apesar disso, processos de recuperação em escala mineral são comumente vistos nas rochas do Domínio Central, principalmente nos anortositos e anfibólio-metaperidotitos, e são representados por extinção em bandas em grãos de plagioclásio e piroxênio, respectivamente.

A história estrutural envolve três fases deformacionais, onde as duas primeiras foram provavelmente impressas por um cisalhamento simples heterogêneo de caráter dúctil. A terceira fase de deformação possui caráter mais rúptil, com expressão localizada. A descrição dos elementos estruturais de cada fase e a relação entre estas serão descritas abaixo, de acordo com sua cronologia relativa.

A primeira fase de deformação da área, D_1 , é caracterizada por um cisalhamento simples que imprimiu uma foliação penetrativa S_1 nos domínios leste e central (ver mapa geológico-estrutural; Anexo 1). O plano S_1 no domínio leste é representado nos granulitos pelo arranjo planar e orientado dos minerais máficos e possui mergulhos fracos da ordem de 35° para E e ESE. Associado a este plano tem-se uma lineação de estiramento com mergulho para E da ordem de 30° em média. Já no domínio central o plano S_1 é entendido como paralelo a um possível S_0 (acamamento ígneo original) nas rochas anortosíticas-metagabroicas, e é visualizado por bandas máficas (de espessura centimétrica) que transicionam para bandas mais félsicas, pelo enriquecimento em grãos de plagioclásio.

As rochas nestes dois domínios apresentam uma alta competência, mas acredita-se que o prosseguimento desta deformação dúctil de caráter heterogêneo propiciou a formação de dobras em escala centimétrica, de material quartzoso nos granulitos, e dobras em escala métrica no Complexo Lagoa da Vaca.

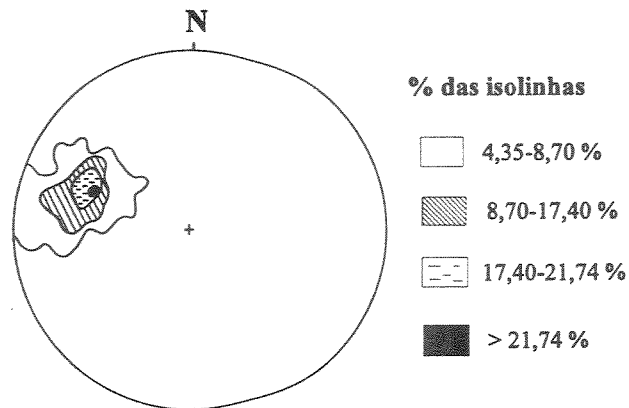


Figura 4.5 - Projeção polar (Diagrama Schmidt-Lambert: hemisfério inferior) para os planos de foliação Sn+1 do Domínio oeste. Total de medidas: 46.

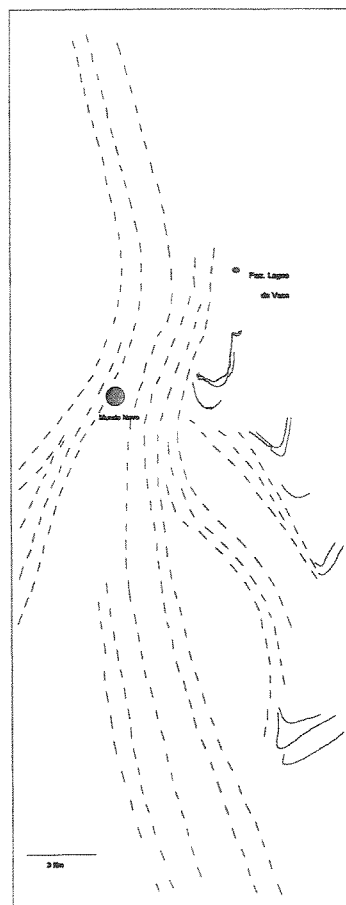


Figura 4.6 - Mapa de alinhamentos estruturais para as regiões vizinhas à Faz. Lagoa da Vaca. As setas indicam a movimentação dextral proposta para as dobras de arrasto. Elaborado a partir da composição de 4 pares de fotografias aéreas em escala aproximada de 1: 60.000.

As dobras nas rochas do complexo se aproximam daquelas da classe 2 ou classe 1C (Ramsay, 1967). Tais dobras são formadas pela rotação passiva de uma camada sob cisalhamento simples dirigido obliquamente à camada (Park, 1989), e se existir qualquer componente de flambagem (*buckling*, isto é, se as camadas curvam-se sob *stress* lateral) a geometria corresponderá a classe 1C, muito próximo à classe 2, mas nunca alcançando-a. Dobras deste tipo formam-se em rochas que estão num regime muito dúctil durante a deformação, tipicamente sob metamorfismo de médio a alto grau (Park, 1989). Os eixos dessas dobras mergulham em média 30°, tanto para N como para S, e suas direções são subparalelas a paralelas ao eixo Y do elipsóide de deformação, e conseqüentemente, quase ortogonais à direção X, representada por L_1 .

As estruturas relacionadas à fase D_1 , representadas por S_1 e L_1 , na porção centro-sul da área vão sofrendo uma rotação para SE e posteriormente para S-SSW, onde alcançam um paralelismo com a direção de cisalhamento principal, denominada aqui de D_2 , orientada segundo N-S a NE-SW. As relações geométricas entre S_1 e L_1 no Domínio Leste caracterizam um regime de rampa frontal (porção norte), para rampa oblíqua (porção centro-sul).

Localmente, no tanque de captação de água da vila de Mundo Novo, observa-se L_1 dobrada pela fase D_2 , o que em afloramento origina um padrão de interferência tipo domos e bacias de escala métrica, com eixo maior de estiramento segundo N-S. As evidências dessa interferência na área da Fazenda Lagoa da Vaca são representadas pela variação do caimento dos eixos de dobras da fase D_1 nas rochas do complexo. Alternativamente, essa variação nas atitudes dos eixos pode ser reflexo da primeira fase.

A fase D_2 está fortemente impressa no domínio oeste, com direção principal de S_2 segundo N-NNE. Na porção N da área, S_2 encontra-se paralela a S_1 .

A foliação S_2 está bem impressa nos gnaisses quartzo-feldspáticos do domínio oeste, com mergulhos para ESE com inclinação média de 50°. A lineação L_2 é bem marcada em tectonitos LS nos gnaisses, com caimento da ordem de 20° para sul. Ao microscópio, estes tectonitos apresentam substituição de hornblenda por biotita, fato este interpretado por Beach (1973; *in* Yardley, 1989) como efeito de deformação-metamorfismo em zonas de cisalhamento. Pela análise dos alinhamentos estruturais das fotografias aéreas e pelos dados de campo entende-se esta porção como uma zona de cisalhamento da fase D_2 , caracterizada por uma rampa oblíqua (relações de obliquidade entre foliação e lineação de estiramento) de componente direcional

maior. Sua movimentação é dextral conforme ilustrado pelas dobras de arrasto no mapa de alinhamentos estruturais (Fig. 4.6).

A dobra de arrasto presente na área, formada por litotipos ultramáficos (serpentinitos, hornblenditos e piroxenitos), é um bom indicador da rotação de elementos estruturais pré-existentes a D_2 . Na Fig. 4.7 pode-se observar que tanto a foliação S_1 como a lineação L_1 nos granulitos apresentam uma inflexão para dentro da zona de cisalhamento de direção aproximadamente N-S (Fase D_2). Localmente, nos granulitos, que se encontram adjacentes à região de charneira da dobra de arrasto, nota-se a presença de pegmatitos quartzo-feldspáticos foliados, de espessura decimétrica, e com direção da foliação N30E que muito provavelmente representa uma clivagem plano-axial desta dobra. Tal dobra se diferencia daquelas da fase D_1 pela maior escala, e com o auxílio de fotografias aéreas interpreta-se esta dobra como um antiformal inclinado com eixo mergulhando para sul.

As relações de contato do Domínio Central (ou Complexo Lagoa da Vaca) com os outros dois domínios são de caráter preferivelmente tectônico do que intrusivo. Pela geometria dos elementos planares e lineares da fase D_1 entende-se que o contato entre os Domínios Leste e Central é marcado por uma rampa frontal a oblíqua, enquanto que o contato entre os Domínios Central e Oeste por rampa preferencialmente lateral (relação geométrica entre os elementos plano-lineares da Fase D_2).

Efeitos da fase D_3 são vistos na interface dos domínios leste e central (na porção norte da área) e são representados por uma falha rúptil-dúctil de alto ângulo, com direção N30E, marcada por uma rocha cataclásica de coloração verde, granulometria muito fina (afanítica) e bastante venulada. Planos de fraturas estão comumente presentes e em alguns deles ocorrem estrias de quartzo, que podem servir como indicadores de movimento denotando movimentação oblíqua. Sob microscópio esta rocha possui uma composição quartzo-feldspática, onde os resquícios dos maiores grãos encontram-se bastante fraturados e com extinção ondulante; geminação mecânica em grãos de plagioclásio é comum. Os grãos de maiores dimensões encontram-se numa matriz microfanerítica quartzo-feldspática, sendo esta textura característica de cataclasitos.

Efeitos de tectônica rúptil são também vistos nos anortositos, por meio da presença de falhas que têm rejeitos centimétricos bem marcados pelo deslocamento de camadas máficas. Tal fase pode ser uma progressão de D_2 em nível crustal mais raso.



Figura 4.7 - Dobra de arrasto apresentando a inflexão dos planos de foliação e lineações da fase D_1 (em azul) para a zona de cisalhamento dextral, cujos elementos estruturais correspondem a fase D_2 e estão representados em vermelho. Símbolos: Le = lineação de estiramento e Lm = lineação mineral.

Acredita-se que as relações de paralelismo entre as diversas fases são devido basicamente ao aproveitamento de estruturas antigas previamente formadas, fato comum em muitos terrenos metamórficos.

4.4 - METAMORFISMO

4.4.1 - Domínio Leste

A assembléia mineralógica dos granulitos é representada principalmente por plagioclásio-hiperstênio-diopsídio-hornblenda, ou seja uma associação típica da fácies granulito (Yardley, 1989), ocorrendo unicamente neste domínio. Nos outros dois domínios, notadamente, o grau metamórfico é inferior, seja devido a fenômenos de retrogressão ou pela própria impressão do metamorfismo.

Os granulitos mais a leste do Riacho da Vargem, fora da área mapeada, apresentam uma mineralogia dada por granada, plagioclásio e clinopiroxênio, caracterizando a fácies granulito de alta pressão (Yardley, 1989). Texturas de simplectitos são vistas em lâmina, e correspondem à formação de cristais de ortopiroxênio e plagioclásio ao redor de grãos de granada. Mais periféricamente a este arranjo ocorrem cristais de clinopiroxênio. Harley (1989) considera que tais texturas em granulitos máficos podem ser expressas pelas reações:



e



Segundo este autor, tais texturas indicam caminhos P-T retrogressivos a partir de condições metamórficas pico, e caracterizam uma descompressão rápida com pouco resfriamento (descompressão isotérmica - ITD), situando-se num intervalo de 5 a 7 Kbars de pressão e temperaturas de aproximadamente 820° C. Harley (1989) aponta ainda que a trajetória ITD é característica de processos de soerguimento e erosão de crosta continental, que foi espessada por colisão.

Localmente, na porção centro-sul da área, próximo à região de charneira da dobra de arrasto e à transição para a Faixa Caldeirão, os granulitos apresentam uma coloração verde mais intensa, com presença de grande quantidade de *ribbons* de quartzo. Os grãos de plagioclásio encontram-se saussuritizados e os de piroxênio comumente exibem "filmes" de bastita. Hornblenda ocorre como uma fase mais abundante do que os piroxênios e normalmente os substitui. Clorita aparece associada com grãos de magnetita. Cristais de epidoto e zoisita ocorrem como fases acessórias. Esses dados revelam uma retrogressão metamórfica da fácies granulito para a fácies anfíbolito e posteriormente para a fácies xisto verde, esta de expressão local.

Os diques de metadiabásio, no caso os do subtipo II, têm como paragênese principal hornblenda - plagioclásio - clinopiroxênio - hiperstênio e texturas granoblásticas. Tal textura e a presença de hiperstênio poligonal podem indicar que tais diques foram reequilibrados em condições de alto grau, atingindo a fácies granulito (Yardley, 1989).

Os diques noríticos possuem assembléia mineral ígnea e textura cumulática ainda muito bem preservadas, e não apresentam foliação. No entanto, tem-se a presença de cristais de hornblenda marrom formando núcleos de textura granoblástica ao redor de cristais de piroxênio, ou mesmo formando coronas. Em ocorrências próximas à Faixa Caldeirão estes diques apresentam uma diminuição na granulometria e maior fragmentação dos cristais de olivina, além de um aumento de cristais de hornblenda. Cristais de biotita às vezes apresentam-se deformados e suas linhas de clivagem por vezes são preenchidas por minerais opacos, que parecem ter crescido contemporaneamente à deformação.

4.4.2 - Complexo Lagoa da Vaca ou Domínio Central

As rochas do complexo possuem uma mineralogia essencial representada predominantemente por hornblenda e plagioclásio. Algumas das lâminas estudadas, em suas porções mais máficas, apresentam cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio com presença de simplectitos de plagioclásio-ortopiroxênio-minerais opacos. Estes simplectitos são circundados por grãos de clinopiroxênio e hornblenda que são manteados por grãos de ortopiroxênio de forma poligonal. Não foi observada a presença de granada e acredita-se que este mineral tenha sido totalmente consumido pela reação, hipótese esta assumida com base em observações nos granulitos enderbíticos, onde se

nota que os simplectitos possuem ou não cristais de granada adjacentes.

Harley (1989) descreve que em granulitos máficos sem a presença de quartzo, simplectitos de ortopiroxênio-plagioclásio podem ser formados através de um aumento na a_{SiO_2} pela reação com gnaisses félsicos vizinhos ou uma fase fluida, ou líquidos gerados por fusão.

Sendo assim, e considerando-se uma trajetória ITD para a formação desses simplectitos, uma reação simplificada de desidratação pode ser expressa, segundo Harley (1989) como:



No entanto, segundo este mesmo autor, os simplectitos resultantes das reações envolvendo anfíbólio conteriam fases de óxidos de Fe-Ti em adição ao ortopiroxênio-plagioclásio, e corresponderiam não somente a um efeito de descompressão isotérmica, mas também poderiam ser interpretados como efeitos de oxidação sobre assembléias de granada + clinopiroxênio, ou seja, variações nas condições de $f\text{O}_2$. Talvez este seja o caso encontrado nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca. Todavia isto requer estudos num nível maior de detalhe petrográfico e de química mineral, como apontado por Harley (1989).

A paragênese mineral predominante nas rochas do complexo é hornblenda mais plagioclásio, onde a primeira forma-se comumente às expensas de grãos de clinopiroxênio. Tal assembléia é típica de rochas máficas em fácies anfíbolito (Yardley, 1989).

Os litotipos ultramáficos, tanto os lherzolitos como os anfíbólio-metaperidotitos, apresentam restos de uma mineralogia ígnea que por vezes encontra-se intensamente serpentinizada, principalmente os grãos de olivina e ortopiroxênio, onde neste último também nota-se a formação de bastita. A formação de brucita não foi identificada; do mesmo modo não se levou em consideração perda ou ganho de volume da rocha. Assim, entende-se que o processo de serpentinização obedeceu a uma reação como abaixo:



A paragênese principal é representada por antigorita, olivina, ortopiroxênio e espinélio marrom nos lherzolitos, e antigorita, olivina, ortopiroxênio, anfibólio e hercinita nos anfibólio-metaperidotitos.

Este domínio evidencia efeitos de condições metamórficas em fácies anfibolito, cujo pico deu-se na fácies granulito, representado por grãos de ortopiroxênio e por simplectitos deste mesmo mineral nas camadas máficas das rochas do complexo. Posteriormente, teve-se um reequilíbrio e estabilidade em fácies anfibolito, evidenciada pela formação de hornblenda as expensas de clinopiroxênio nas rochas do complexo, e de antigorita e anfibólio nos litotipos ultramáficos. Nestas últimas rochas não se pôde definir com clareza se condições pico de metamorfismo (fácies granulito) foram alcançadas, porém é certo que no mínimo algumas delas sofreram metamorfismo em fácies anfibolito.

Nas rochas do complexo ainda é comum encontrar agregados de clorita e epidoto (não ultrapassando 5% em proporção modal), o que indica condições de retrometamorfismo em fácies xisto-verde.

4.4.3 - Domínio Oeste

Os gnaisses deste domínio apresentam comumente textura granoblástica; sua composição mineralógica base é dada por quartzo, plagioclásio e microclina. Esta assembléia mineralógica essencial pode estar variavelmente associada com a(s) seguinte(s) fase(s) mineral(ais):

- (1) diopsídio - hornblenda
- (2) hornblenda - biotita
- (3) granada
- (4) clorita - epidoto

Tais associações não seguem qualquer padrão em escala de mapeamento, porém refletem condições de fácies metamórficas distintas, onde algumas podem representar resquícios de fácies metamórficas mais antigas e de mais alto grau (assembléia 1), ou por vezes marcar efeitos da interação entre deformação e metamorfismo (assembléia 2, onde tem-se a transformação de hornblenda para biotita em rochas que formam tectonitos LS).

A ocorrência de granada é restrita e frequentemente acompanhada da presença de cristais de mesopertita e pertitas. Como dito anteriormente este mineral em certas porções de granulometria mais grossa chega a atingir 1,0 centímetro de tamanho.

A assembléia 4 tem ocorrência mais ampla e representa tipicamente uma assembléia de fácies xisto-verde. Geralmente, as rochas com esta paragênese mineral apresentam-se bastante venuladas, onde tais vênulas dipõem-se discordante da foliação, o que pode evidenciar que a fácies xisto-verde incidiu durante uma possível transição de condições rúpteis-dúcteis.

4.5 - METAMORFISMO x DEFORMAÇÃO

Tentar-se-á aqui tecer algumas considerações a partir dos dados obtidos sobre a evolução tectono-metamórfica da área estudada, tendo como base comparações com a bibliografia relativa a terrenos gnáissicos de alto grau, principalmente referentes ao Cinturão Limpopo (África) e Índia que possuem também complexos gabro-anortosíticos (complexo de Messina e Sittampundi, respectivamente).

Admite-se que imperavam condições de fácies anfibolito/granulito quando da formação das estruturas relacionadas à fase de deformação D_1 , representadas pela foliação S_1 e lineação L_1 , assim como pelas dobras nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca. Isto é vislumbrado pela análise microscópica de dobra intrafolial de pequena escala em um nível máfico de um anortosito bandado, cujos grãos de anfibólio na região de charneira não apresentam qualquer tipo de deformação, indicando provavelmente que o pico de metamorfismo se deu após o dobramento.

Talvez isso também seja evidenciado pelos diques máficos que cortam o plano de foliação S_1 , e onde alguns deles, no caso os diques de metadiabásio (subtipo II), exibem texturas granoblásticas com mineralogia da fácies granulito, indicando portanto que condições de pico metamórfico foram alcançadas após a formação do plano de foliação S_1 . Como tais diques ocorrem nos três domínios lito-estruturais, estes marcam uma idade mínima para esses domínios, bem como uma trajetória metamórfica em comum, ou seja, os três domínios possivelmente passaram por condições metamórficas pico de facies granulito.

Posteriormente, acredita-se que tenha havido um evento de decompressão das assembléias de fácies granulito, tanto nos granulitos enderbíticos/jotuníticos do Domínio Leste como nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca, ilustrado pela presença de texturas de simplectitos de ortopiroxênio e plagioclásio. Associado a este efeito de decompressão tem-se o primeiro evento retrogressivo, ou seja, um retorno à fácies anfíbolito. As texturas de simplectitos das rochas do Complexo Lagoa da Vaca (com magnetita além de ortopiroxênio e plagioclásio), entretanto, não necessariamente caracterizam um efeito de decompressão isotérmica mas podem, alternativamente, retratar um aumento na fO_2 , conforme exposto em Harley (1989).

Considerando-se que a fase D_1 caracteriza uma trajetória metamórfica de decompressão isotérmica (ITD), possivelmente relacionada a ambientes de espessamento e(ou) colisão crustal, e ainda, admitindo-se um modelo de deformação progressiva, sugere-se que a fase D_2 , caracterizada por assembléias metamórficas de mais baixo grau no Domínio Oeste, represente a componente final de escape tectônico, absorvendo a deformação por meio de zonas de cisalhamento tipo transcorrente. Isto se daria num nível crustal um pouco mais superior, cujo limite mais raso seria marcado pelo aparecimento de estruturas relativas a fase D_3 de condições rúptil-dúcteis, caracterizada pela formação de cataclasitos entre os Domínios Leste e Central, microfalhas de rejeito normal nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca e metamorfismo em condições de fácies xisto verde.

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

5.1 - INTRODUÇÃO

Realizado o estudo petrográfico, foram selecionadas amostras do conjunto anortosito-leucogabro (Complexo Lagoa da Vaca) e rochas associadas, entre elas os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso (pertencentes ao Domínio Central) e os granulitos (pertencentes ao Domínio Leste). As fases minerais investigadas foram: plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e espinélios.

O número de análises realizadas para cada espécie mineral nos três litotipos estudados são apresentados no quadro abaixo:

	Anortosito-leucogabro	Granulito	Peridotito
Plagioclásio	38	10	
Anfibólio	30	12	05
Clinopiroxênio	18		
Ortopiroxênio	03	11	35
Olivina			13
Espinélios			31
Total	89	33	84

Todas as análises foram realizadas na microsonda CAMECA SX 50 do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), onde foram determinados os percentuais em peso dos principais óxidos e os percentuais catiônicos.

