

UNICAMP

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

ASPECTOS TECTÔNO-ESTRUTURAIS DO *GREENSTONE BELT* DE PIUMHI - MG, EM RELAÇÃO À MINERALIZAÇÃO DE CROMITA E OURO

MÁRCIO ANSELMO DUARTE FERRARI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Euro exemplar corresponde 10 a reducto final da tose defendida por Macio dusebno Quarte Ferrari e arres da pola e - Julgadora em 13/03/96 <u>Asit Choudh</u> ORIENTADOR

CAMPINAS -SÃO PAULO

Fevereiro - 1996





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

UNICAMP

ASPECTOS TECTÔNO - ESTRUTURAIS DO *GREENSTONE BELT* DE PIUMHI -MG, EM RELAÇÃO À MINERALIZAÇÃO DE CROMITA E OURO

MÁRCIO ANSELMO DUARTE FERRARI

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

Orientador: Prof. Dr. Asit Choudhuri - IG/UNICAMP **Co-orientador:** Prof. Dr. Alfonso Schrank - IG/ UNICAMP



CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1996



INIDADE BC
CHAMACA:
FUIZA
Ex.
M30 BC/27561
1:00 <u>663,196</u>
= 100 <u>R\$11,00</u>
V CPDC M 000 87507-2
the second s

F

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP

and a

F412a	Ferrari, Márcio Anselmo Duarte Ferrari Aspectos tectôno-estruturais do "greenstone belt" de Piumhi-MG, em relação à mineralização de cromita e ouro/Márcio Anselmo Duarte Ferrari Campinas, SP: [s.n.], 1996.
	Orientador: Asit Choudhuri. Co-Orientador: Alfonso Schrank Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
	 Geologia Estrutural - Piumhi - MG. 2. Metalogênese. Geoquímica. 4. Cromita. 5. Ouro. I. Choudhouri, Asit. II. Schrank, Alfonso. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

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

ASPECTOS TECTÔNO-ESTRUTURAIS DO *GREENSTONE BELT* DE PIUMHI - MG, EM RELAÇÃO A MINERALIZAÇÃO DE CROMITA E OURO

AUTOR :

Márcio Anselmo Duarte Ferrari

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Asit Choudhuri - IG/UNICAMP

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank - IG-UNICAMP

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE:ProEXAMINADORES :Pro

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Prof. Dr. Job Jesus Batista Prof. Dr. Norberto Morales

Campinas, março de 1996

When you study nature in books, when you go out of the doors, you cannot find her. Agassiz

À meus pais Aldo e Aracy

AGRADECIMENTOS

Na realização deste trabalho, tive o apoio direto ou indireto, de várias pessoas e instituições, para as quais gostaria expressar meus sinceros agradecimentos, em especial à:

Prof. Dr. Asit Choudhuri pela orientação, amizade e compreensão durante o período de trabalho.

Fundação de Amparo a pesquisa do Estado de São Paulo, pelo apoio financeiro do projeto de pesquisa do Prof. Dr. Asit Choudhuri, que possibilitou a realização da pesquisa desta dissertação.

Companhia de Mineração de Minas Gerais, a COMIG - Belo Horizonte pela disponibilidade do laboratório de informática e de algumas amostras de lavra, indispensáveis para certos aspectos da pesquisa. Agradeço especialmente o geólogo Ulisses Penha, que abriu os caminhos para COMIG.

Professores Silvio Vlach e Gegely Scabó do IG - USP onde foram realizadas as análises de microssonda eletrônica.

Prof ^a Dra. Jacinta Enzweiler e Maria Aparecida do Laboratório Analítico. IG-UNICAMP, pelas análises química de amostra de mineralização.

Prof^o Dr. Yociteru Hasui e Alfonso Schrank, pelas participações e discussões de suma importância em campo.

A CAPES pela bolsa durante este período.

A FAEP pela bolsa auxílio-ponte.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, particularmente ao laboratório de laminação.

Aos meus pais pelo apoio e amor recebido e meus colegas pela amizade e diversão.



UNICAMP

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

Aspectos tectôno-estruturais do *Greenstone belt* de Piumhi- MG, em relação à mineralização de cromita e ouro

د

Márcio Anselmo Duarte Ferrari

O Greenstone Belt de Piumhi de idade arqueana situa-se no SW de Minas Gerais, está localizado dentro dos limites das Províncias São Francisco e Tocantins de Almeida *et al.* (1981). O cinturão é constituído de uma sequência vulcânica inferior, Grupo Ribeirão Araras, constituída de rochas komatiíticas, toleiíticas, ácidas a intermediárias, cobertas por metassedimentos dos Grupos Paciência e Lavapés. Rochas ultramáficas com cromitas e formação ferrífera bandada formam uma parte superior do Grupo Lavapés. Mineralização aurífera, embora de pequena expressão ocorre na unidade estratigráfica inferior, o Grupo Ribeirão Araras.