As análises objetivaram a determinação da composição química dos minerais do Complexo Lagoa da Vaca e rochas associadas, comparação de parâmetros geoquímicos dentro do Complexo Lagoa da Vaca e identificação de possíveis relações de cogeneticidade entre este e os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso.

5.2 - COMPLEXO LAGOA DA VACA

Para o estudo deste complexo foi feita uma amostragem transversalmente ao bandamento/foliação do mesmo, de leste para oeste, tentando-se assim identificar alguma variação composicional em relação a sua espessura aparente.

5.2.1 - Plagioclásios

Os grãos analisados são hipidiomórficos e têm granulometria que varia de fina a média. Foram analisadas 6 amostras do conjunto anortosito-leucogabro e os dados são apresentados na Tabela 1 no Anexo 2.

O conteúdo da molécula de anortita (An) nos plagioclásios varia de 61,03 a 70,61% (na média para cada amostra), que os caracterizam como labradorita.

Como já dito anteriormente, o complexo foi amostrado transversalmente à sua espessura aparente, sendo coletado um total de 4 amostras neste perfil. A partir do estudo comparativo de tais amostras notou-se que o teor de anortita diminui das bordas para o centro da área de exposição dos anortositos, variando em média de An₆₇ nas amostras de borda (UA-EO 01 e UA-EO 04) para An₆₂ nas amostras das porções centrais (UA-EO 02 e UA-EO 03).

5.2.2 - Anfibólios

A maioria dos grãos analisados tem de forma subédrica e granulometria fina. A Tabela 2 (Anexo 2) apresenta os resultados das 5 amostras estudadas.

A composição dos grãos analisados varia de magnésio hornblenda a hornblenda edenítica (Fig. 5.1) conforme classificação de Leake (1978). Quando em contato com grãos de piroxênio, a química dos anfibólios revela um maior enriquecimento em Na₂O, TiO₂ e FeO.

A análise comparativa das amostras que foram coletadas transversalmente ao complexo, mostra que a razão MgO/FeO e o conteúdo de TiO₂ nos anfibólios aumentam para as bordas do complexo, o que é acompanhado também pelo aumento no teor de anortita nos grãos de plagioclásio, como mencionado oportunamente.

As variações observadas tanto no teor de anortita dos grãos de plagioclásio, quanto na razão MgO/FeO de grãos de anfibólio, juntamente com as estruturas indicativas de topo e base no complexo (acamamento gradacional e estrutura de *slumping*), podem sugerir muito

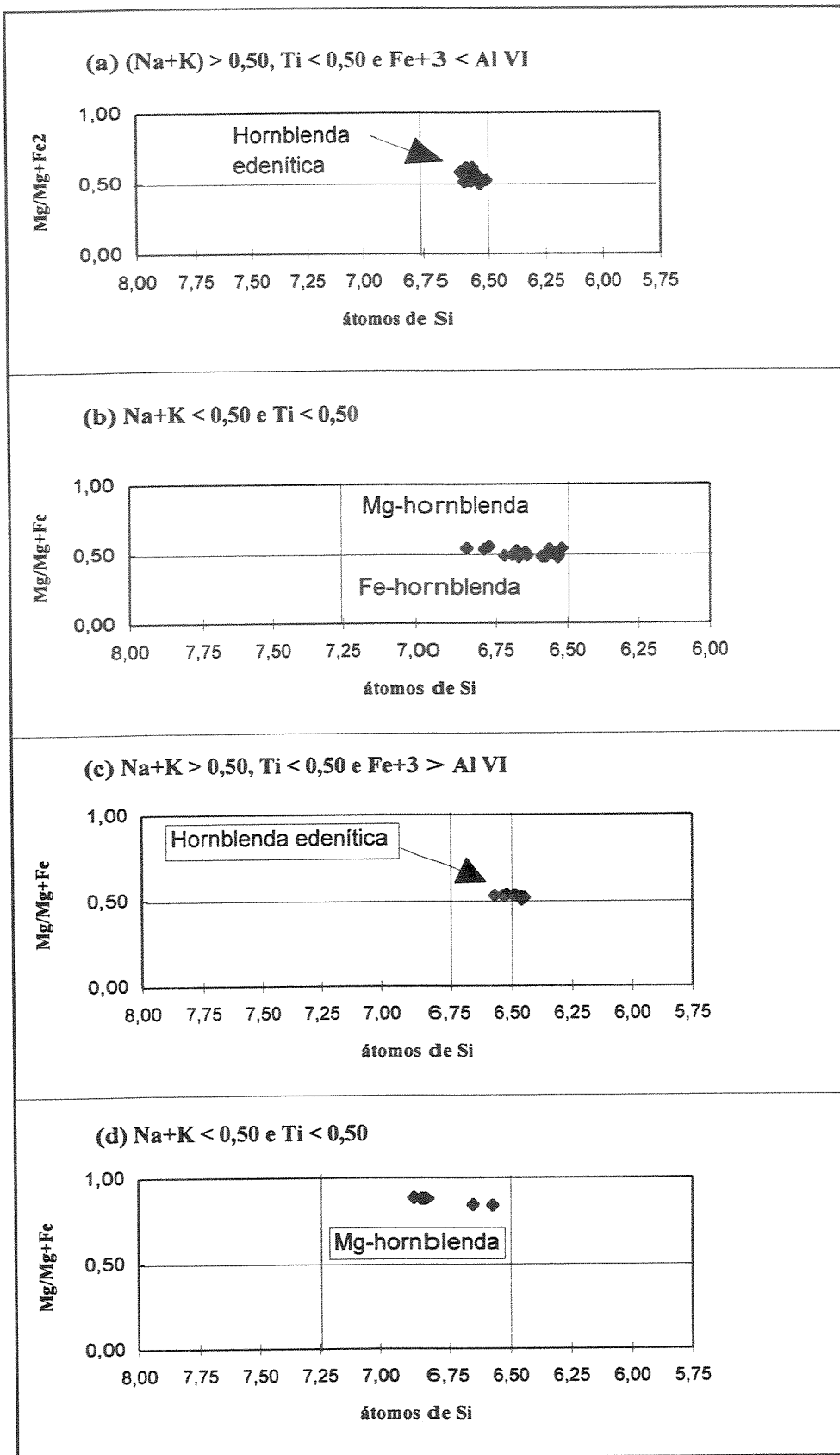


Figura 5.1 - Classificação de anfibólios cálcicos (Leake, 1978) para as rochas da Faz. Lagoa da Vaca: (a) granulitos, (b) e (c) anortositos e (d) litotipos ultramáficos.

preliminarmente que a diferenciação do corpo se deu das porções mais externas para as internas da área de exposição do complexo. Contudo é necessário levar-se em consideração que dobras métricas presentes nas rochas do complexo em pauta podem modificar as relações de topo e base das camadas.

5.2.3 - Piroxênios

Foram estudadas 4 amostras e os grãos de piroxênios analisados são do tipo clinopiroxênio e ortopiroxênio (Tabela 3, Anexo 2). Os cristais de clinopiroxênio são hipidiomórficos de granulometria fina, tratando-se de salita-augita e ferroaugita (Fig. 5.2). Sua composição varia de En_{35-39%}, Fs_{17-20%} e Wo_{40-48%}.

Os grãos de ortopiroxênio ocorrem como cristais de forma poligonal ou formando intercrescimentos simplectíticos com plagioclásio (ver Fig. 3.7). Os simplectitos de ortopiroxênio analisados apresentam um alto conteúdo de FeO em relação ao MgO (En_{50-52%}, Fs_{47-49%} e Wo_{0,5-1%}).

5.3 - LITOTIPOS ULTRAMÁFICOS DE POSICIONAMENTO DUVIDOSO

Foram analisadas 6 amostras da parte sul, central e norte da área mapeada, assim como de litotipos semelhantes coletados fora da área de estudo, para fins de comparação. Tais rochas apresentam um forte processo de serpentinização e as análises químicas, principalmente dos cristais de olivina, consistiram na investigação de resquícios de grãos. As Tabelas 4, 5, 6 e 7 (Anexo 2) mostram as porcentagens em peso de óxidos e a proporção atômica para os grãos de olivina, piroxênio, anfibólio e espinélio, respectivamente.

5.3.1 - Olivinas

Nas rochas com textura granoblástica (anfibólio-metaperidotitos) os grãos encontram-se muito fragmentados, ocorrendo como pequenas "ilhas" em meio a grãos de anfibólio. O conteúdo de forsterita (Fo) varia de Fo₈₄ a Fo₈₇ (Fig. 5.2).

Em rochas com textura cumulática (peridotitos) as olivinas constituem uma fase cumulus, possuindo uma granulometria fina e forma geralmente arredondada, sendo

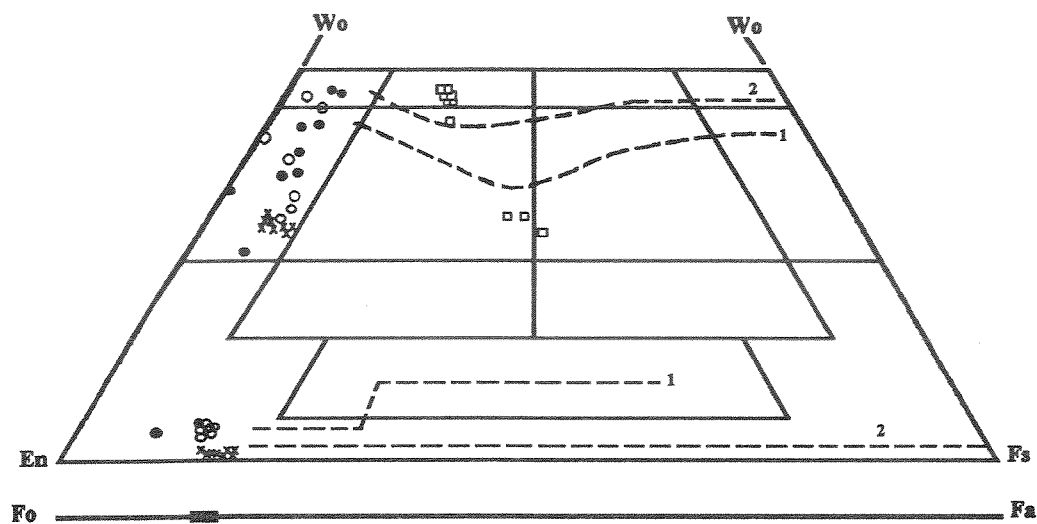


Figura 5.2 - Quadrilátero dos piroxênios mostrando a variação composicional dos grãos analisados. Símbolos: círculo fechado- litotipos ultramáficos fora da área de estudo, círculos abertos- peridotitos com texturas cumuláticas, X- anfibólio-metaperidotito com texturas granoblásticas e quadrados- rochas anortosíticas do Complexo Lagoa da Vaca. Linhas tracejadas representam trends de diferenciação para as rochas do Complexo Skaegaard: linha (1) solidus e linha (2) subsolidus. A reta abaixo do quadrilátero apresenta a variação composicional dos grãos de olivina dos litotipos ultramáficos.

frequentemente bordejada por cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio. Seus teores de Fo são semelhantes aqueles de rochas anfibólio-peridotíticas, apresentando, todavia, valores pouco mais baixos nos teores de SiO₂ e de MgO, refletindo talvez a transferência desses constituintes para a formação de novos minerais durante o processo de serpentinização.

5.3.2 - Piroxênios

Nas rochas peridotíticas os grãos de clinopiroxênio representam clinoenstatita a endiopsídio (Fig. 5.2), cuja composição varia de En_{50-62%}, Fs_{0-8%} e Wo_{30-46%}. Cristais de ortopiroxênio têm composição de En_{82-85%}, Fs_{12-13%} e Wo_{2-4%}. Tais grãos ocorrem comumente circundando cristais de olivina, e representam uma fase pós-cumulática, onde os cristais de clinopiroxênio por vezes apresentam uma relação temporal mais tardia como abordado no capítulo 3.

Em rochas anfibólio-peridotíticas ocorrem apenas grãos de ortopiroxênio, com forma anédrica que apresentam uma forma poligonal e granulometria predominantemente média. Quando comparados com os grãos das rochas peridotíticas apresentam um aparente decréscimo nas quantidades de Cr₂O₃, provavelmente refletindo a transferência desse constituinte para a formação dos grãos de outros minerais (p.ex. anfibólio) durante o metamorfismo.

5.3.3 - Anfibólios

Ocorrem apenas nas rochas anfibólio-peridotíticas, possuindo forma subédrica a euédrica e granulometria fina a média; alguns cristais possuem hábito prismático. Frequentemente também ocorrem como inclusões em cristais de ortopiroxênio, mas estes não foram analisados. Se assemelham muito a composição de hornblendas de rochas ultrabásicas, que caracteristicamente apresentam um teor mais elevado de MgO em relação ao CaO e redução em teores de K₂O. Segundo Leake (1978), classificam-se como magnésio-hornblenda (Fig. 5.1).

5.3.4 - Espinélios

A coloração dos espinélios permite dividi-los em dois tipos: (a) os de cor marrom e (b) os de cor verde.

Nas rochas peridotíticas os grãos analisados são de cor marrom, forma anédrica a euédrica com hábito quadrático e granulometria muito fina. Ocorrem geralmente como grãos

isolados, por vezes inclusos em cristais de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio, mas em alguns locais formam aglomerados. Apresentam uma razão média $Cr/(Cr+Al)= 0,36$ e $Fe/(Fe+Mg)= 0,54$.

Em rochas anfibólio-peridotíticas os espinélios exibem cor verde, forma anédrica a subédrica ocorrendo de modo disperso na rocha, com razão média $Cr/(Cr+Al)$ da ordem de 0,11 e $Fe/(Fe+Mg)= 0,37$. Quando comparados com espinélios das rochas peridotíticas apresentam um teor de Al_2O_3 , MgO e NiO mais elevados, refletindo possivelmente ganhos e perdas relativos de constituintes pela desestabilização do espinélio ou de fases silicáticas primárias, tais como olivina e ortopiroxênio.

5.4 - GRANULITOS

5.4.1 - Plagioclásios

Constituem a fase mineral predominante e compreendem cristais de granulometria predominantemente média, forma anédrica a subédrica, onde alguns grãos apresentam geminação mecânica e(ou) extinção ondulante. O teor médio de anortita é da ordem de 36,85% que os classifica como andesina (Anexo 2 - Tabela 8).

5.4.2 - Anfibólios

Foram analisadas duas amostras onde os grãos ocorrem de duas formas distintas. A forma mais frequente é bordejando grãos de ortopiroxênio, e subordinadamente bordejando grãos de magnetita. Na classificação de Leake (1978) plotam no campo da hornblenda edenítica (Fig. 5.1; ver Anexo 2 - Tabela 9).

5.4.3 - Piroxênios

Os grãos de clinopiroxênio e ortopiroxênio analisados geralmente possuem uma granulometria que varia de fina a média, e forma comumente hipidiomórfica. A análise dos mesmos, em uma única amostra, mostrou que a composição dos clinopiroxênios varia de salita a augita ($En_{31-34\%}$, $Fs_{22-23\%}$ e $Wo_{44-46\%}$), e a de ortopiroxênios plota no campo da ortoferrossilita (Fig. 5.2) com composição de $En_{42-44\%}$, $Fs_{54-56\%}$ (Anexo 2 - Tabela 10).

5.4 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O COMPLEXO LAGOA DA VACA E ROCHAS ASSOCIADAS

Considerações sobre relações de cogeneticidade entre o Complexo Lagoa da Vaca e os litotipos ultramáficos associados, podem ser inferidas a partir da composição química de seus minerais.

Na Figura 5.2 foram plotadas as composições de piroxênios dos anortositos do Complexo Lagoa da Vaca e dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso. Nota-se claramente uma lacuna composicional entre os piroxênios destes dois grupos de rochas, quando comparados com *trends* de diferenciação ígnea do Complexo Skaegaard (Fig. 5.2, linhas 1 e 2). A partir disso, há três possibilidades de interpretação para este fato:

- (a) não amostragem de termos composicionalmente intermediários,
- (b) relações cogenéticas mas não consanguíneas, e
- (c) relações de não cogeneticidade e não consangüinidade

A possibilidade (a) é aqui colocada levando-se em consideração que a falta de afloramentos, bem como a extensa cobertura de solo na área de exposição dos litotipos ultramáficos tenham incapacitado a observação e amostragem de possíveis termos composicionalmente intermediários.

A hipótese (b) baseia-se na possibilidade da existência de magmas parentais composicionalmente diferentes, como já sugerido para complexos semelhantes em outros continentes. Estudos experimentais de Irvine & Sharpe (1986) confirmaram as proposições de Irvine *et al.* (1983), Tood *et al.* (1982) entre outros, de que os complexos de Stillwater e Bushveld originaram-se pela mistura de dois magmas parentais distintos, um magma tipo-A e um magma tipo-U. Tais tipos de magmas desenvolveriam, respectivamente, séries de rochas dada por: (1) anortosito - troctolito - olivina-gabro - gabronorito e (2) harzburgito - bronzitito - norito - gabronorito. A cristalização de cromita seria favorecida pela mistura desses dois tipos de magmas.

Tal idéia poderia ser aplicada para o Complexo Lagoa da Vaca, assumindo um magma parental tipo-A, ou como proposto para os anortositos do complexo Fiskenaeset, um magma parental hidratado e de natureza tholeiítica altamente aluminosa (Steele *et al.*, 1973; *in* Hall *et al.*,

1990), enquanto que os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso derivariam de uma magma tipo-U.

A última consideração, relativa a não cogeneticidade e não consangüinidade entre os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso e os anortositos do Complexo Lagoa da Vaca, pode ser especulada pela comparação da química dos piroxênios destes litotipos ultramáficos (Fig. 5.2) com alguns peridotitos localizados fora da área de mapeamento (dentro do Bloco de Uauá), e que não ocorrem associados com anortositos, mas sim encaixados em gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos. Além da grande semelhança na composição dos piroxênios de tais grupos de rochas, os peridotitos localizados fora da área mapeada são textural e mineralogicamente semelhantes aos da região da Fazenda Lagoa da Vaca, sugerindo que tais rochas possam ser geneticamente não relacionadas aos anortositos.

Os espinélios são fases minerais importantes e são usados como indicadores da evolução petrogenética de magmas e, além disso, de grande interesse econômico em complexos ígneos de natureza diversa. Tais fases minerais não foram identificadas nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca, apenas pouquíssimos grãos de magnetita, considerados como traços. No entanto os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso apresentam espinélios como fases minerais acessórias e algumas considerações podem ser feitas.

A primeira baseia-se no trabalho de Arai (1994) que, com base na relação entre o teor de forsterita em olivinas e a razão $Cr^* = Cr/(Cr+Al)$ de espinélios, observou que os peridotitos residuais de diversos ambientes geológicos apresentam uma distribuição regular definida como OSMA (olivine-spinel mantle array; Fig. 5.3). Corpos submetidos a processos de cristalização fracionada mostram uma tendência de decréscimo no teor de forsterita para valores praticamente constantes de Cr^* (letra B na Fig. 5.3). Peridotitos residuais, que sofreram recristalização sub-solidus ou foram submetidos a metassomatismo, mostram tendências distintas (letras A e B na Fig. 5.3). Magmas ultrabásicos primitivos, como os que formam os picritos, plotam próximo mas não no campo OSMA.

Quando plotados no diagrama de Arai (1994), os pares de espinélios e olivinas das porções com textura cumulática dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso situam-se a direita do campo OSMA, e mostram uma pequena variação de Cr^* a valores praticamente constantes de forsterita. Nas porções com textura granoblástica, claramente metamorfisados em fácies anfibolito a granulito, os espinélios apresentam valores bastante baixos de Cr^* e as

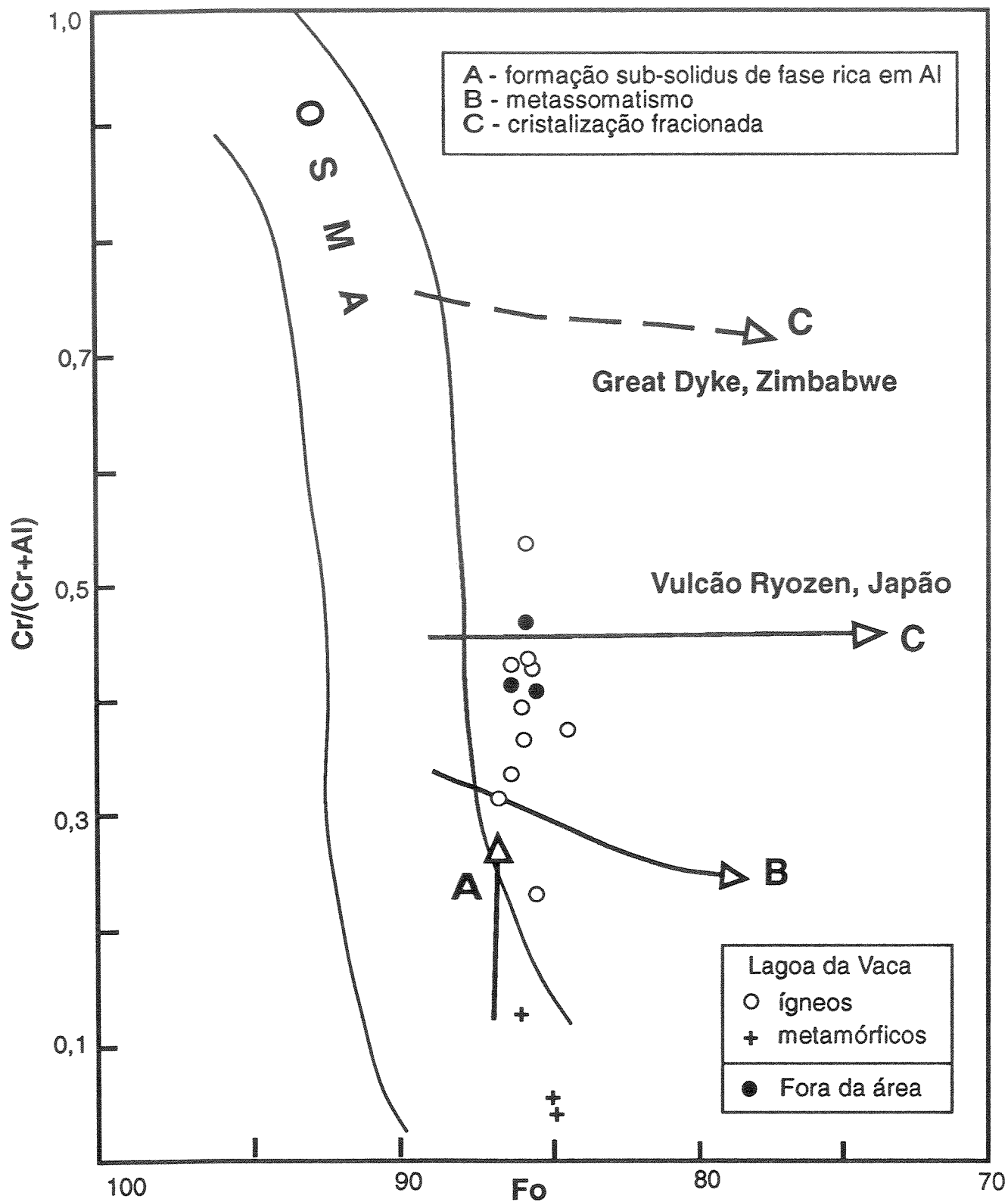


Figura 5.3 - Relações entre espinélios e olivinas dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso do Complexo Lagoa da Vaca e litotipos ultramáficos fora da área mapeada. Campo OSMA e tendências evolutivas, segundo Arai (1994).

olivinas são composicionalmente semelhantes àquelas das porções com textura cumulática, mostrando que com o metamorfismo os espinélios ficaram mais aluminosos.

A combinação das informações acima com o modo de ocorrência destes litotipos ultramáficos em fotografias aéreas e no campo, isto é, associados ora com gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos, ora com as rochas do Complexo Lagoa da Vaca e ainda dispendo-se na maioria das vezes como faixas (ou diques?) relativamente estreitas e dobradas, sugere que essas rochas possam representar produtos pouco fracionados da cristalização de um magma ultrabásico relativamente primitivo, como apontado por Arai (1994).

CAPÍTULO 6 - GEOCRONOLOGIA

6.1 - INTRODUÇÃO

A presença de anortositos no Complexo Lagoa da Vaca, descrito e caracterizado por Carvalho Filho *et al.* (1981) sugeriu que o estudo geocronológico destas rochas, tidas como topo da sequência magmática, poderia fornecer uma idade mínima para o complexo, dado este inédito para a geologia da região. Devido ao tipo de amostragem e facilidades laboratoriais encontradas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, as rochas do Complexo Lagoa da Vaca foram investigadas pelo método Pb-Pb em rocha total, que proporciona informações acerca da idade e gênese da rocha.

Com o decorrer do mapeamento geológico e a caracterização do domínio leste, representado por granulitos de composição básica semelhantes aos que ocorrem nas proximidades de Uauá, se teve a oportunidade também de conduzir um estudo geocronológico nessas rochas, utilizando o método de evaporação de Pb-Pb em monocristal de zircão. A partir disso, poderia se ter um quadro geocronológico mais consistente, principalmente pelas datações já disponíveis para a região, o que proporcionaria comparações e discussões de eventos.

Ambos os tipos de amostras foram analisados em um espectômetro de massa VG ISOMASS 54E, utilizando um detetor Daly, para o método de evaporação de Pb-Pb em cristal de zircão (pois o sinal de Pb emitido é muito fraco), e um detetor Faraday em modo de monocoleção para o método Pb-Pb em rocha total.

6.2 - MÉTODO DE EVAPORAÇÃO Pb-Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

Este método permite a utilização de uma quantidade reduzida tanto de amostra como de grãos de zircão, bem como ainda dispensa o prévio tratamento químico das amostras, reduzindo riscos de contaminações.

A metodologia usada foi aquela modificada por Olzewski *et al.* (1990; *in* Gaudette *et al.*, 1993), a partir do método elaborado por Kober (1986). Esse tipo de estudo no Brasil vem sendo implantado e descrito no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa, e o trabalho pioneiro deve-se Gaudette *et al.* (1993).

A diferença entre o método utilizado e aquele desenvolvido por Kober (1986) é a substituição do filamento duplo de rênio por um filamento simples, que é utilizado tanto para a evaporação como para a ionização do Pb.

Gaudette *et al.* (1993) apontam que os resultados obtidos através de um estudo comparativo pelo método do filamento simples (MFS) são bastante concordantes com os dados conseguidos por métodos como U-Pb. Além disso, zircões de uma mesma amostra datados pelo MFS em espectômetros de massa diferentes (condições laboratoriais distintas, apresentam uma concordância entre os resultados obtidos.

Macambira & Scheller (1994) realizaram um estudo comparativo em zircões do Granodiorito Rio Maria, sul da Província de Carajás, utilizando os seguintes métodos: U-Pb em frações multigrãos, U-Pb em monocristal, U-Pb em monocristal polido, e o método do filamento simples (MFS) por evaporação de chumbo. Tais autores concluem que o método de evaporação é mais rápido, simples e evita contaminações quando comparado aos métodos de U-Pb. Apesar disso, também citam duas deficiências: (1) o método de evaporação fornece idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ faltando uma referência para que se avalie se é a idade de cristalização, e (2) os resultados mais satisfatórios são conseguidos em rochas arqueanas levemente metamorfisadas, enquanto que em rochas de idade proterozóica os resultados podem ser complexos e de difícil interpretação. Por outro lado, os métodos U-Pb fornecem bons resultados em rochas num amplo espectro de idades, e ainda indicam com mais confiabilidade a idade de cristalização.

No entanto, Cocherie *et al.* (1992) num estudo comparativo entre o método de evaporação de Pb e outros métodos, como Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb, em granitos Hercinianos da Córzia (França) apontam uma maior precisão do método de evaporação, e ainda o apresentam como uma poderosa ferramenta em tempos até o Herciniano (Período Carbonífero).

Também num estudo comparativo com zircões hidrotermais de quatro depósitos de ouro do distrito de Val d'Or, greenstone belt do Abitibi (Canadá), Kerrich & Kyser (1994) demonstram a boa correlação do método de evaporação (idades de 2683 ± 20 Ma a 2703 ± 4 Ma) com os métodos U-Pb obtido por SHRIMP (sensitive high resolution ion microprobe) e U-Pb

concordante, que forneceram idades respectivamente, variando de 2680 a 2700 Ma, e 2693 ± 2 Ma. Todas as idades são tidas como representando o evento primário de mineralização.

6.2.1 - Separação dos zircões

O processo de separação usado foi aquele desenvolvido nos laboratórios de preparação de amostras para estudos de tipologia do zircão no Instituto de Geociências da Unesp-Rio Claro, e pode resumidamente ser assim descrito:

1 - Britagem das amostras e moagem em moinho de rolo, obtendo-se assim uma dimensão máxima do grão de 3,0 mm.

2 - Peneiramento da fração britada em peneiras de malha 100 e 140 mesh obtendo-se duas frações nos seguintes intervalos: entre 100-140 mesh (recolhida na peneira 140) e outro menor do que 140 mesh, esta última sendo recolhida no prato de metal.

3 - Bateamento mecânico das duas frações obtidas.

4 - Primeira separação dos minerais magnéticos através do imã, para cada intervalo de granulometria. Com isso obtém-se dois frascos com frações não-magnéticas (um para cada intervalo de granulometria) e dois frascos com frações magnéticas.

5 - Os frascos com as frações não magnéticas vão para o separador magnético tipo Frantz, com uma inclinação frontal de 8° e inclinação lateral de 20° . A corrente é de 0,5 Å. As novas frações magnéticas obtidas desta separação são redepositadas nos frascos das frações magnéticas do item 4. No caso da fração mais fina, inferior a 140 mesh, o procedimento é de acordo com o sub-ítem 5.1.

5.1 - A fração inferior a 140 mesh é passada duas vezes pelo separador magnético. A primeira vez numa corrente de 0,5 Å e depois, somente a fração magnética é repassada numa corrente de 1,5 Å.

6 - A partir deste ponto, com as frações não magnéticas já separadas, inicia-se a separação dos minerais pesados com uso de bromofórmio, de acordo com o esquema apresentado por Suguio (1968).

6.2.2 - Preparação dos zircões para análise

Após a separação dos minerais pesados, a identificação e separação dos grãos de zircão é feita visualmente com auxílio de lupa.

Os grãos de zircão escolhidos e utilizados para datação são previamente descritos de acordo com sua cor, forma, relação comprimento-largura, grau de opacidade e presença de inclusões e/ou fraturas, para que assim se identifique uma ou mais populações. A identificação dessas populações é importante para orientar os estudos geocronológicos, pois quando da presença de mais de uma população todas devem ser estudadas, e os resultados apreciados e comparados.

O grão de zircão escolhido é depositado num filamento de rênio (Re) em forma de canoa, e posteriormente envolvido cuidadosamente pelo filamento, para que quando levado e aquecido no espectômetro de massa alcance uma temperatura uniforme por todo o grão.

6.2.3 - Princípios da técnica de datação por evaporação de Pb em monocristal de zircão

Para se entender a técnica de evaporação de Pb em grãos de zircão, proposta por Kober (1986), é necessário primeiro conhecer a estrutura interna do cristal que armazena diferentes componentes de chumbo (e. g. radiogênico, não-radiogênico). Para isso várias técnicas têm sido empregadas, entre elas a espectrometria de massa por microsonda iônica, instrumental este restrito a poucos laboratórios, além de requerer complicada preparação de amostras e consumo de tempo. A outra técnica é o uso de microsonda eletrônica, onde o trabalho de Hartman *et al.* (1995) descreve o uso de tal técnica no Brasil.

O trabalho de Kober (1986) no entanto, não se baseia nos procedimentos acima descritos, mas sim na separação dos vários componentes de chumbo por meios físico-químicos. De acordo com isso, este autor propõe dois domínios na estrutura do zircão. Um domínio não-cristalino, representado por áreas no cristal de zircão que apresentem corrosão, traços de zonamento e partes metamórficas, onde via de regra os componentes de chumbo têm uma baixa energia de ativação, o que em termos geológicos podem refletir efeitos devido a reimpressões metamórficas, alteração hidrotermal e recristalização, entre outros (Fig. 6.1). O outro seria um domínio cristalino, mais precisamente preservado no centro do cristal, caracterizado por uma maior retenção dos componentes de chumbo (energia de ativação maior). Tais componentes só poderiam ser mobilizados em condições de alto grau de metamorfismo.

Assim, no espectômetro de massa, o aquecimento progressivo do zircão permite liberar os componentes de Pb do cristal de acordo com suas relativas energias de ativação. Deste modo, o próprio fenômeno que causa a complexidade de distribuições de isótopos U/Pb e Th/Pb, é

utilizado para a separação dos componentes de Pb encaixados nos diferentes domínios do zircão.

Se as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do domínio cristalino do zircão supostamente fossem concordantes com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (diagrama concórdia), as primeiras forneceriam a idade de cristalização como um ponto sobre a concórdia. No entanto, tal suposição não pode ser confirmada devido a não determinação dos isótopos de urânio e, portanto, das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

No LGI (Laboratório de Geologia Isotópica) da UFPa a análise consiste no aquecimento progressivo do filamento, cuja temperatura no espectômetro é obtida de maneira indireta, através da medida da amperagem. O aumento da temperatura pode ser especificado para um determinado intervalo de temperatura (no caso de amperagem), onde em cada intervalo é feita uma leitura de um bloco que consiste de seis medidas de razões isotópicas.

As razões isotópicas medidas são $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, sendo que a primeira razão pode caracterizar a presença de chumbo comum presente no mineral, mais precisamente em possíveis inclusões.

Os blocos representados por um círculo preenchido são blocos que possuem razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ maiores que 2500 e são corrigidos da contaminação utilizando as composições isotópicas de Stacey & Kramers (1975). Aqueles blocos com um X são eliminados do cálculo devido os mesmos apresentarem razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 2500, sendo na maioria das vezes as partes mais externas do cristal de zircão, onde geralmente há perda de chumbo, gerando deste modo idades mais baixas do que a idade real.

6.2.4 - Resultados obtidos

A amostra utilizada neste estudo foi um granulito básico localizado no Domínio Leste, no ponto LVMP 32. Foram analisados 8 grãos de zircão de uma população dominante caracterizada por cor rósea, hipidiomórficos e com tamanho de grão menor que 100 mesh (0,098 - 0,062 mm), onde obteve-se um platô que indica uma idade de 3.072 ± 20 Ma (2 sigmas), a partir de dois grãos que melhor se adaptaram ao método (Fig. 6.2).

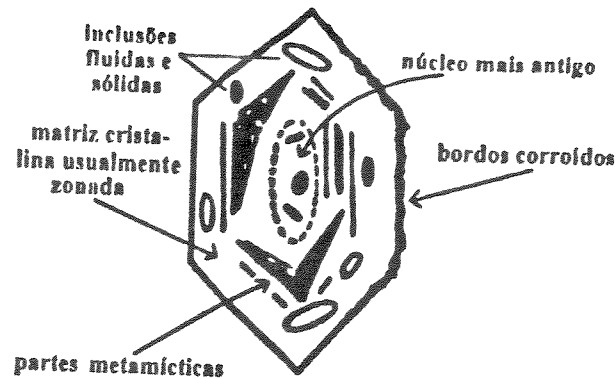


Figura 6.1 - Representação esquemática da estrutura interna de cristais de zircão. Os zircões apresentam frequentemente uma complexa composição que pode variar de grão para grão. O núcleo reliquiar pode estar circundado por material mais jovem. Adaptado de Kober (1986).

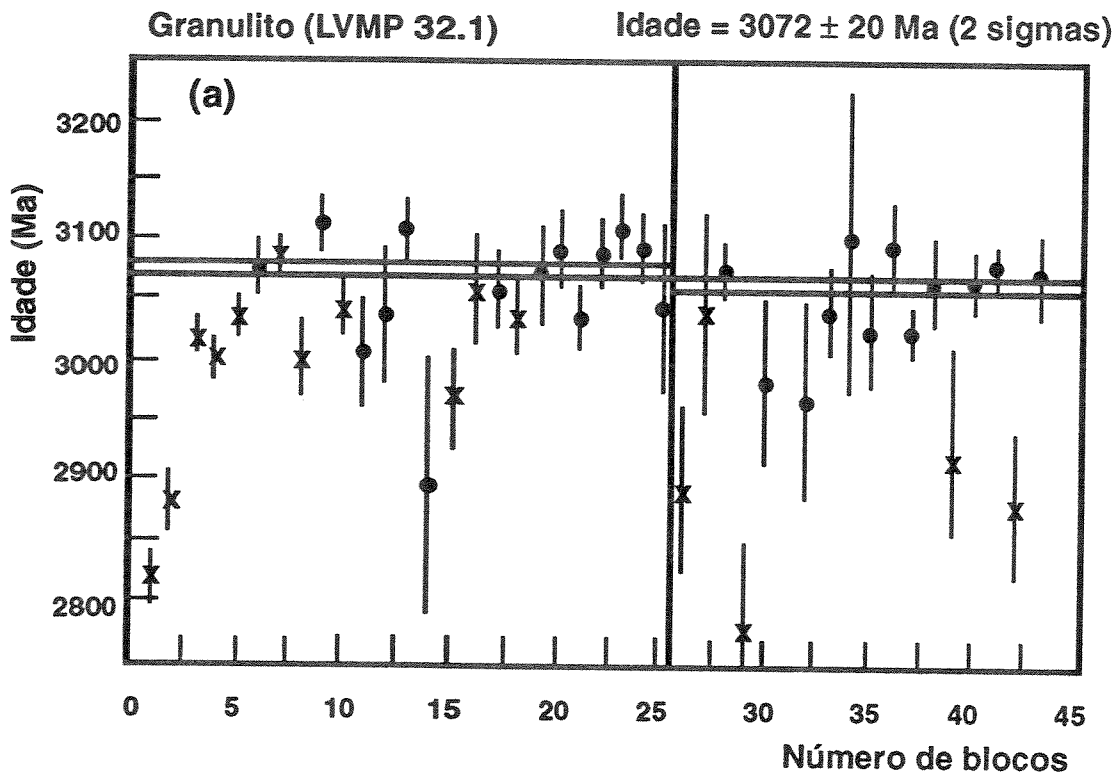


Figura 6.2 - Diagrama idade (Ma) versus número de blocos de seis razões isotópicas para dois zircões dos granulitos do Domínio Leste, analisados pelo método Pb-Pb de evaporação. Barras de erro com "x" representam blocos eliminados do cálculo.

6.3 - GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ROCHA TOTAL

O chumbo é um elemento traço em todos os tipos de rochas e sua composição isotópica em diferentes tipos de rochas registra o ambiente químico no qual ele residiu (Faure, 1986). Assim, cada um desses ambientes (*e. g.* crosta, manto) tem diferentes razões U/Pb e Th/Pb que afetam a evolução isotópica do chumbo e, conseqüentemente, refletem uma história geológica particular. No entanto, eventos que possam causar a reabertura do sistema U/Pb normalmente não serão detectados numa determinação de idade Pb-Pb, e admitindo-se baixo conteúdo de urânio tal método só pode ser utilizado para rochas muito antigas, isto é, Pré-Cambrianas (Geyh & Schleicher, 1990).

6.3.1 - Preparação das amostras

Como anteriormente descrito no capítulo 3 (Geologia do Complexo Lagoa da Vaca), as rochas do Complexo Lagoa da Vaca são essencialmente constituídas por plagioclásio e hornblenda.

As amostras foram escolhidas dentro de uma variação na proporção modal de minerais máficos, tentando-se assim conseguir um espectro composicional representativo dentro do conjunto anortosito-leucogabro.

As rochas foram inicialmente britadas e pulverizadas em moinho tipo Matcherbox. Seguidamente as amostras foram quarteadas e sofreram um novo processo de moagem, agora em moinhode ágata, obtendo-se assim uma melhor granulometria que facilita o processo seguinte de abertura química.

6.3.2 - Procedimento experimental

As análises de Pb-Pb em rocha total requerem cuidados especiais quanto a preparação das amostra, devido a contaminação de Pb durante o procedimento experimental. Tal contaminação se dá tanto por efeitos ambientais, como pelo uso dos reagentes químicos utilizados na preparação das amostras. Este problema é solucionado no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFPa com o tratamento das amostras em laboratório de pressão de ar positiva, e pelo uso de processos de destilação sucessivas em vários reagentes, o que proporciona uma redução bastante boa do nível de contaminação, como descrito por Lafon *et al.* (1993).

O procedimento experimental utilizado no LGI da UFPa é aquele desenvolvido por Manhaes *et al.* (1978; *in* Lafon *et al.*, 1993), adaptado às condições deste laboratório. Os processos de abertura e separação química são mostrados nas Figuras 6.3 e 6.4.

O concentrado de Pb final é diluído numa mistura de H_3PO_4 0,05 M + sílica gel, e depositado num filamento de Re pré-aquecido e purificado, que posteriormente é levado a um espectrômetro de massa VG ISOMASS 54 E com monocoletor.

As quantidades de Pb analisadas, sequência e tempo de análises, soluções padrões, bem como os erros analíticos inerentes são descritos por Lafon *et al.* (1993).

6.3.3 - Aplicações do método Pb-Pb em rocha total

Lafon *et al.* (1993) faz um estudo comparativo das idades obtidas pela metodologia Pb-Pb em rochas pré-cambrianas da Província Mineral de Carajás, anteriormente datadas pelos métodos U-Pb em zircões e Rb-Sr. Estes autores apontam a boa correlação dos resultados Pb-Pb obtidos em relação aos de U-Pb em zircões, enquanto que os resultados Rb-Sr apresentam sempre idades menores, variando até mais que 500 Ma.

Ashwal & Wooden (1989), realizaram um estudo isotópico no pluton de River Valley (Província Grenville, Canadá), com cerca de 100 Km² e composto por rochas anortosíticas e gabróicas. O estudo consistiu em análises de Pb-Pb em rocha total, Sm-Nd e Rb-Sr em amostras de leuconoritos e leucogabros, que apresentavam texturas ígneas preservadas, e em amostras metamorfisadas e deformadas, neste último caso em rochas onde o piroxênio original foi completamente substituído por hornblenda.