As estruturas regionais que afetaram o *greenstone belt* foram inicialmente cavalgamentos de baixo ângulo tangencial à oblíquo, com movimentos de sul para norte, e transcorrências tárdias SE-NW, representadas principalmente pela Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC). A mineralização aurífera está associada ao evento transcorrente, o qual foi responsável por aporte de fluídos hidrotermais e alteração das rochas vulcânicas hospedeiras da mineralização e por cisalhamentos e formação de veios mineralizados com quartzo, carbonato e sericita. Análises geoquímicas de rochas alteradas revelaram o aumento de sílica e potássio e um concordante decréscimo de MgO, CaO, TiO₂ e MnO durante o processo de alteração hidrotermal. De outro lado, as lentes e *pods* de cromita foram intensamente deformadas junto com as rochas ultramáficas do Grupo Lavapés, que podem ter sido colocadas pelo cavalgamento de baixo ângulo. Elementos do grupo da platina (EGP) indicam uma possível afinidade ofiolítica associada a rochas ultrabásicas e são classificadas como podiforme.



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

UNICAMP

MASTER DISSERTATION

ABSTRACT

Tectonic and structural features of the Piumhi Greenstone belt, Minas Gerais Brazil, with respect to gold and chromite mineralization.

Márcio Anselmo Duarte Ferrari

The Piumhi greenstone belt of Archaean age in SW Minas Gerais State, Brazil, is located within the limits of the Tocantins and São Francisco provinces of Almeida et al. (1981). This belt is made up of a lower volcanic sequence, the Ribeirão Araras Group, consisting of komatiites, tholeiites, acid and intermediate volcanic rocks, overlain by metasediments of the Paciência and Lavapés Groups. Banded iron formation and chromite in ultrabasic rocks form a part of the latter succession. Gold mineralization, although of minor importance, occurs in the lower stratigraphic unit - the Ribeirão Araras Group.

Regional structures that affected the greenstone belt are an initial oblique, tangential low-angle thrust with south to north movements, and later transcurrent SE-NW faults related to the Capitólio Shear Zone (ZCC). Gold mineralization is associated with the latter deformation event, which was responsible for hydrothermal alteration of host volcanic rocks in local shear zones and formation of mineralized quartz-carbonate-sericite veins. Geochemical analyses of altered rocks reveal an increase in silica and potash and a concomitant decrease in MgO, CaO, TiO₂ and MnO during this process.On the other hand, the lenses and pods of chromite in intensely sheared ultrabasic rocks of the Lavapés Group may owe their emplacement to the first tangential movements and accompanying deformation. Platinum Group Elements in the chromite indicate a possible ophiolite affinity of the enclosing ultrabasic rocks, and the chromite is tentatively classified as podiform.

ÍNDICE

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	
I.1 Apresentação e Objetivos	01
I.2 Localização e Acesso	03
1.3 Greenstone Belt e suas mineralizações	03
I.4 Por que estudar o Greenstone Belt de Piumhi?	06
I.5 Metodologia	07
CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL	
II.1 Introdução	09
II.2 Principais Unidades Litoestratigráficas	11
II.2.1 Complexo Campos Gerais	11
II.2.2 Greenstone Belt de Fortaleza de Minas e Piumhi	12
II.2.3 Grupo Araxá e Canastra	15
II.2.4 Grupo Bambuí	15
II.3 Arcabouço Tectônico Regional	16
CAPÍTULO III - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO MACIÇO DE PIUMHI	
III.1 Introdução	21
III.2 Unidades Litológicas e suas características	21
III.2.1 Complexo Campos Gerais	22
III.3 Greenstone Belt de Piumhi	24
III.3.1 Grupo Ribeirão Araras	24
III.3.2 Grupo Paciência	37
III.3.3 Grupo Lavapés	46
III.4 Coberturas Proterozóicas	53
III.4.1 Grupo Araxá e Canastra	53
III.4.2 Grupo Bambuí	54
CAPÍTULO IV - GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	
IV.1 Metodologia de estudo e classificação das estruturas observadas.	60
IV.2 Estruturas Primárias	60
IV.3 Domínios Estruturais	61
IV.3.1 Domínio Tangencial Dn	62
IV.3.2 Domínio Direcional Dn+1	65
IV.3.3 Cinemática de Dn	69
IV.3.4 Cinemática de Dn+1	72
IV.4 Domínio Rúptil	75
IV.5 Evolução Tectônica/Estrutural	78
IV.5.1 Síntese da Evolução Tectôno/Estrutural	80
CAPÍTULO V - METAMORFISMO	-
V.1 Introdução	81
V.2 Metamorfismo da área mapeada	81