Tanto em litotipos ígneos como em seus equivalentes deformados, os estudos isotópicos de Pb-Pb em rocha total forneceram uma isócrona de 2560 ± 155 Ma (Fig. 6.5), que reflete a idade de cristalização (Ashwall & Wooden, 1989). A isócrona Sm-Nd resultou numa idade de 2377 ± 68 Ma que é interpretada como um evento tardio de metamorfismo, enquanto a isócrona Rb-Sr origina uma idade de 2185 ± 105 Ma admitida como um reequilíbrio do sistema, num evento de idade mais jovem.

Taylor *et al.* (1992) estudando rochas pré-cambrianas da Groenlândia, a partir de vários sistemas isotópicos (Sm-Nd, Rb-Sr, Pb-Pb) apontam a dificuldade de se interpretar até boas isócronas de Pb (estas obtidas em anortositos), em termos de formação do material ou ação do metamorfismo em mais alto grau.

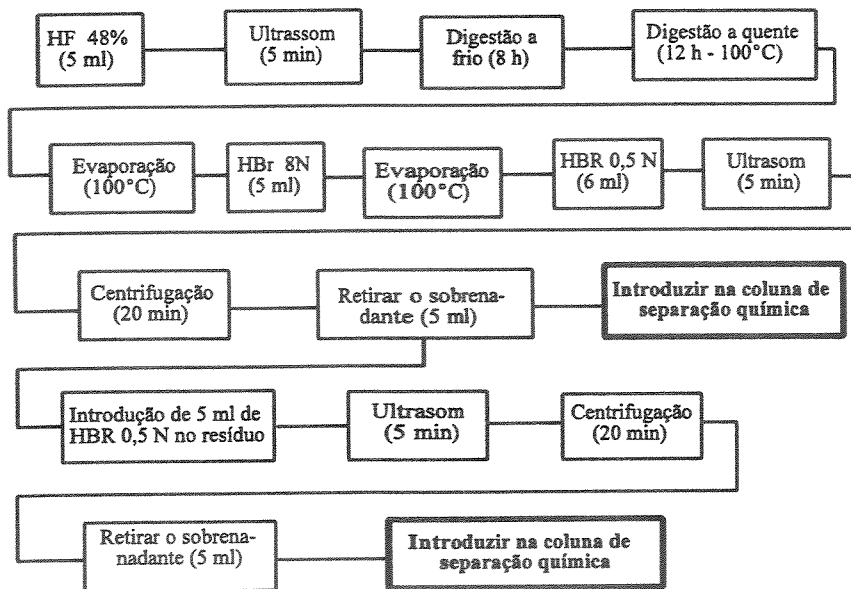


Figura 6.3 - Processo de abertura química para a metodologia Pb-Pb implantada no LGI. Fonte: Lafon *et al.* (1993).

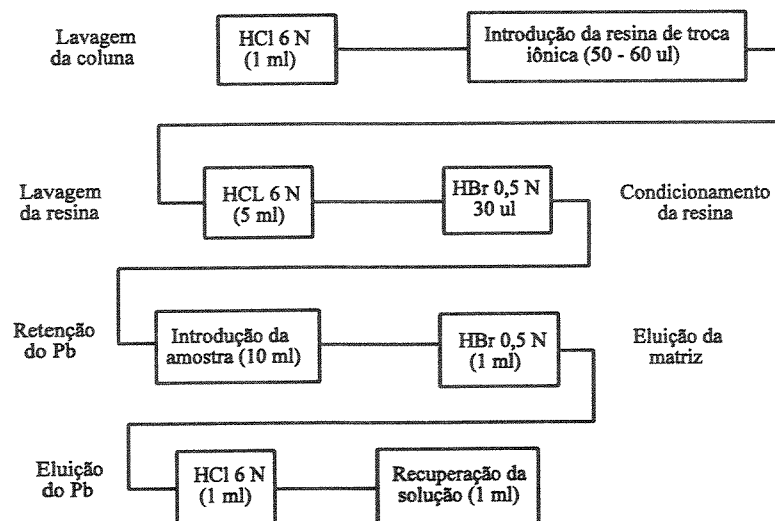


Figura 6.4 - Processo de separação química para a metodologia Pb-Pb do LGI. Fonte: Lafon *et al.* (1993).

Taylor *et al.* (1991) através de um estudo geocronológico nas rochas arqueanas do craton do Zimbábue, usando os métodos Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr, demonstram a boa concordância de resultados em rochas plutônicas, através de Pb-Pb e Rb-Sr, e uma grande diferença entre estes quando da aplicação em rochas vulcânicas. Em gnaisses do Arqueano antigo a médio, os dados Pb-Pb e Rb-Sr são ora mais novos ora mais antigos, mas as idades modelos para Sm-Nd concordam com as isócronas de idades mais antigas.

6.3.4 - Resultados obtidos

Foram analisadas quatro amostras do conjunto anortosito-leucogabro, as quais forneceram uma isócrona com idade de 3.161 ± 65 Ma (MSWD = 0,91 a 1 sigma) de acordo com a Fig. 6.6.

O valor de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 8,8 \pm 0,62$) obtido para as rochas do conjunto anortosito-leucogabro foram calculadas para o modelo de estágio único de Holmes & Houtermans (1946; *in* Faure, 1986) com t_0 igual a 4,57 Ga.

6.4 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De acordo com os dados geocronológicos obtidos, pode-se tecer as seguintes considerações:

(1) as idades, tanto para os granulitos como para os anortositos, dentro da margem de erro inerente para cada método usado, permite colocá-los numa faixa de idade compreendida entre o Arqueano médio a tardio. Este intervalo temporal concorda com aquele proposto por Bastos Leal (1992) para a formação de crosta continental naquela região.

(2) a idade de 3.072 ± 20 Ma dos granulitos da porção leste da área deve ser interpretada como uma idade mínima de formação do protólito ígneo ou do evento de granulitização, visto que condições de alto grau de metamorfismo podem mobilizar o chumbo do domínio cristalino do zircão (Kober, 1986; Paquette *et al.*, 1994).

(3) a idade de 3.161 ± 65 Ma do Complexo Lagoa da Vaca é interpretada como uma idade mínima, visto que tal complexo encontra-se metamorfoisado em fácies anfíbolito, localmente granulito, o que pode ter causado uma reabertura do sistema que não é detectada pelo método utilizado.

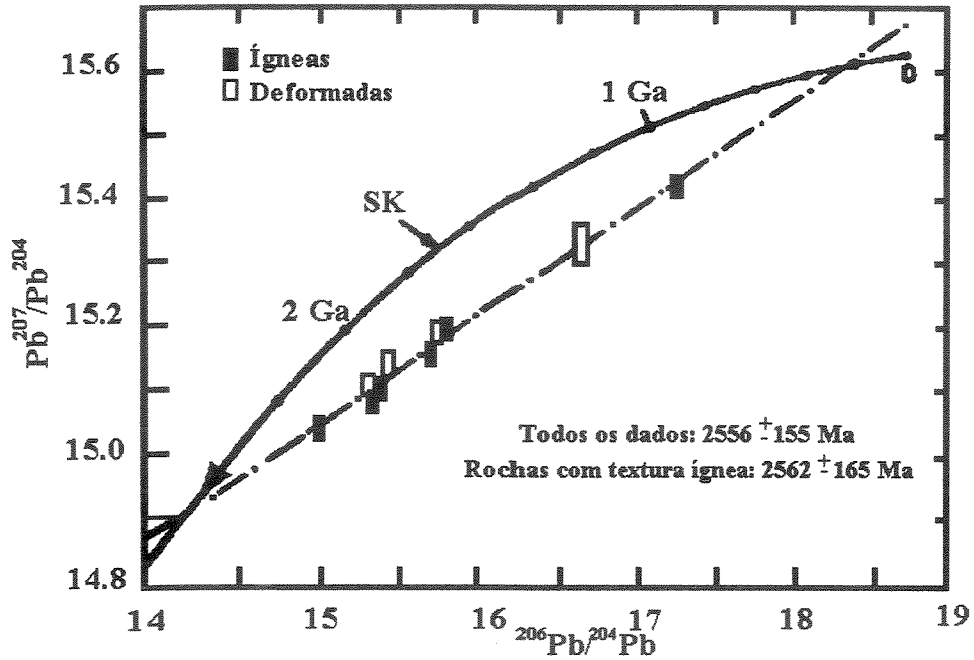


Figura 6.5 - Isócrona Pb-Pb em rocha total para as rochas metagabroicas do *pluton* de River Valley. Fonte: Ashwal & Wooden (1989).

COMPLEXO LAGOA DA VACA (ANORTOSITOS)

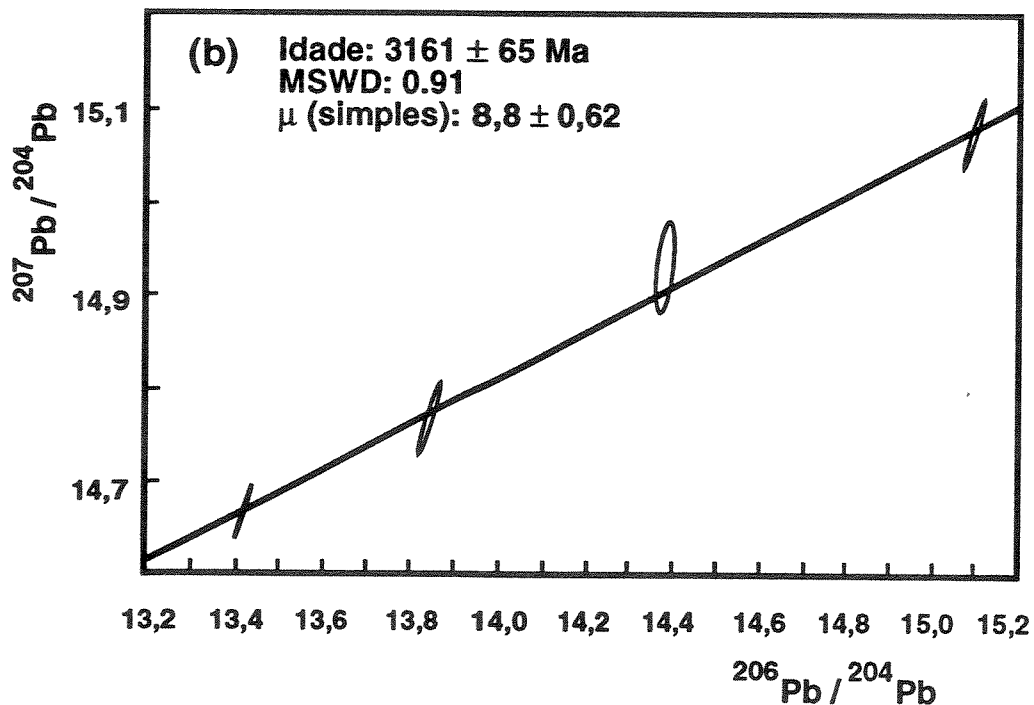


Figura 6.6 - Isócrona Pb-Pb em rocha total de quatro amostras de rochas do Complexo Lagoa da Vaca. O campo das elipses referem-se a margem de erro do aparelho.

(4) O valor de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) igual a $8,8 \pm 0,62$ encontrado para o Complexo Lagoa da Vaca pode ser bastante relevante para o entendimento de sua origem, conforme exposto a seguir.

Segundo Allègre *et al.* (1988), magmas derivados diretamente do manto empobrecido (basaltos oceânicos tipo N-MORB) apresentam valores de μ no intervalo 4,7-5,9, enquanto a crosta continental como um todo tem valores entre 10,6 e 10,8. No modelo de tectônica de chumbo (Zartman & Doe, 1981), a crosta inferior granulítica apresenta valores de μ ($\sim 6,3$) menores do que o manto superior subcontinental ($\sim 8,3$) e do que a crosta superior ($\sim 13,3$). Do ponto de vista metamórfico, o decréscimo na razão U/Pb na crosta inferior é geralmente atribuído à extração preferencial do U em relação ao Pb durante o metamorfismo em fácies granulito. Valores extremamente baixos em granulitos (p. ex. 3,17 e 0,2) ou extremamente altos em rochas metamórficas de mais baixo grau e sedimentares clásticas (até 40,3, com média em 22,3) já foram reportados na literatura (*e.g.* Doe, 1970; Leeman, 1979).

Em linhas gerais, um magma parental básico derivado de um reservatório mantélico subcontinental deverá apresentar um valor de μ semelhante aquele de sua fonte. Se, ao se alojar na crosta, o magma sofrer contaminação crustal, então o seu μ deverá diminuir ou aumentar se o contaminante for, respectivamente, rochas granulíticas ou de menor grau.

No caso do Complexo Lagoa da Vaca, considerando-se a margem de erro, o valor mínimo de μ (8,18) é compatível com um magma parental originário no manto subcontinental e não suboceânico. Se houve contaminação crustal, o mais provável contaminante deve ter sido algum material da crosta diferente de rochas granulíticas, pois estas tenderiam a produzir valores bem inferiores ao observado. Do mesmo modo, o complexo deve ter sido muito pouco afetado pelo metamorfismo em fácies granulito que reconhecidamente atuou na porção mais oriental da área estudada. Finalmente, a principal implicação deste exercício de comparação geoquímica é que o Complexo Lagoa da Vaca muito provavelmente se alojou em um ambiente tectônico continental, quer nas rochas do Bloco Uauá, quer nas da Faixa Caldeirão.

CAPÍTULO 7 - POTENCIAL METALOGENÉTICO E POSSÍVEL AMBIENTE GEOTECTÔNICO DO COMPLEXO LAGOA DA VACA

7.1 - INTRODUÇÃO

Anortositos ocorrem em vários ambientes geológico e têm idades diversas. Os processos relativos à sua gênese também são variados. A partir das antigas classificações de anortositos, Ashwal (1993) propõe a seguinte divisão:

- (1) Anortositos arqueanos
- (2) Anortositos proterozóicos
- (3) Anortositos em complexos máficos acamadados
- (4) Anortositos de ambiente oceânico
- (5) Inclusões de anortositos em outras rochas ígneas
- (6) Anortositos extraterrestres

Este autor aponta ainda a ocorrência de certos tipos de anortositos que não se enquadram na classificação acima, ou que possuem características transicionais (*e.g.* Complexo de Duluth, Minnessota - EUA e o Complexo Air, na Nigéria).

Outro tipo de ocorrência é descrito por Naldrett *et al.* (1992), que mostram na representação esquemática da estrutura interna da intrusão Talnakh, associada aos basaltos continentais fanerozóicos da região Noril'sk, a presença de anortositos na forma de pequenos diques irregulares, em zonas dominadas por gabros anortosíticos.

Como o Complexo Lagoa da Vaca encontra-se associado a rochas de alto grau e ainda revelou uma idade arqueana (capítulo 6), dar-se-a ênfase a revisão de complexos máfico-ultramáficos arqueanos.

Nos terrenos arqueanos de alto grau é comum a presença de resquícos de intrusões acamadadas de composição básica e/ou ultrabásica, que foram divididas por Windley *et al.* (1981) em dois tipos. O primeiro é representado por complexos ultramáfico-gabróicos, com exemplos descritos no noroeste da Escócia (Sills *et al.*, 1982), África do Sul (Anhaeusser, 1985)

e no Canadá (Sutcliffe *et al.*, 1989).

O segundo tipo, de caráter anortosítico-leucogabroico, é reconhecido em diversas regiões do mundo, onde como exemplos podemos citar o complexo Fiskenaesset (Groenlândia), complexo Messina (sul da África), complexo de Sittampundi (Índia), Leucogabro Bantoro (África) e *Pluton* de River Valley (Canadá), entre outros. No Brasil, exemplo deste tipo é dado pelo complexo gabro-anortosítico do Rio Piau, localizado no sudeste do estado da Bahia (Cruz, 1983).

O Complexo Lagoa da Vaca enquadra-se nesse segundo tipo devido a predominância de rochas anortosíticas e gabroicas, além da sua idade e associação com rochas de alto grau metamórfico.

Cabe mencionar que o Complexo Stillwater, apesar de sua idade arqueana (2,7 Ga) e da presença de anortositos no topo de sua sequência magmática, não se enquadra nessa classificação, devido:

- (1) compreender uma intrusão de grande porte com cerca de 4.400 km² e uma espessura estratigráfica de 6,5 km. Os complexos máfico-ultramáficos referidos acima são de menor expressão e geralmente bastante fragmentados, devido a várias fases deformacionais superimpostas;
- (2) a intrusão de Stillwater ocorre em metassedimentos que foram soterrados numa profundidade de 12 Km, (cf. Labotka, 1985; *in* Hatton & von Gruenewaldt, 1990), que indica uma provável transição da fácies xisto-verde para anfíbolito, não se assemelhando assim às intrusões arqueanas associadas a complexos gnaissicos de alto grau.

7.2 - ASPECTOS GERAIS DOS COMPLEXOS ANORTOSÍTICOS ARQUEANOS

Segundo Ashwal (1993), os complexos anortosíticos-leucogabroicos ocorrem como *sills*, diques e complexos acamadados de maior amplitude, e caracteristicamente apresentam uma sucessão basal de rochas ultramáficas de pouca expressividade, constituída por peridotitos e piroxenitos (metamorfisados ou não), às vezes hornblenditos, que grada para termos de composição gabroica até leucogabros e anortositos na sucessão de topo. Camadas de cromititos e (ou) magnetititos, variando de espessura centimétrica a métrica, podem ocorrer nas camadas

anortosíticas (Fig. 7.1), e por vezes constituem importantes marcadores estratigráficos.

Uma feição característica destes anortositos é a ocorrência de grandes cristais de plagioclásio cálcico, que variam de 0,5-30 cm de diâmetro, circundados por matriz máfica. Texturas e estruturas primárias são por vezes encontradas comumente representadas por acamamento gradacional, *slumping*, etc.

A composição mineralógica é dada predominantemente por plagioclásio (labradorita a anortita), clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, granada, clinozoisita e espinélios. Geralmente a grande maioria dos anortositos é constituída por uma mineralogia secundária (metamórfica) e dominada por plagioclásio e hornblenda (Ashwal, 1993). Aliado a isso, texturas metamórficas mais comuns são do tipo granoblástica, resultante de processos de recristalização, embora possam em alguns casos preservar megacristais de plagioclásio.

Com relação às rochas encaixantes dos complexos, Windley (1973; *in* Ashwal, 1993) distinguiu os complexos anortosíticos associados com *greenstone belts* daqueles ocorrentes em terrenos de alto grau. Entretanto, o reconhecimento de que muitos destes complexos foram colocados em níveis rasos da crosta, dentro de rochas supracrustais, e posteriormente sofreram metamorfismo de alto grau, suscita o debate se tais supracrustais são equivalentes ou não de *greenstone belts* retrabalhados em condições de alto grau.

Nos complexos de Messina (Mason, 1973; *in* Hor *et al.*, 1975) e Sittampundi (Ramadurai *et al.*, 1975), por exemplo, as encaixantes são gnaisses quartzo-feldspáticos com hornblenda e biotita, onde por vezes ocorrem camadas de rochas supracrustais como mármore, quartzitos e formações ferríferas bandadas.

Rochas supracrustais de idade arqueana são encaixantes para intrusões como o *pluton* de River Valley (Ashwal & Wooden, 1989) e o Leucogabro Bantoro (Williams, 1988), onde geralmente tais corpos são associados com zonas de falhas e demonstram uma fácies metamórfica que varia de xisto-verde a anfíbolito.

A forma dos complexos é comumente modificada por duas ou mais fases de deformação, envolvendo dobramentos e falhamentos, que por vezes podem gerar padrões de interferência tipo domos e bacias como encontrado no complexo Fiskenaesset (Myers, 1981) e no Cinturão Limpopo, que abriga o complexo Messina Hor *et al.* (1975). Tais efeitos geralmente geram dúvidas se estes complexos representam partes de sequências de complexos acamadados ou não.

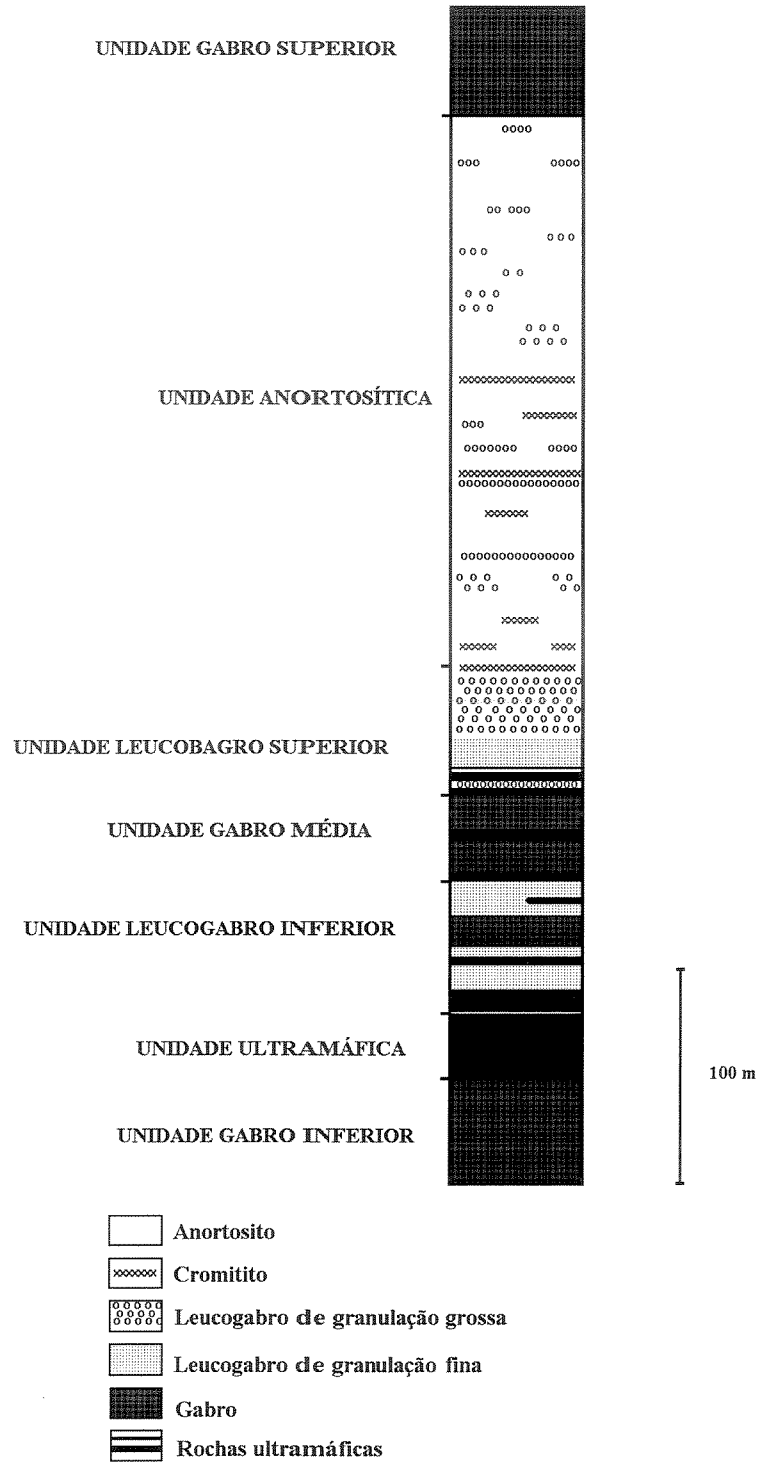


Figura 7.2 - Coluna estratigráfica geral para as rochas do Complexo Fiskenaesset apresentando camadas de cromitito, que por vezes constituem-se marcadores estratigráficos. Fonte: Myers (1981).

Intrusões *sin a tardi* tectônicas de rochas graníticas são comuns. A fácies metamórfica atinge comumente o limite anfibolito/granulito (e. g. complexo Messina e Fiskenaasset), mas podendo também encontrar-se no limite xisto-verde/anfibolito (e. g. *Pluton* de River Valley e Leucogabro Bantoro), geralmente associados a falhas de empurrão.

A origem dos anortositos é geralmente creditada a processos ígneos que envolvem cristalização fracionada de magmas básicos (Myers, 1975; *in* Ashwal, 1993). Steele *et al.* (1973; *in* Hall *et al.*, 1990) propuseram que os anortositos do complexo Fiskenaasset derivaram de um magma parental hidratado e de natureza tholeiítica altamente aluminosa. Em geral, os *trends* químicos em rocha total entre os litotipos predominantes nos complexos anortosíticos podem ser interpretados como misturas cumuláticas de plagioclásio e silicatos máficos, talvez com pequenas quantidades de líquido intersticial (Ashwal, 1993).

7.3 - MINERALIZAÇÕES

As mineralizações em rochas máficas e ultramáficas são geralmente atribuídas a processos primários durante a evolução magmática. Tais processos são comumente descritos na literatura, e entre eles citam-se diferenciação magmática, mistura de magmas e imiscibilidade de líquidos, entre outros. Todos estes processos foram primeiramente interpretados em grandes intrusões acamadadas como Muskox (Irvine, 1977) e os complexos de Bushveld e Stillwater (Naldrett *et al.*, 1990). Atualmente sabe-se que não só os processos, mas outros fatores como composição e volume de magma, tempo de evolução e contato entre fases (no caso de mistura de magmas), correntes de convecção, são também determinantes para a gênese de depósitos econômicos (Naldrett *et al.*, 1990).

Em alguns complexos e (ou) intrusões não se conhecem horizontes ou regiões mineralizadas, levando a crer que a ação de tais processos evolutivos sejam definidores metalogenéticos.

Camadas e (ou) lentes de cromitito ocorrem nas unidades anortosíticas nos complexos Fiskenaasset (Myers, 1981), Sittampundi (Ramadurai *et al.*, 1975) e Messina (Barton *et al.*, 1979), enquanto que no complexo gabroanortosítico do Rio Piau (Cruz, 1983) ocorrem horizontes com mineralizações ferro-titanadas. Ashwal (1993) cita também a presença de concentrações

menores de óxidos de Fe-Ti e cromita, respectivamente nas unidades ultramáficas dos complexos Shawmere e Big Trout Lake, ambos localizados na região de Ontário, Canadá. Todavia, a presença de mineralização não é uma regra geral para os complexos.

Fases minerais sulfetadas são acessórias nos complexos anortosíticos arqueanos, mas elas estão raramente presentes em quantidades substanciais ou comerciais (Ashwal, 1993), e geralmente são mais abundantes nas unidades ultramáficas, como nos complexos Sittampundi e Fiskenaesset (Windley *et al.*, 1981). Page *et al.* (1985; *in* Ashwal, 1993) encontraram concentrações muito baixas de elementos do grupo da platina (EGP) nas principais unidades estratigráficas do complexo Fiskenaesset.

As rochas do Complexo Lagoa da Vaca não apresentam concentrações de sulfetos ou óxidos, e tais minerais ocorrem apenas em proporções acessórias, inclusive para as rochas ultramáficas do complexo, no caso os hornblenditos, indicando assim condições desfavoráveis para mineralizações de metais ferrosos.

Com relação aos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso, alvo de pesquisa para cromo pela empresa Magnesita S. A., a química mineral de tais rochas revela que os espinélios são relativamente empobrecidos em cromo ($Cr/(Cr+Al) < 0,5$). Todavia, uma avaliação da potencialidade destas rochas para sulfetos de Ni e Cu pode ser feita a partir da relação proposta por Johan (1979; *in* van der Veen & Maaskant, 1995). Este autor observou que espinélios de corpos máficos-ultramáficos mineralizados em sulfetos de Cu-Ni sistematicamente plotam abaixo de uma faixa estreita definida pela relação $G = Cr/(Al+Fe^{2+}) / (Fe^{2+} \cdot Al)$ vs. $X = Mg / (Mg+Fe^{2+})$, como ilustrado na Fig. 7. 2. Em tal diagrama, os espinélios ígneos dos litotipos ultramáficos situam-se em sua maioria acima da faixa mencionada, indicando pouco potencial para mineralização de sulfetos.

7.4 - AMBIENTE TECTÔNICO

Na elaboração de sugestões para o ambiente tectônico no qual o Complexo Lagoa da Vaca possa ter-se alojado, é necessário reunir-se informações sobre as rochas associadas, a cronologia relativa, e a deformação e o metamorfismo sofridos pelo conjunto.

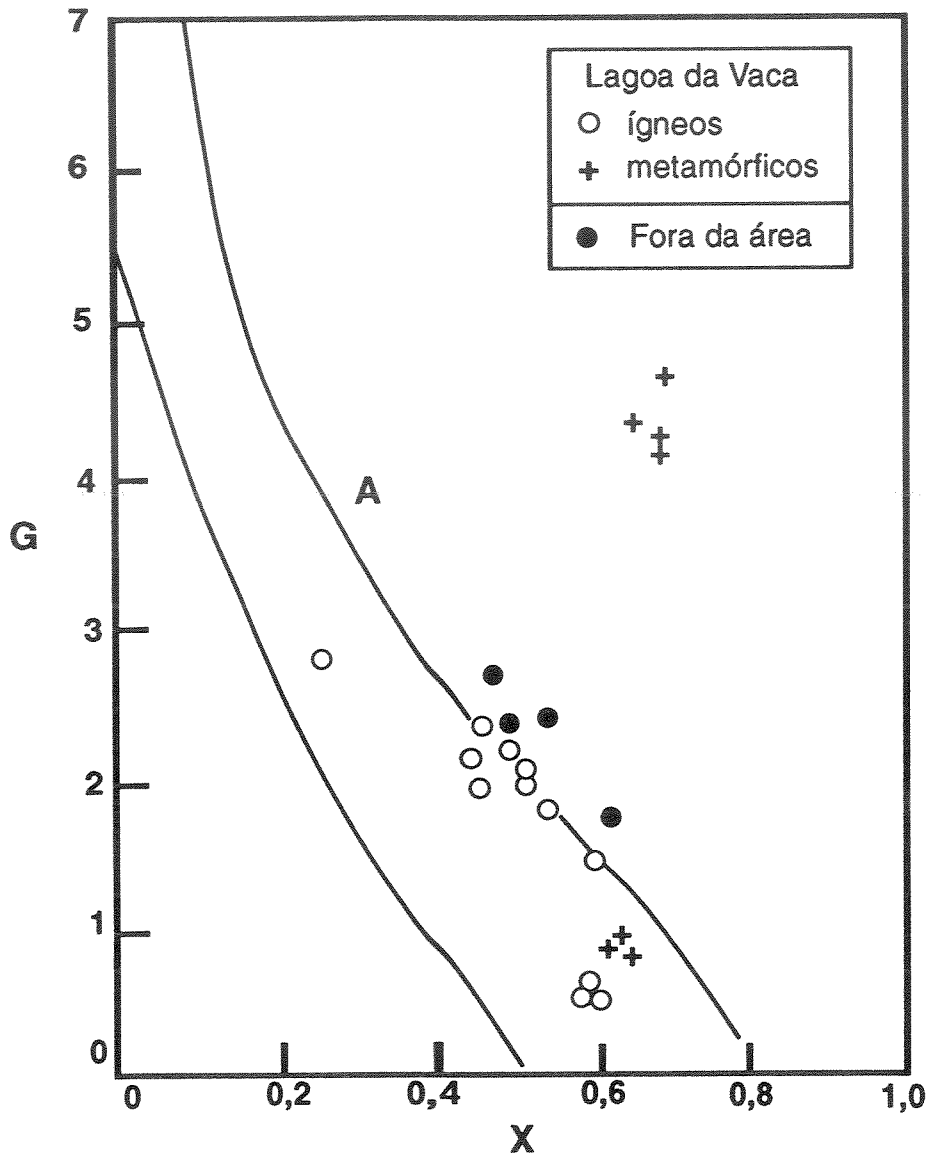


Figura 7.2 - Relação entre as funções G e X para os litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso do Complexo Lagoa da Vaca e para os peridotitos de fora da área mapeada, mostrando a baixa potencialidade para sulfetos de Ni e Cu. Adaptado de van der Veen & Maaskant (1995).

Segundo Windley *et al.* (1981) as feições mais importantes para o entendimento do ambiente tectônico de complexos máfico-ultramáficos são: (a) a variedade de tipos e idades das rochas que estão associadas com os complexos, por exemplo, rochas vulcânicas metamorfas com estruturas em almofadas e afinidade geoquímica oceânica (Fiskenaesset), metassedimentos semelhantes aos de margens continentais modernas (Messina), gnaisses mais antigos (Messina) e gnaisses mais jovens (Fiskenaesset; Sittampundi), (b) os complexos foram engolfados por material cálcio-alcálico, que foi posteriormente deformado e recristalizado para gnaisses tonalíticos em facies anfibolito a granulito sob uma cobertura de 20-40 km, e (c) os complexos foram deformados, concomitantemente com intrusões de folhas tonalíticas, por empurrões e dobramentos isoclinais em um regime tectônico caracterizado por movimentos subhorizontais (Oeste da Groenlândia, Messina, Sittampundi).

Apesar das similaridades existentes entre estes complexos com relação à estratigrafia, estrutura e mineralogia, estes autores admitem incertezas quanto a possibilidade dos mesmos terem sido gerados em ambientes tectônicos semelhantes. Comparações com exemplos tectônicos modernos são feitas e aponta-se um ambiente continental para o Complexo Messina (Barton Jr. *et al.*, 1979), após a colisão entre os crátons do Kaapval e Zimbábue, e para o Leucogabro Bantoro (Williams, 1989). Para o Complexo Fiskenaesset os dados indicam uma provável origem oceânica arqueana (Weaver *et al.*, 1982). Apesar disso, Windley *et al.* (1981) julgam insuficientes os dados para diferenciar esses dois ambientes, sobretudo pela incerteza da analogia entre uma crosta arqueana e uma moderna.

O Complexo Lagoa da Vaca encontra-se limitado por dois domínios litológicos de alto grau metamórfico, como mencionado anteriormente. O Domínio Oeste faz parte da denominada Faixa Caldeirão (Jordan, 1973), que é caracterizada pela presença de gnaisses, migmatitos, quartzitos, magnetita-quartzitos, metapelitos, rochas máficas e calciossilicáticas, assemelhando-se sobremaneira com o Complexo Beit Bridge, da Zona Central do Cinturão Limpopo, para o qual Roering *et al.* (1992) sugeriram um ambiente de plataforma antiga. O Domínio Leste, por outro lado, constituído principalmente por granulitos homogêneos de composição enderbítica (protólito tonalítico ?), que poderiam representar intrusões cálcio-alcálicas, guarda evidências de uma história deformacional caracterizada por uma tectônica de rampa frontal a oblíqua, dada pela variação na relação entre a foliação e a lineação de estiramento, como exposto no capítulo 4.

Os dados geocronológicos obtidos para a região do Complexo Lagoa da Vaca (capítulo 6) indicaram uma idade de 3161 ± 65 Ma para os anortositos bandados e 3072 ± 20 Ma para os granulitos enderbíticos associados. Considerando-se as margens de erro, os anortositos parecem ser mais antigos, sugerindo que os granulitos sejam de fato rochas ígneas mais jovens e intrusivas nos primeiros. Não se descarta, entretanto, a possibilidade que a idade dos granulitos reflita o evento de granulitização, visto que sob tais condições o sistema isotópico Pb-Pb nos zircões pode ser parcial ou totalmente rejuvenescido (Paquette *et al.*, 1994) e, portanto, eles poderiam ser tão antigos quanto os anortositos.

Para a Faixa Caldeirão não se dispõe de informações geocronológicas. Entretanto, dados obtidos por Oliveira (com. pes.), pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão, indicaram uma idade de 3.033 ± 44 Ma para um ortognaisse granítico daquela faixa, que pode representar uma idade mínima para a deformação/migmatização da referida faixa.

Considerando-se que os granulitos exibem uma lineação mineral e (ou) de estiramento (E-W a NE-SW) que foi dobrada pela deformação da Faixa Caldeirão (lineação de estiramento N-S) e que as rochas anortosíticas do Complexo Lagoa da Vaca foram igualmente afetadas, então os números apresentados acima podem realmente ter um significado cronológico relativo, sugerindo que os anortositos são mais antigos do que os granulitos e estes, por sua vez, mais antigos do que as rochas da Faixa Caldeirão.

As informações acima, quando combinadas com os dados isotópicos Pb-Pb para o Complexo Lagoa da Vaca, que revelaram um valor μ de $8,8 \pm 0,62$ compatível com derivação de uma fonte no manto subcontinental, sugerem que o complexo muito provavelmente intruiu rochas continentais mais antigas no Bloco Uauá e não na Faixa Caldeirão.

CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado na região da Fazenda Lagoa da Vaca revelou que a mesma pode ser dividida em três domínios lito-estruturais, caracterizados por determinados litotipos, grau metamórfico, estilo e intensidade de deformação particulares.

Estes domínios são representados pelo Complexo Lagoa da Vaca (ou Domínio Central) que constitui um complexo anortosítico-leucogabroico bandado, com uma espessura aparente de 3 km. O limite norte do complexo é desconhecido, mas seu limite oriental e meridional é feito com rochas granulíticas de composição enderbítica a jotunítica, caracterizado como Domínio Leste. O limite ocidental é feito com o Domínio Oeste, o qual é composto por gnaisses quartzo-feldspáticos com intercalações de camadas e(ou) lentes de anfíbolito.

Rochas intrusivas são representadas por diques de metadiabásio, granitos, pegmatitos e diques noríticos, onde os três primeiros são comuns em todos os domínios, e o último apenas no Domínio Leste.

O Complexo Lagoa da Vaca é caracterizado por um bandamento composicional, dado pela alternância de camadas de rocha de composição anortosítica-metaleucogabroica-metagabroica e ultramáfica (hornblenditos), estas variando de espessura decimétrica a centimétrica. A composição mineralógica predominante das rochas do complexo é dada por plagioclásio labradorítico e hornblenda, onde a variação relativa dessas fases minerais origina o espectro litológico composicional observado.

As estruturas primárias observadas nas rochas do complexo são representadas pelo acamamento gradacional e estruturas de *slumping*, que denotam a origem provavelmente cumulática de tais rochas.

Litotipos ultramáficos de posicionamento estratigráfico duvidoso estão presentes na área do complexo e são representados por peridotitos e anfibólio-metaperidotitos, estes produtos de transformação metamórfica dos primeiros. Os peridotitos são compostos por uma assembléia mineralógica dada por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélios cromíferos, com grãos de plagioclásio de ocorrência rara. Tais peridotitos apresentam texturas cumuláticas e forte processo de serpentinização, enquanto que seus equivalentes metamorfisados exibem texturas granoblásticas e formação de assembléias metamórficas com anfibólios e espinélios verdes

(hercinita) em detrimento das fases primárias, que ocorrem como resquícios.

A história tectônica da região da Fazenda Lagoa da Vaca é marcada por três fases deformacionais. A fase D_1 de caráter dúctil é caracterizada por planos de foliação S_1 nos domínios leste e central, com direções N-NNE e mergulhos variando de 20-30° E-SE nas porções mais orientais do Domínio Leste, até 50-70° E-SE nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca. Lineações de estiramento L_1 têm relações frontais a oblíquas com os planos S_1 no Domínio Leste e mergulham para E-ESE. O metamorfismo associado é caracterizado por assembléias minerais da fácies granulito, com indicações locais de efeitos de descompressão (simplectitos de opx+plag substituindo cristais de granada).

A fase D_2 , correspondente à orogênese Caldeirão, também de caráter dúctil, possui planos de foliação S_2 de direção N-NNE e mergulhos de 50-80° para E-ESE nas rochas do Domínio Oeste. Tais planos possuem uma lineação L_2 de estiramento de baixo ângulo mergulhando para sul. Relações entre estas estruturas e indicadores cinemáticos (dobras de arrasto) caracterizam rampas oblíquas a direcionais com movimentação dextrógira. O metamorfismo desta fase é responsável pela rehidratação de assembléias minerais mais antigas, e está representado por paragêneses minerais típicas de fácies anfíbolito.

A terceira fase D_3 , de natureza rúptil e expressão local, ocorre em todos os domínios, sendo caracterizada por assembléias minerais de retrogressão à fácies xisto-verde.

Estudos de química mineral nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca e litotipos ultramáficos associados apontam uma lacuna composicional significativa para os grãos de piroxênio o que, aliado as observações de campo, indicam que tais rochas não apresentam relações de cogeneticidade e nem de consangüinidade.

Datações Pb-Pb em rocha-total para o Complexo Lagoa da Vaca e evaporação de Pb em zircões de rochas granulíticas do Domínio Leste apresentam idades, respectivamente, de 3.161 ± 65 Ma e 3.072 ± 20 Ma.

A ausência de níveis ou concentrações de sulfetos e óxidos nas rochas do Complexo Lagoa da Vaca e nos litotipos ultramáficos, combinado com as características composicionais dos espinélios destas últimas rochas, revela pouca potencialidade para mineralizações de Cu, Ni e Cr.

O Complexo Lagoa da Vaca assemelha-se muito com outros complexos anortosíticos encontrados em terrenos de alto grau arqueanos, como o Fiskenaesset (Groenlândia) e Messina (República da África do Sul). As relações estruturais e os litotipos associados, acoplados com

as características isotópicas de Pb ($\mu = 8,8 \pm 0,62$) das rochas anortosíticas, indicam fortemente um ambiente continental e não oceânico para o alojamento do Complexo Lagoa da Vaca, mais provavelmente no Bloco Uauá e não na Faixa Caldeirão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLÈGRE, C. J.; LEWIN, E. & DUPRÉ, B. C. 1988. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system. *Chemical Geology*, **70**: 211-234.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349-364.
- ANDRITZKY, G. 1971. Baugeschichte des prä-Bambuï-Kristallins im Gebiet Caratacá-Bendengó, Distrikt Uauá, Nord-Bahia (brasilien). *Geol. Rundschau*, **60**: 1050-1061.
- ANHAEUSSER, C. R. 1985. Archean layered ultramafic complex in the Barberton Mountain Land, south Africa. In: AYRES, L. D.; THURSTON, P. C.; CARD, K. D. & WEBER, W. (eds). *Evolution of archean supracrustals sequences*. Geological Association of Canada Special Paper **28**: 281-301.
- ARAI, S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel composition relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**: 191-204.
- ASHWAL, L. D. 1993. *Anorthosites*. Berlin, Springer-Verlag. 422 p.
- ASHWAL, L. D. & WOODEN, J. L. 1989. River Valley pluton, Ontario: a late archean/early proterozoic anorthositic intrusion in the Grenville province. *Geoch. et Cosmoch. Acta*. **v.53**, p. 633-641.
- ASHWAL, L. D.; JACOBSEN, S. B.; MYERS, J. S.; KALSBECK, F. & GOLDSTEIN, S. J. 1989. SM-Nd age of the Fiskenaesset Anorthosite Complex, West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **91**:261-270.
- BARBOSA, J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil-An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In VIELZEUF, D. & VIDAL, Ph. (eds) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. p. 195-221.
- BARD, J. P. 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Holand, D. Reidel Publishing Company. 264 p.
- BARTON Jr, J. M.; FRIPP, R. E. P.; HORROCKS, P. & McLEAN, N. 1979. The geology, age, and tectonic setting of the Messina layered intrusion, Limpopo Mobile Belt, southern Africa. *American Journal of Science*. **279**: 1108-1134.
- BARTON Jr, J. M.; van REENEN, D. D & ROERING, C. 1990. The significance of 3000 Ma granulite-facies mafic dykes in the central zone of the Limpopo Belt, southern Africa. *Precambrian Research*. **48**: 299-308.

- BARTON Jr, J. M. & van REENEN, D. D. 1992. When was the Limpopo Orogeny ? *Precambrian Research*, **55**: 7-16.
- BASTOS LEAL, L. R. 1992. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do Rio Curaçá, Bahia. São Paulo. 118 p.(Dissertação de Mestrado - IG - USP).
- BEARD, J.S. 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros - Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, **14**: 848-851.
- BELLIENI, G., PETRINI, R., PICCIRILLO, E.M., BRITO, C.M., TEIXEIRA, W., COMINCHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; DE MIN, A & BASTOS LEAL, LR. 1991. Early and Late Proterozoic dyke swarms from São Francisco Craton (Brazil): petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES - *Extend Abstracts...*, São Paulo, p. 60-65.
- CARVALHO FILHO, A.R., FRAGOMENI, L.F.P. & LEAHY, G.A.S. 1981. Projeto Uauá. Mapa Geológico Integrado (1:50.000). Magnesita S.A.
- COCHERIE, A.; GUERROT, C. & ROSSI, Ph. 1992. Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparision with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geology*, **101**: 131-141.
- COLEMAN, R. G. 1971. Petrological and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**: 897-918.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B. B. B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:78-88.
- COSTA, J. B. S.; KREBS, A.S.; SAMPAIO, T. Q.; GUIMARÃES, J. T. & DOURADO, A. J. 1990. Aspectos estruturais do Grupo Jacobina ao longo da BR-324. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, *Anais...*, Natal, 1990, SBG, v.5, p. 2340-2344.
- CRAIG, J. R. & VAUGHAN, D. J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406 p.
- CRUZ, M. J. M. 1983. Geologia do maciço gabroanortosítico do Rio Piau e suas encaixantes. Bahia. 54 p. (Dissertação de Mestrado - IG-UFBA).
- D'AGRELLA FILHO, M.S. & PACCA, I.I.G. 1991. Paleomagnetism of Lower Proterozoic mafic dykes from Uauá region - North of Bahia State, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES. *Extended Abstracts...*, São Paulo, p.76-80.
- DAVISON, I., TEIXEIRA, J.B.G., SILVA, M.G., ROCHA NETO, M.B. & MATOS, F.M.V. 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia - Brazil. *Precambrian Res.* **42**: 1-17.

- DOE, B. R. 1970. *Lead isotopes*. New York, Springer-Verlag. 137 p.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons. 589 p.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia, Brasil. In: *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*, Textos básicos, SGM/CPM, 4: 1-71.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras Geoc.*, 12:307-312.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (2):131-145.
- FIGUEIREDO, M. C. H & BARBOSA, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Craton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds). *Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador, p. 63-84.
- GAAL, G., TEIXEIRA, J.B.G., SILVA, L.J.H.D. & SILVA, M.G. 1987. New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Brazil. In: *International Symposium on Granite and Associated Mineralisations (ISGAM)*, Salvador, Bahia, Brazil, January 21-31, 1987. (Abstract não publicado).
- GAVA, A.; NASCIMENTO, D. A.; VIDAL, J. L. B.; GHIGNONE, J. I.; OLIVEIRA, E. P.; SANTIAGO FILHO, A. L. & TEIXEIRA, W. 1983. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folhas SC 24/25, Aracaju/Recife. Levantamento de Recursos Naturais*, 30: 27-306.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M. MOURA, C. A. V. & SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb np laboratório de geologia isotópica - UFPa: metodologia e primeiros resultados. CONGR. BRAS. GEOQ., 4, Brasília, 1993. *Resumos expandidos...*, Brasília, SBGq. p. 236 -237.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. 1990. *Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application*. Berlin, Springer-Verlag. 503 p.
- HALL, R. P.; HUGHES, D. J. & TARNEY, J. 1990. Early precambrian basic rocks og Greenland and Scotland. In: HALL, R. P. & HUGHES, D. J (eds). *Early precambrian basic magmatism*, 1 ed. Glasgow, Blackie & Sons Ltd. p. 248-272.
- HARLEY, S. L.1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126 (3): 215-247.
- HARTMAN, L. A.; VASCONCELOS, M. A. Z.; SUITA, M. T. F.; TAKEHARA, L. & CHEMALE Jr, F. 1995. Estudo integrado de zircão por microsonda eletrônica e espectrometria de massa: consequências geocronológicas. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 5, Rio de Janeiro, 1995. *CD-Room-*

Resumos expandidos..., Rio de Janeiro, SBGq.

- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1988. *Curso de zonas e cinturões de cisalhamento*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988, SBG/UFGA, Belém, 147 p.
- HATTON, C. J. & von GRUENEWALDT, G. 1990. Early precambrian layered intrusions. In: HALL, R. P. & HUGHES, D. J (eds). *Early precambrian basic magmatism*, 1 ed. Glasgow. Blackie & Sons Ltd. p. 56-82.
- HOR, A. K.; HUTT, D. K.; SMITH, J. V.; WAKEFIELD, J. & WINDLEY, B. F. 1975. Petrochemistry and mineralogy of early Precambrian anorthositic rocks of the Limpopo Belt, southern Africa. *Lithos*, 8: 297-310.
- HYNDMAN, D. W. 1985. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. (2 ed). New York, McGraw-Hill Publishing Company. 786 p.
- IRVINE, T. N. 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. *Geology*, 5: 273-277.
- IRVINE, T. N.; KEITH, D. W. & TOOD, S. G. 1983. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater complex, Montana. II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld complex. *Econ. Geol.* 78: 1287-1334.
- IRVINE, T. N. & SHARPE, M. R. 1986. Magma mixing and the origin stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. In: GALLAGHER, M. J.; IXER, R. A.; NEARY, C. R. & PRICHARD, H. M. (eds). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Inst. Min. Metall., p. 183-198.
- JARDIM DE SÁ, E.F., SOUZA, Z.S., FONSECA, V.P. & LEGRAND, J.M. 1984. Relações entre "greenstone belts" e terrenos de alto grau: o caso da faixa Rio Capim, NE da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG., p. 2615-2629.
- JORDAN, H. 1973. Grupo Minas no nordeste da Bahia, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracajú, *Anais...*, Aracajú, 1973, SBG, v. 2, p. 79-103.
- KEPEZHINSKAS, P. K.; TAYLOR, R. N. & TANAKA, H. 1993. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: comparisons with spinels from the other tectonic settings. *Mineralogical Magazine*. 57: 575-589.
- KERRICH, R. & KYSER, T. K. 1994. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geology*, 22: 1131-1134.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 482-490.

- KOBER, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb - age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 63-71.
- LAFON, J. M.; RODRIGUES, E & SCHELLER, T. 1993. Geocronologia Pb-Pb em feldspato e rocha total: procedimento experimental e exemplos de aplicação. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 4, Brasília, 1993. *Resumos expandidos...*, Brasília, SBGq, p. 242-244.
- LEAKE, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16**: 501-520.
- LEEMAN, W. P. 1979. Primitive lead in deep crustal xenoliths from the Snake River Plain, Idaho. *Nature*, **281**: 365-366.
- LOUCKS, R.R. 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* **18**: 346-349.
- MACAMBIRA, M. J. B. & SCHELLER, T. 1994. Estudo comparativo entre métodos geocronológicos aplicados em zircões: o caso do granodiorito Rio Maria, Província de Carajás. SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. *Resumos expandidos...*, Belém, SBG, p. 343-346.
- MASCARENHAS, J.F. 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (ed) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*, v. 2, SME-BA, p.57-157.
- MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. 1979. *Mapa geocronológico do estado da Bahia - Texto explicativo*, SME/SGM, Salvador-Bahia, 189 pp.
- MASCARENHAS, J.F. & SÁ, J.H.S. 1982. Geological and metallogenic patterns in the Archean and early Proterozoic of Bahia state, eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (1-3): 193-214.
- Mc CLAY, K. 1987. *The mapping of geological structures*. Geological Soc. London Handbook, Milton Keynes, 161 p.
- MENEZES, A. B. 1992. O enxame de diques máficos de Uauá-Bahia: Caracterização petrológica e geoquímica. São Paulo. 126 p.(Dissertação de Mestrado - IG - USP).
- MENEZES, A.B. & BASTOS LEAL, L. R. 1991. Metamorphic variation in the mafic dyke swarms of Uauá, Bahia, Brazil. In: *International Symposium on Mafic Dykes - Posters*, São Paulo, 165-166.
- MYERS, J. S. 1981. The Fiskenaesset anorthosite complex - a stratigraphic key to the tectonic evolution of west Greenland gneiss complex 3.000-2.800 m.y. ago. *Spec. Publs. Geol. Soc. Aust.*, **7**:351-360.
- MYERS, J. S. & PLATT, G. 1977. Mineral chemistry of layered Archean anorthosite at Majorqap qáva, near Fiskenaesset, southwest Greenland. *Lithos*, **10**: 59-72.

- NALDRETT, A. J.; BRÜGMANN, G. E. & WILSON, A. H. 1990. Models for the concentration of PGE in layered intrusions. *Econ. Geol.*, **28**: 389-408.
- NALDRETT, A. J.; LIGHTFOOT, P. C.; FEDORENKO, V.; DOHERTY, W. & GORBACHEV, N. S. 1992. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores. *Econ. Geol.*, **87**: 975-1004.
- NEVES, B. B. B., CORDANI, U. G. & TORQUATO, J. R. F. 1980. Evolução geocronológica do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. & DUARTE, F. B. (eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*. Secretaria de Minas e Energia, Salvador, 3:1-10.
- OLIVEIRA, E. P. 1990a. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the precambrian Curaçá terrane, Brazil. **PhD thesis**, University of Leicester, U. K. may 1990, 287 p.
- OLIVEIRA, E. P. 1990b. Trace element geochemistry and PGE potential of noritic bodies from Uauá Block, Bahia - Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências, UFRJ*, vol. 13, p. 1-7.
- OLIVEIRA, E. P. 1992. O Complexo Peridotítico - Anortosítico Estratiforme de Lagoa da Vaca, Bloco Arqueano de Uauá, Bahia: Dados Preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, *Resumos Expandidos...*, São Paulo, 1992, SBG, p. 475-476.
- OLIVEIRA, E. P. 1993. Diques Tholeiíticos, Noríticos e Piroxeníticos no Enxame de Uauá, Bahia: Evidências Geoquímicas de Heterogeneidade no Manto Proterozóico Inferior do Craton do S. Francisco. In : CONGR. BRAS. GEOQ., 4. Brasília, *Resumos Expandidos...*, Brasília, 1993, SBGq. 5-7.
- PADILHA, A. V. & MELO. R. C. 1991. Evolução Geológica. In: H.S.C. LOUREIRO (org.) *Mundo Novo - Folha SC.24-Y-D-IV. Estado da Bahia - Programa Levantamento Geol. Básicos do Brasil*, DNPM/CPRM, p. 133-161.
- PADILHA, A.V.; MELO. R. C.; PEREIRA, L. H. M.; SAMPAIO, A. R.; LOUREIRO, H. S. C.; TEIXEIRA, L. R. & MOTTA, A. C. 1990. Orógeno Curaçá-Ipirá/ Uma contribuição à geologia da região centro-nordeste do Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos...*, Natal, SBG., p. 346.
- PAQUETTE, J. L.; NÉDÉLEC, A.; MOINE, B. & RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *The Journal of Geology*, **102**: 523-538.
- PARK, R. G. 1989. *Foudantion of structural geology*. New York, Black& Sons, 147 p.
- RAMADURAI, S.; SANKARAN, M.; SELVAN, T. A. & WINDLEY, B. F. 1975. The stratigraphy and structure of the Sittanpundi complex, Tamil Nadu, India. *J. Geol. Soc. India*. **16**(4): 409-414.
- RAMSAY, J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York. 568 p.

- ROERING, C.; van REENEN, D. D.; SMIT, C. A.; BARTON Jr, J. M.; de BEER, J. H.; de WIT, E. H.; STETTLER, E. H.; van SCHALKWYK, J. F.; STEVENS, G & PRETORIUS, S. 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *Prec. Research*, **55**: 539-552.
- SATO, K. 1986. Síntese geocronológica do estado da Bahia e evolução crustal com base no diagrama de evolução do Sr e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. São Paulo. 124 p. (Dissertação de Mestrado - IG - USP).
- SILLS, J. D.; SAVAGE, D.; WATSON, J. V. & WINDLEY, B. F. 1982. Layered ultramafic-gabbro bodies in the Lewisian of northwest Scotland: geochemistry and petrogenesis. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **58**: 345-360.
- SILVA, M.G. 1984. A Sequência Vulcanossedimentar do Médio Rio Itapicuru - Bahia. In: P. V. S. V. SA & F. B. DUARTE (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos*, vol. 5: 7-42.
- SILVA, M.G. 1990. O greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc de idade proterozóica inferior. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos...*, Natal, SBG., p. 322.
- SILVA, M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Craton do São Francisco, Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Bol. Resumos Expandidos...*, São Paulo, SBG., v. 2, p. 181-182.
- SIMPLÍCIO, M. A. R. 1995. O emprego de sistema de informação geo-referenciada (SIG) na identificação dos corpos máficos e ultramáficos da região de Uauá-Bahia. São Paulo. (Dissertação de mestrado. IG-UNICAMP). 112 p.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**:1281-1288.
- SOUZA, Z. S. 1986. Zonas de cisalhamento no greenstone belt do Rio Capim, NE da Bahia- um modelo de deformação progressiva. CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, Goiânia, SBG., v. 2, p. 678-694.
- STACEY, J. S. & KRAMERS. J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**: 1-33.
- SUDGEN, T. 1987. Kinematic indicators: structures that record the sense of movement in mountain chains. *Geology Today*, May-June, pp. 93-99.
- SUTCLIFFE, R. H.; SWEENEY, J. M. & EDGAR, A. D. 1989. The Lac des Iles complex, Ontario: petrology and platinum-group-elements mineralization in an archaean mafic intrusion. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1408-1427.

- TALBOT, C. J. & SOKOUTIS, D. 1992. The importance of incompetence. *Geology*, **20**: 951-953.
- TAYLOR, P. N.; KRAMERS, J. D.; MOORBATH, J. F.; WILSON, J.F. ORPEN, J. L. & MARTIN, A. 1991. Pb/Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe. *Chemical Geology*, **87**: 175-196.
- TAYLOR, P. N.; KALSBECK, F. & BRIDGWATER, D. 1992. Discrepancies between neodymium, lead and strontium model ages from the Precambrian of southern East Greenland: evidence for a Proterozoic granulite-facies event affecting Archean gneisses. *Chemical Geology*, **94**: 281-291.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Prec. Research*, **53**:1-22.
- TOOD, S. G.; KEITH, D. W.; LEROY, L. W.; SCHISSEL, D. J.; MANN, E. L & IRVINE, T. N. 1992. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater complex, Montana: I. Stratigraphy and petrology. *Econ. Geol.* **77**: 1454-1480.
- van der VEEN, A. H. & MAASKANT, P. 1995. Chromian spinel mineralogy of the Staré Ransko gabbro-peridotite, Czech Republic, and its implications for sulfide mineralization. *Mineral. Deposita*, **30**: 397-407.
- WEAVER, B. L.; TARNEY, J.; WINDLEY, B. F. & LEAKE, B. E. 1982. Geochemistry and petrogenesis of Archean metavolcanic amphibolites from Fiskenaasset, SW Greenland. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **46**: 2203-2215.
- WILLIAMS, H. R. 1988. The Archean Kasila group of western Sierra Leone: geology and relations with adjacent granite greenstone terrane. *Prec. Research*, **38**: 201-213.
- WILLIAMS, H. R. 1989. Geology and mineral chemistry of the Bantoro Leucogabbro, Kasila Group, western Sierra Leone. *Journal of African Earth Sciences*. **9**(2): 259-271.
- WINDLEY, B. F.; BISHOP, F. C. & SMITH, J. V. 1981. Metamorphosed layered igneous complex in archean granulite-gneiss belts. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **9**: 175-198.
- WINGE, M. A. 1981. A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Rio Capim: caracterização geológica e modelo metalogenético. Brasília. (Tese de mestrado-UnB). 120 p.
- YARDLEY, B. W. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. London, Longman Scientific & Technical. 248 p.
- ZARTMAN, R. E & DOE, B. R. 1981. Plumbotectonics - The model. *Tectonophysics*, **75**: 135-162.

ANEXO 1

**MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DA
FAZENDA LAGOA DA VACA**

ANEXO 2

ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

Tabela 1 - Análises de grãos de plagioclásio dos anortositos do Complexo Lagoa da Vaca.

Amostra	UA-EO 01										
	F1/C	F1/M	F1/B-c-A1	F2/M	F2/C	F2/B-c-F	F3/B1	F3/M1	F3/C	F3/M2	F3/B2-c-F
SiO2	53,05	52,51	52,16	52,68	52,59	52,46	52,64	53,22	54,05	52,65	53,15
Al2O3	30,35	30,54	30,73	30,31	30,58	30,32	30,69	30,52	29,81	30,42	30,60
FeO	0,18	0,19	0,30	0,20	0,21	0,07	0,07	0,13	0,06	0,09	0,11
BaO	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,16	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,72	13,00	13,29	12,79	13,45	12,85	13,00	13,01	12,21	12,61	12,78
Na2O	3,95	3,88	3,68	3,77	3,80	3,91	3,76	3,85	4,23	3,95	3,97
K2O	0,09	0,09	0,09	0,15	0,11	0,09	0,04	0,04	0,04	0,08	0,06
Total	100,63	100,20	100,25	99,90	100,73	99,69	100,28	100,76	100,43	99,95	100,67
Si	2,39	2,38	2,36	2,39	2,37	2,38	2,38	2,39	2,43	2,39	2,39
Al	1,61	1,63	1,64	1,62	1,62	1,62	1,63	1,62	1,58	1,62	1,62
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,61	0,63	0,64	0,62	0,65	0,63	0,63	0,63	0,59	0,61	0,62
Na	0,35	0,34	0,32	0,33	0,33	0,34	0,33	0,34	0,37	0,35	0,35
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,98	4,98	4,98	4,97	4,99	4,98	4,97	4,97	4,97	4,98	4,98
Ab	35,79	34,90	33,23	34,44	33,59	35,35	34,29	34,80	38,42	36,02	35,85
Or	0,51	0,50	0,52	0,90	0,64	0,51	0,23	0,22	0,26	0,45	0,35
An	63,71	64,60	66,25	64,66	65,77	64,14	65,48	64,99	61,32	63,53	63,80
Amostra	UA-EO 02										
	F1/C	F1/B	F1/M	F2/C	F2/B	F3/C	F3/B	F4/M	F4/C		
SiO2	54,57	55,87	53,13	54,01	52,82	53,36	53,33	53,88	54,50		
Al2O3	29,25	28,83	30,34	29,69	30,26	30,52	30,29	29,87	29,26		
FeO	0,25	0,17	0,12	0,12	0,10	0,10	0,12	0,14	0,13		
BaO	0,02	0,14	0,07	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,07		
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	11,77	10,42	12,68	11,88	12,87	13,07	12,78	12,17	11,54		
Na2O	4,57	5,11	4,00	4,45	3,97	3,84	3,88	4,13	4,50		
K2O	0,13	0,05	0,09	0,11	0,10	0,07	0,09	0,09	0,15		
Total	100,57	100,58	100,42	100,25	100,18	100,00	100,50	100,28	100,14		
Si	2,45	2,50	2,39	2,43	2,39	2,39	2,40	2,43	2,45		
Al	1,55	1,52	1,61	1,58	1,61	1,61	1,61	1,58	1,55		
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01		
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,57	0,50	0,61	0,57	0,62	0,63	0,62	0,59	0,56		
Na	0,40	0,44	0,35	0,39	0,35	0,33	0,34	0,36	0,39		
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01		
Total	4,98	4,97	4,98	4,98	4,98	4,97	4,97	4,97	4,97		
Ab	40,98	46,89	36,16	40,14	35,62	34,54	35,28	37,84	40,98		
Or	0,79	0,28	0,51	0,64	0,56	0,44	0,55	0,55	0,89		
An	58,24	52,83	63,33	59,23	63,82	65,02	64,17	61,61	58,13		

Tabela 1 - Continuação

Amostra	UA-EO 03									
	F1-c-A1	F1/C	F2/C	F2/B-c-F	F3/C	F4-c-A2	F4/C	F5/C		
SiO2	53,40	54,10	53,53	53,18	52,92	52,95	53,68	53,27		
Al2O3	30,35	29,72	30,55	30,61	30,72	30,50	30,76	30,48		
FeO	0,08	0,07	0,15	0,07	0,11	0,16	0,14	0,08		
BaO	0,11	0,00	0,25	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00		
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	12,78	12,34	12,89	12,86	13,11	12,79	12,76	12,69		
Na2O	4,03	4,20	4,16	3,96	3,72	3,94	3,99	4,07		
K2O	0,11	0,08	0,12	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08		
Total	100,85	100,52	101,65	100,76	100,71	100,44	101,44	100,67		
Si	2,40	2,43	2,39	2,39	2,38	2,39	2,39	2,39		
Al	1,61	1,57	1,61	1,62	1,63	1,62	1,62	1,61		
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00		
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,62	0,59	0,62	0,62	0,63	0,62	0,61	0,61		
Na	0,35	0,37	0,36	0,35	0,32	0,34	0,35	0,35		
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
Total	4,98	4,97	4,99	4,98	4,97	4,98	4,98	4,98		
Ab	36,09	37,94	36,62	35,63	33,72	35,58	35,93	36,53		
Or	0,64	0,50	0,71	0,47	0,51	0,53	0,63	0,47		
An	63,28	61,56	62,67	63,90	65,77	63,89	63,44	63,00		
Amostra	UA-EO 04									
	F1/C	F1/B	F2/B	F2/C1	F2/C2	F2/C3	F3/C	F4-c-A3	F4/C	F5/C
SiO2	52,191	52,168	51,054	52,348	51,03	52,514	103,05	52,036	50,627	50,421
Al2O3	30,755	31,166	32,254	30,981	31,871	30,816	0,014	31,229	31,766	32,194
FeO	0,115	0,246	0,173	0,127	0,123	0,193	0	0,346	0,165	0,145
BaO	0	0,114	0	0,296	0	0,114	0,092	0,205	0,183	0,229
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	13,66	13,448	14,86	13,714	14,86	13,576	0,007	13,826	14,488	14,768
Na2O	3,762	3,577	2,948	3,641	3,022	3,527	0,003	3,535	3,227	2,908
K2O	0,051	0,077	0,052	0,09	0,05	0,07	0,018	0,054	0,072	0,071
Total	100,533	100,8	101,34	101,197	100,96	100,81	103,19	101,23	100,527	100,735
Si	2,357	2,35	2,293	2,353	2,301	2,364	3,998	2,34	2,297	2,283
Al	1,637	1,654	1,708	1,641	1,694	1,635	0,001	1,655	1,699	1,718
Fe	0,004	0,009	0,006	0,005	0,005	0,007	0	0,013	0,006	0,005
Ba	0	0,002	0	0,005	0	0,002	0,001	0,004	0,003	0,004
Sr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,661	0,649	0,715	0,66	0,718	0,655	0	0,666	0,704	0,717
Na	0,329	0,312	0,257	0,317	0,264	0,308	0	0,308	0,284	0,255
K	0,003	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,001	0,003	0,004	0,004
Total	4,991	4,981	4,983	4,987	4,985	4,975	4,002	4,989	4,998	4,987
Ab	33,165	32,343	26,335	32,283	26,821	31,849	14,93	31,532	28,606	26,159
Or	0,295	0,459	0,307	0,524	0,291	0,414	65,426	0,315	0,421	0,421
An	66,54	67,199	73,358	67,193	72,889	67,737	19,644	68,153	70,973	73,42

Tabela 2 - Análises de grãos de anfíbólio dos anortositos do Complexo Lagoa da Vaca.

Amostra	UA-EO 01										UA-EO 02											
	A1/C	A1/B-c-F1	A2	A3	A4	A1-c-P2	A1-B	A2-c-P3	A3-c-P3	A4-c-F1	A4/C	A1/C	A1/B-c-F1	A2	A3	A4	A1-c-P2	A1-B	A2-c-P3	A3-c-P3	A4-c-F1	A4/C
SiO2	43,91	43,79	43,03	43,32	43,38	44,28	44,67	46,31	45,49	45,65	44,46	43,91	43,79	43,03	43,32	43,38	44,28	44,67	46,31	45,49	45,65	44,46
TiO2	1,59	1,45	1,50	1,51	1,62	1,14	1,03	0,92	1,00	1,14	1,20	1,59	1,45	1,50	1,51	1,62	1,14	1,03	0,92	1,00	1,14	1,20
Al2O3	10,40	10,42	10,26	10,41	10,65	10,41	10,10	9,12	9,21	9,94	10,09	10,40	10,42	10,26	10,41	10,65	10,41	10,10	9,12	9,21	9,94	10,09
Cr2O3	0,02	0,07	0,04	0,01	0,05	0,20	0,12	0,03	0,19	0,15	0,13	0,02	0,07	0,04	0,01	0,05	0,20	0,12	0,03	0,19	0,15	0,13
FeO	18,91	18,88	18,56	17,95	18,48	17,80	18,03	17,27	17,13	16,19	17,37	18,91	18,88	18,56	17,95	18,48	17,80	18,03	17,27	17,13	16,19	17,37
MnO	0,16	0,30	0,17	0,20	0,25	0,29	0,32	0,30	0,27	0,33	0,27	0,16	0,30	0,17	0,20	0,25	0,29	0,32	0,30	0,27	0,33	0,27
MgO	9,83	9,79	9,50	10,09	9,87	10,45	10,57	11,37	10,97	11,21	10,58	9,83	9,79	9,50	10,09	9,87	10,45	10,57	11,37	10,97	11,21	10,58
CaO	11,98	11,94	11,70	11,84	12,04	11,38	11,59	11,56	12,03	11,64	11,61	11,98	11,94	11,70	11,84	12,04	11,38	11,59	11,56	12,03	11,64	11,61
Na2O	1,07	1,08	1,15	1,07	0,94	1,10	1,17	0,94	1,01	0,94	1,16	1,07	1,08	1,15	1,07	0,94	1,10	1,17	0,94	1,01	0,94	1,16
K2O	0,76	0,82	0,74	0,73	0,84	0,60	0,57	0,56	0,54	0,54	0,61	0,76	0,82	0,74	0,73	0,84	0,60	0,57	0,56	0,54	0,54	0,61
H2O	2,00	2,00	1,96	1,98	1,99	2,00	2,01	2,03	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	1,96	1,98	1,99	2,00	2,01	2,03	2,01	2,02	2,00
Total	100,63	100,52	98,61	99,11	100,11	99,65	100,18	100,42	99,83	99,76	99,47	100,63	100,52	98,61	99,11	100,11	99,65	100,18	100,42	99,83	99,76	99,47
Si	6,58	6,57	6,58	6,57	6,53	6,65	6,68	6,85	6,79	6,77	6,68	6,58	6,57	6,58	6,57	6,53	6,65	6,68	6,85	6,79	6,77	6,68
Ti	0,18	0,16	0,17	0,17	0,18	0,13	0,12	0,10	0,11	0,13	0,14	0,18	0,16	0,17	0,17	0,18	0,13	0,12	0,10	0,11	0,13	0,14
AlIV	1,42	1,43	1,42	1,43	1,47	1,36	1,32	1,15	1,21	1,23	1,32	1,42	1,43	1,42	1,43	1,47	1,36	1,32	1,15	1,21	1,23	1,32
AlVI	0,42	0,41	0,43	0,43	0,42	0,48	0,45	0,44	0,41	0,51	0,47	0,42	0,41	0,43	0,42	0,42	0,48	0,45	0,44	0,41	0,51	0,47
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02
Fe3	0,64	0,64	0,57	0,63	0,62	0,86	0,81	0,80	0,55	0,65	0,67	0,64	0,64	0,57	0,63	0,62	0,86	0,81	0,80	0,55	0,65	0,67
Fe2	1,73	1,73	1,80	1,65	1,70	1,37	1,44	1,34	1,59	1,36	1,51	1,73	1,73	1,80	1,65	1,70	1,37	1,44	1,34	1,59	1,36	1,51
Mn	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03
Mg	2,20	2,19	2,16	2,28	2,21	2,34	2,36	2,51	2,44	2,48	2,37	2,20	2,19	2,16	2,28	2,21	2,34	2,36	2,51	2,44	2,48	2,37
Ca	1,92	1,92	1,92	1,92	1,94	1,83	1,86	1,83	1,92	1,85	1,87	1,92	1,92	1,92	1,92	1,94	1,83	1,86	1,83	1,92	1,85	1,87
Na	0,31	0,31	0,34	0,32	0,28	0,32	0,34	0,27	0,29	0,27	0,34	0,31	0,31	0,34	0,32	0,28	0,32	0,34	0,27	0,29	0,27	0,34
K	0,15	0,16	0,14	0,14	0,16	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,15	0,16	0,14	0,14	0,16	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12
Total	15,55	15,57	15,57	15,56	15,56	15,51	15,54	15,44	15,48	15,41	15,52	15,55	15,57	15,57	15,56	15,56	15,51	15,54	15,44	15,48	15,41	15,52

Tabela 2 - Continuação

Amostra	UA-EO 03											UA-EO 04							
	A1/C	A1/B	A2/C	A2/B	A3/C	A3/B	A1-c-F1	A1/C	A2-c-P1	A4/B	A3/C	A4-c-F6	A4-C	A4/C2					
SiO2	43,78	43,53	42,97	42,93	44,01	43,98	44,01	43,80	44,66	44,97	44,44	44,53	45,19	43,33					
TiO2	0,99	1,05	1,24	1,25	0,98	1,05	1,64	1,66	1,60	1,41	1,42	1,39	1,34	0,93					
Al2O3	11,61	11,80	11,83	11,83	11,57	11,83	10,51	10,96	10,37	10,30	9,97	10,45	9,95	11,48					
Cr2O3	0,16	0,19	0,04	0,04	0,16	0,16	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,05	0,09					
FeO	16,69	16,76	17,41	16,82	16,54	16,51	18,83	19,30	18,15	18,39	18,93	18,59	18,73	17,30					
MnO	0,21	0,24	0,18	0,14	0,26	0,20	0,34	0,24	0,38	0,29	0,29	0,30	0,33	0,18					
MgO	10,67	10,59	10,36	10,32	10,55	10,77	9,82	9,72	10,08	9,98	9,59	9,90	9,96	10,78					
CaO	11,95	12,02	11,63	11,64	11,89	12,04	11,43	11,54	11,65	11,72	11,91	11,78	11,61	11,71					
Na2O	1,44	1,29	1,54	1,56	1,12	1,18	1,29	1,25	1,20	0,92	1,22	1,11	1,14	1,47					
K2O	0,74	0,79	0,72	0,77	0,80	0,73	0,53	0,48	0,52	0,54	0,51	0,55	0,50	0,73					
H2O	2,01	2,01	2,00	1,99	2,01	2,02	2,00	2,01	2,02	2,02	2,00	2,01	2,02	2,00					
Total	100,25	100,26	99,91	99,29	99,88	100,46	100,45	100,97	100,62	100,57	100,28	100,64	100,81	100,00					
Si	6,52	6,49	6,45	6,46	6,56	6,52	6,59	6,53	6,65	6,69	6,67	6,64	6,72	6,49					
Ti	0,11	0,12	0,14	0,14	0,11	0,12	0,19	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16	0,15	0,11					
Al IV	1,48	1,51	1,55	1,54	1,44	1,48	1,41	1,47	1,35	1,31	1,33	1,36	1,28	1,51					
Al VI	0,56	0,56	0,54	0,56	0,59	0,59	0,45	0,46	0,47	0,50	0,43	0,48	0,46	0,52					
Cr	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01					
Fe3	0,55	0,59	0,72	0,57	0,57	0,59	0,79	0,85	0,65	0,68	0,52	0,67	0,68	0,79					
Fe2	1,53	1,49	1,47	1,55	1,49	1,45	1,57	1,55	1,61	1,61	1,85	1,65	1,65	1,38					
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02					
Mg	2,37	2,35	2,32	2,32	2,34	2,38	2,19	2,16	2,24	2,21	2,15	2,20	2,21	2,41					
Ca	1,91	1,92	1,87	1,88	1,90	1,91	1,83	1,84	1,86	1,87	1,92	1,88	1,85	1,88					
Na	0,42	0,37	0,45	0,46	0,32	0,34	0,38	0,36	0,35	0,27	0,36	0,32	0,33	0,43					
K	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,14					
Total	15,62	15,61	15,66	15,65	15,54	15,56	15,54	15,54	15,49	15,43	15,52	15,50	15,47	15,67					

Tabela 3 - Análises de grãos de piroxênio dos anortositos do Complexo Lagoa da Vaca.

Amostras	UA-EO 01				UA-EO 02				UA-EO 04				UA-EO 98.1					
	CPX	CPX1	CPX1/B	CPX2	CPX3-c-A3	CPX3-c-A2	CPX1-c-SP1	CPX1/C	CPX1/B	CPX2	CPX2/C	OPX3-sym	PX4-p-OPX	PX5-c-OPX	OPX6-sym			
SiO2	44,01	52,28	52,88	52,59	51,07	52,86	44,42	51,87	51,37	52,24	51,61	51,45	50,72	51,96	51,58			
TiO2	1,45	0,11	0,08	0,14	0,34	0,08	1,65	0,16	0,16	0,14	0,30	0,07	0,08	0,15	0,06			
Al2O3	10,54	1,92	1,19	1,67	3,36	1,20	10,79	1,87	2,04	1,64	3,35	0,92	1,14	1,89	0,84			
Cr2O3	0,03	0,10	0,04	0,06	0,11	0,03	0,01	0,10	0,07	0,08	0,08	0,01	0,05	0,00	0,00			
Fe2O3	2,79	0,67	0,12	0,15	0,69	0,53	2,99	0,00	1,65	0,16	0,00	0,34	0,66	0,49	0,00			
FeO	16,31	10,09	10,16	10,56	11,24	9,59	15,37	10,26	10,06	10,56	11,81	29,26	28,54	10,39	28,39			
MnO	0,17	0,39	0,36	0,33	0,34	0,38	0,33	0,16	0,29	0,22	0,16	0,76	0,75	0,22	0,73			
MgO	9,92	11,98	12,49	12,14	12,31	12,54	10,31	12,20	12,09	12,55	12,77	17,42	17,20	12,21	17,87			
CaO	11,85	22,61	22,73	22,47	20,08	23,14	11,83	22,01	21,88	21,96	18,76	0,39	0,60	22,27	0,37			
Na2O	0,99	0,39	0,30	0,37	0,46	0,28	1,16	0,30	0,35	0,28	0,44	0,00	0,00	0,30	0,00			
Total	98,06	100,53	100,34	100,47	99,99	100,63	98,84	98,90	99,97	99,83	99,29	100,61	99,74	99,87	99,85			
Si	1,71	1,96	1,98	1,97	1,92	1,97	1,71	1,97	1,94	1,97	1,94	1,97	1,96	1,96	1,98			
Ti	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al	0,48	0,09	0,05	0,07	0,15	0,05	0,49	0,08	0,09	0,07	0,15	0,04	0,05	0,08	0,04			
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe3	0,08	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00			
Fe2	0,53	0,32	0,32	0,33	0,35	0,30	0,49	0,33	0,32	0,33	0,37	0,94	0,92	0,33	0,91			
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02			
Mg	0,58	0,67	0,70	0,68	0,69	0,70	0,59	0,69	0,68	0,70	0,72	1,00	0,99	0,69	1,02			
Ca	0,49	0,91	0,91	0,90	0,81	0,93	0,49	0,90	0,88	0,89	0,76	0,02	0,03	0,90	0,02			
Na	0,08	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00			
Total		4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00			
Wo	30,77	47,64	47,04	46,95	43,42	47,84	30,78	46,72	46,76	45,91	40,90	0,81	1,27	46,84	0,77			
En	35,82	35,11	35,96	35,28	37,02	36,07	37,32	36,02	35,96	36,51	38,73	50,42	50,49	35,73	51,83			
Fs	33,41	17,25	17,00	17,77	19,56	16,09	31,90	17,26	17,28	17,58	20,38	48,77	48,24	17,43	47,40			

Tabela 4 - Análises de grãos de olivina dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso.

Amostra	LVMP-28			LVMP-107				LVMP-99.1			LVMP-30.1	
	OL1	OL1/M	OL2	OL1-P-SP6	OL2	OL3	OL1	OL2	OL3	OL1	OL2	OL3
SiO2	40,07	40,01	40,15	40,62	40,68	40,47	40,38	40,88	40,54	39,42	38,81	
TiO2	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	
Al2O3	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	2,19	4,59	
Cr2O3	0,05	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,08	0,00	0,03	0,15	0,37	
FeO	13,90	14,21	14,56	13,02	13,52	13,43	13,07	13,10	12,87	14,23	13,79	
MnO	0,13	0,18	0,06	0,15	0,10	0,20	0,19	0,13	0,12	0,20	0,16	
MgO	45,14	45,01	45,72	46,44	46,40	46,50	46,37	46,64	46,47	44,63	42,01	
CaO	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	1,55	
NiO	0,49	0,54	0,33	0,38	0,45	0,37	0,49	0,55	0,45	0,42	0,42	
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	
K2O	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Total	99,84	100,02	100,86	100,66	101,24	101,04	100,64	101,32	100,51	101,27	101,75	
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Fe	0,29	0,30	0,30	0,27	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	0,29	0,28	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,69	1,68	1,69	1,71	1,70	1,71	1,71	1,71	1,71	1,64	1,54	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	2,97	
Fo	85,17	84,81	84,79	86,30	85,87	85,89	86,19	86,27	86,47	84,65	86,21	
Fa	14,72	15,03	15,15	13,58	14,04	13,91	13,63	13,60	13,43	15,14	15,88	

Amostras LVMP 28 e 107 apresentam texturas granoblásticas e as amostras LVMP 30.1 e 99.1 texturas cumuláticas.

Tabela 5 - Análises de grãos de piroxênio dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso.

Amostra	LVMP 30.1										LVMP 99.1									
	OPX1	OPX1-M	OPX2	CPX3	OPX4	OPX2-M	OPX1	OPX2	OPX3	CPX1	CPX2	OPX3	CPX1	CPX2	OPX3	OPX4				
SiO2	52,20	53,55	52,96	51,42	56,00	55,77	56,19	56,28	55,86	51,90	50,37	53,25	51,90	50,37	53,25	55,50				
TiO2	0,23	0,18	0,10	0,25	0,08	0,06	0,10	0,06	0,05	1,21	0,19	0,27	1,21	0,19	0,27	0,08				
Al2O3	6,47	4,48	5,07	7,28	3,08	3,29	2,58	2,89	3,24	5,59	3,62	5,16	5,59	3,62	5,16	3,27				
Cr2O3	1,06	0,87	0,98	0,64	0,94	0,71	1,09	1,07	0,89	0,47	1,47	0,58	0,47	1,47	0,58	1,00				
Fe2O3	2,31	0,79	0,70	1,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,57	0,00	0,00	4,57	0,00	0,00				
FeO	2,64	4,50	4,36	1,46	8,22	8,24	8,29	8,24	8,07	2,72	0,00	4,52	2,72	0,00	4,52	8,47				
MnO	0,04	0,08	0,14	0,00	0,15	0,16	0,14	0,18	0,16	0,01	0,08	0,09	0,01	0,08	0,09	0,19				
MgO	19,23	21,23	20,29	16,69	30,12	30,69	31,46	31,04	30,43	16,20	19,08	20,78	16,20	19,08	20,78	30,73				
CaO	17,58	14,45	15,76	21,11	2,17	2,00	1,39	1,62	1,87	20,28	18,65	14,77	20,28	18,65	14,77	1,74				
Na2O	0,68	0,71	0,55	0,75	0,13	0,04	0,03	0,07	0,07	1,18	0,59	0,68	1,18	0,59	0,68	0,08				
Total	102,44	100,83	100,92	101,35	100,88	100,96	101,26	101,44	100,64	99,56	98,62	100,08	99,56	98,62	100,08	101,06				
Si	1,84	1,90	1,89	1,83	1,94	1,93	1,94	1,94	1,94	1,88	1,85	1,90	1,88	1,85	1,90	1,92				
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00				
Al	0,27	0,19	0,21	0,31	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,24	0,16	0,22	0,24	0,16	0,22	0,13				
Cr	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03				
Fe3	0,06	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00				
Fe2	0,08	0,13	0,13	0,04	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,08	0,00	0,14	0,08	0,00	0,14	0,25				
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01				
Mg	1,01	1,13	1,08	0,89	1,56	1,58	1,62	1,59	1,57	0,88	1,04	1,11	0,88	1,04	1,11	1,59				
Ca	0,66	0,55	0,60	0,81	0,08	0,07	0,05	0,06	0,07	0,79	0,73	0,57	0,79	0,73	0,57	0,07				
Na	0,05	0,05	0,04	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05	0,01				
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	3,98	4,00	4,00	3,99	3,98	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00				
Wo	37,86	30,38	33,18	46,44	4,29	3,91	2,69	3,15	3,69	45,12	41,21	31,24	45,12	41,21	31,24	3,40				
En	57,62	62,11	59,42	51,06	82,80	83,29	84,59	84,06	83,61	50,15	58,66	61,14	50,15	58,66	61,14	83,41				
Fs	4,52	7,51	7,41	2,50	12,92	12,80	12,72	12,80	12,69	4,73	0,13	7,62	4,73	0,13	7,62	13,20				

Amostras LVMP 30.1 e 99.1 apresentam texturas cumuláticas

Tabela 5 - Continuação

Amostra	LVMP 28				LVMP 99.A				
	P3	P4	P5	P6	P1	P2	P4	P4-M	P3-M
SiO2	56,74	56,32	56,45	56,53	46,68	56,36	56,09	56,19	55,86
TiO2	0,05	0,12	0,11	0,05	0,65	0,06	0,08	0,09	0,08
Al2O3	2,19	2,33	2,20	2,14	12,45	2,19	2,26	2,16	2,08
Cr2O3	0,12	0,01	0,06	0,06	0,45	0,08	0,11	0,14	0,15
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	5,92	0,00	0,13	0,00	0,00
FeO	9,63	9,98	9,82	9,36	1,06	11,59	11,20	11,11	11,26
MnO	0,28	0,15	0,24	0,22	0,08	0,12	0,15	0,28	0,22
MgO	32,09	31,81	32,12	32,10	17,98	30,95	31,14	30,83	30,82
CaO	0,09	0,23	0,19	0,21	11,92	0,24	0,18	0,22	0,13
Na2O	0,02	0,01	0,00	0,04	1,71	0,00	0,02	0,03	0,03
Total	101,19	100,95	101,19	100,70	98,90	101,58	101,37	101,05	100,61
Si	1,96	1,95	1,95	1,96	1,69	1,96	1,95	1,96	1,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,09	0,10	0,09	0,09	0,53	0,09	0,09	0,09	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,28	0,29	0,28	0,27	0,03	0,34	0,33	0,32	0,33
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	1,65	1,64	1,66	1,66	0,97	1,60	1,61	1,60	1,61
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,46	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	0,17	0,44	0,37	0,40	31,52	0,45	0,35	0,41	0,26
En	85,08	84,47	84,74	85,32	66,13	82,11	82,73	82,47	82,50
Fs	14,75	15,10	14,90	14,29	2,35	17,44	16,92	17,11	17,24

Amostras LVMP 28 e 99.A apresentam texturas granoblásticas.

Tabela 6 - Análises de grãos de anfibólio dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso com textura granoblástica.

Amostra	LVMP 107			LVMP 99A	
	A1	A2	A3	A1	A2
SiO ₂	48,79	48,65	49,16	46,69	47,01
TiO ₂	0,66	0,65	0,60	0,71	0,69
Al ₂ O ₃	10,61	10,63	10,03	12,23	11,81
Cr ₂ O ₃	0,56	0,55	0,68	0,59	0,41
FeO	4,56	4,61	4,48	6,12	6,01
MnO	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03
MgO	18,83	18,83	19,34	17,98	17,95
CaO	12,07	12,19	12,31	11,99	11,69
Na ₂ O	1,22	1,18	1,12	1,69	1,67
K ₂ O	0,18	0,15	0,20	0,22	0,19
H ₂ O	2,14	2,14	2,15	2,13	2,12
Total	99,65	99,61	100,09	100,39	99,58
Si	6,84	6,82	6,86	6,57	6,66
Ti	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07
Al IV	1,16	1,18	1,14	1,43	1,35
Al VI	0,59	0,58	0,51	0,60	0,62
Cr	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05
Fe ₂	0,53	0,54	0,52	0,72	0,71
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	3,93	3,94	4,03	3,77	3,79
Ca	1,81	1,83	1,84	1,81	1,77
Na	0,33	0,32	0,30	0,46	0,46
K	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
H	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04
Total	15,37	15,37	15,39	15,59	15,54

Tabela 7 - Análises de grãos de espinélios dos litotipos ultramáficos de posicionamento duvidoso.

Amostra	LVMP 30.1						LVMP 99.1						LVMP 28						
	SP1	SP2	SP3	SP1	SP2	SP4	SP5	SP7	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP7	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5
V2O5	0,10	0,13	0,05	0,21	0,20	0,18	0,12	0,26	0,00	0,07	0,06	0,04	0,06	0,00	0,00	0,07	0,06	0,04	0,04
SiO2	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,08	0,05	0,00	0,06	0,04	0,00	0,04	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,06
TiO2	0,20	0,06	0,23	0,09	0,06	0,03	0,15	0,17	0,00	0,03	0,08	0,01	0,03	0,00	0,03	0,08	0,01	0,01	0,03
Al2O3	33,64	33,16	34,02	30,61	39,60	45,51	24,25	32,04	58,02	56,73	57,19	58,41	58,02	57,19	56,73	57,19	58,19	58,41	58,41
Cr2O3	31,04	30,99	30,78	35,80	25,68	20,75	40,76	32,89	6,05	5,96	5,78	6,48	6,05	5,96	5,96	5,78	6,36	6,48	6,48
Fe2O3	1,92	2,05	1,34	1,90	1,88	1,61	2,45	1,72	2,38	3,89	3,50	1,78	2,38	3,89	3,89	3,50	2,03	1,78	1,78
FeO	21,70	21,40	21,50	21,30	18,81	17,73	23,62	21,78	15,49	15,87	15,83	14,67	15,49	15,87	15,87	15,83	15,26	14,67	14,67
MnO	0,34	0,33	0,28	0,43	0,29	0,18	0,49	0,42	0,11	0,13	0,16	0,09	0,11	0,13	0,13	0,16	0,17	0,09	0,09
MgO	9,85	9,71	9,96	9,98	12,28	13,88	7,64	9,53	16,39	16,05	16,13	17,01	16,39	16,05	16,05	16,13	16,55	17,01	17,01
CaO	0,08	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00
NiO	0,07	0,00	0,19	0,12	0,16	0,20	0,02	0,07	0,50	0,50	0,42	0,63	0,50	0,07	0,50	0,42	0,45	0,63	0,63
ZnO	0,37	0,18	0,32	0,21	0,30	0,24	0,13	0,20	0,32	0,18	0,28	0,30	0,32	0,20	0,32	0,18	0,30	0,30	0,30
Total	99,26	97,89	98,63	100,51	99,11	100,14	99,57	98,83	99,34	99,37	99,38	99,46	99,34	98,83	99,34	99,37	99,38	99,41	99,46
V	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Si	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,04	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	9,57	9,56	9,72	8,71	10,85	11,97	7,25	9,21	14,52	14,28	14,37	14,53	14,52	9,21	14,52	14,28	14,37	14,53	14,53
Cr	5,93	6,00	5,90	6,83	4,72	3,66	8,17	6,34	1,02	1,01	0,98	1,08	1,02	6,34	1,02	1,01	0,98	1,06	1,08
Fe3	0,35	0,38	0,25	0,35	0,33	0,27	0,47	0,32	0,38	0,63	0,56	0,28	0,38	0,32	0,38	0,63	0,56	0,32	0,28
Fe	4,38	4,38	4,36	4,30	3,66	3,31	5,01	4,44	2,75	2,83	2,82	2,59	2,75	4,44	2,75	2,83	2,82	2,70	2,59
Mn	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	0,03	0,10	0,09	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Mg	3,55	3,54	3,60	3,59	4,25	4,62	2,89	3,46	5,19	5,11	5,13	5,35	5,19	3,46	5,11	5,11	5,13	5,23	5,35
Ca	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ni	0,01	0,00	0,04	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,09	0,09	0,07	0,11	0,09	0,01	0,09	0,09	0,07	0,08	0,11
Zn	0,07	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05
Total	23,99	23,97	24,01	23,96	23,96	23,97	23,96	23,94	24,03	24,01	24,01	24,02	24,03	23,94	24,03	24,01	24,01	24,02	24,02
FM	0,56	0,56	0,55	0,55	0,47	0,42	0,64	0,57	0,35	0,36	0,36	0,33	0,35	0,57	0,35	0,36	0,36	0,34	0,33
Cr/Cr+Al	0,38	0,39	0,38	0,44	0,30	0,23	0,53	0,41	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,41	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07

Amostras LVMP 30.1 e 99.1 apresentam texturas cumuláticas e as amostras LVMP 28, 99.A e 107 texturas granoblásticas.

Tabela 7 - Continuação

Amostra	LVMP 99.A					LVMP 107							SP7-c-A
	SP1	SP3	SP4	SP5	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP6	SP7		
V2O5	0,00	0,06	0,00	0,25	0,12	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,11	
SiO2	0,05	0,12	0,01	0,11	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,02	0,08	
TiO2	0,04	0,00	0,04	0,05	0,03	0,01	0,04	0,03	0,07	0,03	0,06	0,03	
Al2O3	52,91	51,99	52,00	52,25	50,53	52,30	51,37	50,68	51,32	51,12	51,92	51,29	
Cr2O3	9,27	9,93	9,73	9,49	12,83	11,30	11,97	12,28	12,50	12,26	11,85	11,69	
Fe2O3	3,53	4,88	4,21	4,43	3,84	3,86	3,56	4,08	2,86	3,73	3,44	3,83	
FeO	17,38	17,94	17,71	17,65	15,98	15,75	15,80	16,71	15,15	16,04	16,02	15,45	
MnO	0,19	0,14	0,11	0,12	0,13	0,23	0,12	0,20	0,13	0,18	0,12	0,26	
MgO	14,45	14,27	14,24	14,38	15,34	15,69	15,49	14,87	15,82	15,34	15,54	15,56	
CaO	0,05	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,09	
NiO	0,17	0,26	0,36	0,22	0,37	0,50	0,27	0,31	0,36	0,33	0,39	0,34	
ZnO	0,60	0,44	0,40	0,17	0,18	0,33	0,22	0,37	0,26	0,29	0,29	0,39	
Total	98,64	100,03	98,85	99,15	99,34	100,03	98,89	99,58	98,48	99,31	99,72	99,12	
V	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	
Si	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	13,71	13,39	13,52	13,50	13,06	13,35	13,27	13,12	13,28	13,20	13,31	13,23	
Cr	1,61	1,71	1,70	1,65	2,23	1,94	2,08	2,13	2,17	2,12	2,04	2,02	
Fe3	0,58	0,80	0,70	0,73	0,63	0,63	0,59	0,67	0,47	0,61	0,56	0,63	
Fe	3,20	3,28	3,27	3,24	2,93	2,85	2,90	3,07	2,78	2,94	2,91	2,83	
Mn	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	
Mg	4,73	4,65	4,68	4,70	5,02	5,07	5,06	4,87	5,18	5,01	5,04	5,08	
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Ni	0,03	0,05	0,06	0,04	0,07	0,09	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	
Zn	0,10	0,07	0,06	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	
Total	24,03	24,01	24,03	23,98	24,00	24,03	24,02	24,03	24,03	24,03	24,02	24,01	
FM	0,41	0,42	0,41	0,41	0,37	0,36	0,37	0,39	0,35	0,37	0,37	0,36	
Cr/Cr+Al	0,11	0,11	0,11	0,11	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	

Tabela 8 - Análises de grãos de plagioclásio dos granulitos do Domínio Leste.

Amostra	LVMP 80.2				LVMP 66					
	F1-c-P1/B	F1/C	F3-p-A	F3/M	F1-c-A2	F1/C	F2-c-P1/B2	F3-c-P1/B3	F4-c-A6	F4/C
SiO ₂	60,53	60,87	60,89	60,29	60,58	60,36	60,00	60,05	60,65	60,53
Al ₂ O ₃	25,53	25,56	25,63	25,43	25,55	25,63	25,33	25,38	25,23	25,54
FeO	0,22	0,14	0,08	0,16	0,25	0,13	0,16	0,24	0,19	0,00
BaO	0,35	0,09	0,13	0,00	0,20	0,00	0,09	0,00	0,02	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,16	0,00	0,00	0,00
CaO	7,31	7,25	7,44	7,24	7,29	7,04	7,15	7,34	7,01	7,07
Na ₂ O	6,69	6,68	6,63	6,58	6,72	6,56	6,65	6,74	6,63	6,61
K ₂ O	0,39	0,37	0,56	0,51	0,28	0,33	0,36	0,34	0,34	0,47
Total	101,03	100,96	101,36	100,26	100,87	100,14	99,89	100,09	100,07	100,24
Si	2,67	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,67	2,69	2,68
Al	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,34	1,33	1,33	1,32	1,33
Fe	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,35	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,34	0,35	0,33	0,34
Na	0,57	0,57	0,57	0,57	0,58	0,57	0,58	0,58	0,57	0,57
K	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Total	4,96	4,95	4,96	4,96	4,96	4,94	4,96	4,96	4,94	4,95
Ab	60,90	61,14	59,68	60,26	61,48	61,51	61,35	61,13	61,82	61,06
Or	2,36	2,23	3,30	3,09	1,67	2,01	2,19	2,05	2,10	2,84
An	36,75	36,64	37,02	36,64	36,85	36,48	36,46	36,81	36,08	36,11

Tabela 9 - Análise de grãos de anfíbólio dos granulitos do Domínio Leste.

Amostra	LVMP 66										LVMP 80.2					
	A1-c-P1/B2	A2-c-P1/B	A4-c-P1/B	A5-c-SP1	A5/C	A6-c-P2	A7-c-P3	A1	A2-c-P3	A2	A3					
SiO2	43,93	43,08	43,78	42,72	42,81	43,83	43,38	44,17	44,11	43,83	44,29					
TiO2	1,58	1,67	1,76	1,74	1,84	1,96	1,95	1,81	1,86	2,04	1,79					
Al2O3	10,33	10,63	10,81	10,74	10,87	10,73	10,25	10,32	10,39	10,51	10,32					
Cr2O3	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,07	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02					
FeO	19,99	20,15	19,08	18,84	19,09	19,52	19,45	18,03	17,16	17,47	17,85					
MnO	0,20	0,17	0,23	0,15	0,22	0,16	0,12	0,12	0,10	0,21	0,14					
MgO	8,97	8,62	9,58	9,13	8,99	8,88	8,98	10,67	10,66	10,06	10,21					
CaO	11,70	11,51	11,27	11,15	11,38	11,28	11,22	11,50	11,30	11,47	11,37					
Na2O	0,95	1,09	1,04	0,94	1,15	1,00	1,13	1,20	1,19	1,32	1,20					
K2O	1,21	1,35	1,13	1,16	1,30	1,40	1,29	1,13	1,26	1,22	1,18					
H2O	2,00	1,98	2,00	1,96	1,97	2,00	1,98	2,02	2,01	2,00	2,01					
Total	100,87	100,24	100,72	98,53	99,64	100,82	99,74	100,98	100,05	100,14	100,37					
Si	6,60	6,54	6,56	6,55	6,51	6,58	6,59	6,57	6,60	6,57	6,62					
Ti	0,18	0,19	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22	0,20	0,21	0,23	0,20					
AlIV	1,40	1,46	1,44	1,46	1,49	1,42	1,41	1,43	1,40	1,43	1,38					
AlVI	0,43	0,44	0,47	0,48	0,46	0,48	0,42	0,38	0,43	0,43	0,44					
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Fe	2,51	2,56	2,39	2,41	2,43	2,45	2,47	2,24	2,15	2,19	2,23					
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02					
Mg	2,01	1,95	2,14	2,08	2,04	1,99	2,03	2,37	2,38	2,25	2,27					
Ca	1,88	1,87	1,81	1,83	1,85	1,81	1,83	1,83	1,81	1,84	1,82					
Na	0,28	0,32	0,30	0,28	0,34	0,29	0,33	0,35	0,35	0,38	0,35					
K	0,23	0,26	0,22	0,23	0,25	0,27	0,25	0,22	0,24	0,23	0,23					
Total	15,56	15,61	15,55	15,54	15,60	15,53	15,57	15,60	15,57	15,58	15,56					

Tabela 10 - Análises de grãos de piroxênio dos granulitos do Domínio Leste.

Amostra	LVMP 66											LVMP 80.2				
	CPX1/C	CPX1/B	CPX1/B2	CPX1/B3	CPX1/B4	OPX2	CPX3/C	OPX4	CPX5-c-OPX	CPX5-c-OPX	OPX6	OPX1/C	OPX1/B	CPX2-c-A1	OPX3	
SiO2	51,30	51,57	51,98	51,98	52,44	50,48	51,30	50,55	52,31	52,15	50,70	51,78	51,92	44,44	52,28	
TiO2	0,13	0,16	0,19	0,16	0,18	0,06	0,30	0,09	0,13	0,14	0,04	0,05	0,07	1,78	0,06	
Al2O3	1,79	1,87	1,75	1,67	1,35	0,67	2,09	0,72	1,40	1,43	0,62	0,92	0,82	10,64	0,83	
Cr2O3	0,06	0,02	0,03	0,00	0,02	0,05	0,03	0,02	0,06	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	
Fe2O3	0,96	0,64	0,49	0,06	0,00	0,00	0,88	0,12	0,00	0,21	0,54	0,83	0,51	1,37	0,00	
FeO	13,46	12,89	13,06	13,79	13,17	31,63	12,76	33,07	13,29	13,60	32,98	29,51	29,41	15,83	29,34	
MnO	0,31	0,34	0,30	0,25	0,35	0,80	0,36	0,94	0,33	0,35	0,93	0,80	0,82	0,15	0,89	
MgO	10,84	10,77	11,03	10,78	11,03	14,95	11,24	14,42	10,97	10,90	14,55	17,30	17,48	10,70	17,11	
CaO	20,89	21,34	21,37	21,40	21,59	0,63	20,61	0,64	21,35	21,44	0,63	0,64	0,60	11,67	0,57	
Na2O	0,35	0,44	0,41	0,35	0,36	0,00	0,44	0,00	0,40	0,35	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	
Total	100,07	100,03	100,61	100,43	100,49	99,27	100,02	100,57	100,24	100,59	101,00	101,86	101,63	97,60	101,07	
Si	1,95	1,96	1,96	1,97	1,98	1,99	1,95	1,98	1,98	1,97	1,98	1,97	1,97	1,72	1,99	
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	
Al	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,03	0,09	0,03	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,49	0,04	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe3	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	
Fe2	0,43	0,41	0,41	0,44	0,42	1,04	0,41	1,08	0,42	0,43	1,08	0,94	0,93	0,51	0,94	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	
Mg	0,62	0,61	0,62	0,61	0,62	0,88	0,64	0,84	0,62	0,62	0,85	0,98	0,99	0,62	0,97	
Ca	0,85	0,87	0,87	0,87	0,87	0,03	0,84	0,03	0,87	0,87	0,03	0,03	0,02	0,49	0,02	
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	
Wo	44,71	45,75	45,32	45,18	45,47	1,36	44,34	1,35	45,19	45,13	1,34	1,32	1,23	29,89	1,19	
En	32,27	32,11	32,55	31,67	32,32	44,48	33,63	42,45	32,30	31,93	42,74	49,76	50,12	38,14	49,61	
Fs	23,02	22,14	22,13	23,15	22,22	54,16	22,03	56,20	22,50	22,94	55,92	48,91	48,65	31,97	49,20	

ERRATA

Abaixo são descritas as frases ou explicações relativas à colocação de figuras no texto original, logo após a referência da página, parágrafo e linha. O modo correto é descrito em negrito, logo após o asterisco.

Índice: no item 5.4. CONSIDERAÇÕES GERAIS... * **5.5. CONSIDERAÇÕES GERAIS...**

Página 15- 2° parágrafo, linha 4: Sá *et al.* (1984) * **Jardim de Sá *et al.* (1984)**

Página 18- 2° parágrafo, linha 1: A chamada da Fig. 3.5 coloca-se logo após a frase **como: *Nas bandas de composição anortosítica e metaleucogabróica (Fig. 3.5), ...**

Página 18- 3° parágrafo, linha 1: A chamada da Fig. 3.6 coloca-se após a frase **como: *Nas camadas metagabróicas, que possuem acima de 35% de minerais máficos (Fig. 3-6), ...**

Página 19- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.1: ***Ponto LVMP 65.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.2: ***Ponto LVMP 65. Corte XZ do afloramento.**

Página 20- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.3: ***Ponto UA-EO 34. Corte XZ do afloramento.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.4: ***Lâmina UA-EO 04.**

Página 21- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.5: ***Ponto UA-EO 14. Corte XZ do afloramento.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.6: ***Ponto UA-EO 32. Corte XZ do afloramento.**

Página 23- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.7: ***Luz natural. Lâmina UA-EO 04.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.8: ***Luz polarizada. Lâmina UA-EO 04.**

Página 26- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.9: ***Ponto LVMP 55.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.10: * **Lâmina LVMP 30.1.**

Página 28- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.11: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 30.1.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.14: ***Lâmina LVMP 28.**

Página 29- 2° parágrafo, linha 1: Algumas das lâminas investigadas... * **A mineralogia de algumas das lâminas investigadas apresenta efeitos de serpentinização, ...**

Página 31- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.13: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 28.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.12: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 32.1.**

Página 33- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.16: ***Ponto LVMP 02.**

Página 34- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.17: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 66.1.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.18: ***Luz natural. Lâmina LVMP 22.1.**

Página 38- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.19: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 34.**
- Adiciona-se na legenda da Fig. 3.20: ***Luz polarizada. Lâmina LVMP 45.**

Página 40- 5° parágrafo, linha 2: ... foliação penetrativa (S_n), ... * **... foliação penetrativa S_1 ...**
Página 42- Adiciona-se na legenda da Fig. 4.2: ***Le- DL, Lm- DL, Le- DC correspondem a L_1 , enquanto Le- DO e Lm- DO correspondem a L_2 .**

Página 47- 3º parágrafo, linha 1: Localmente, no tanque de captação... * **Localmente, no tanque de captação...**

Página 63- título: 5.4. CONSIDERAÇÕES GERAIS... * **5.5. CONSIDERAÇÕES GERAIS ...**
- 4º parágrafo, linha 4: ... *Tood et al. (1982)* ... *... ***Todd et al. (1982)***...

Página 64- 3º parágrafo, linha 6: ... (letra B na Fig. 5.3). * ... **(letra C na Fig. 5.3).**

Página 68- 5º parágrafo, linha 2: ... e Upb, ... * ... **e U-Pb, ...**

Página 98- 5º citação bibliográfica: **TOOD, S. G.; ... * TODD, S. G.; ...**