•

CAPÍTULO VI - GEOQUÍMICA E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	DAS ÁREAS
MINERALIZADAS	
VI.1 Histórico	85
VI.2 Introdução	86
VI.3 Mineralização Aurífera	87
VI.4 Mineralização Aurífera no Contexto Estrutural	92
VI.5 Geoquímica e Alteração hidrotermal da Mineralização Aurífera	95
VI.6 Mineralização Cromitífera	101
VI.6.1 Geoquímica da Mineralização Cromitífera	105
CAPÍTULO VII - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	110
CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa Geológico do Greenstone Belt de Piumhi.	02
Figura 1.2 - Localização da área mapeada.	03
Figura 2.1 - Localização da região de Piumhi/MG, em relação as Províncias Estruturais Almeida (1981).	de 10
Figura 2.2 - Alinhamentos estruturais do SW de Minas Gerais.	17
Figura 2.3 - Compartimentação tectônica do SW de Minas Gerais.	19
Figura 2.4 - Implicações regionais para a dinâmica da colisão continental, na porção sul do Crát do São Francisco.	ton 20
Figura 3.1 - Porfiroclastos tipo <i>sigma</i> de microclínio com intercrescimento pertítico, com fras de recristalização de carbonato, indicando movimentação sinistral.	nja 23
Figura 3.2 - Diagrama Q-A-P de Streickeisen, 1976, para os gnaisses tonalíticos do Comple Campos Gerais.	exo 24
Figura 3.3 - Actinolitas tipo sigma, indicando movimentação dextral de SE-NW.	28
Figura 3.4 - Porfiroclastos de quartzo, indicando movimentação sinistral.	32
Figura 3.5 - Diagrama Q-A-P de Streckeisen, 1976, para o Granito Matinha.	34
Figura 3.6 - Ribbons quartz com bandas de deformação evoluída.	40
Figura 3.7 - Fragmentos de tufo básico de metagrauvaca lítica.	44
Figura 3.8 - Diagrama Q-A-P de Streckeisen, 1976, para o Granito Taquari.	51
Figura 4.1 - Lineação de estiramento. Le dispõe-se no plano da foliação milonítica, indican direção do movimento, Mattauer (1986).	ido 61

Figura 4.2 - Esquema de corpo rochoso podiforme ou amendoado (Bell & Hammond, 1984)61
Figura 4.3 - Estereograma dos pólos da foliação Sn - porção central.63
Figura 4.4 - Estereograma dos pólos da foliação Sn - porção SW. 63
Figura 4.5 - Estereograma dos pólos da foliação Sn - porção N/NE. 63
Figura 4.6 - Estereograma dos pólos da foliação Sn - geral. 63
Figura 4.7 - Estereograma da lineação Lm - da porção central. 64
Figura 4.8 - Estereograma da lineação Lm - da porção SW. 64
Figura 4.9 - Estereograma da lineação Lm - da porção N/NE. 64
Figura 4.10 - Estereograma da lineação Lm geral. 65
Figura 4.11 - Tectonitos S (a), com foliação penetrativa, L (b), com lineação penetrativa, SL (c) com foliação e lineação. Davis (1984).
Figura 4.12 - Estereograma dos pólos da foliação Sn+1 da porção S-SW. 66
Figura 4.13 - Estrutura em flor, (a) planta mostrando arqueamento convergente, indicando a área em que se forma a estrutura em flor, (b) bloco-diagrama, Ramsay & Huber (1987). Em (c), perfil de uma estrutura em flor. Christie-Blick & Biddle (1985).
Figura 4.14 - Estereograma da lineação Lm+1 da porção S-SW. 69
Figura 4.15 - Foliação S-C, em metassedimentos indicando movimentação dextral de S-N 70
Figura 4.16 - Deslocamento e rotação de feldspato segmentados por fraturas de distensão, mostrando movimentação dextral de S-N (White <i>et al.</i> 1986). 70
Figura 4.17- Microdobras assimétricas com flancos rompidos, com movimentação dextral de SSE-NNW (White <i>et al.</i> 1986). 70
Figura 4.18 - Porfiroclastos de ortoclásio do tipo <i>sigma</i> , com intercrescimento pertítico e movimentação sinistral de SE-NW. 73
Figura 4.19 - Grãos de quartzo, com bandas de deformação, recristalização e micro-falha normal dextral. 73
Figura 4.20 - <i>Tension Gashes en échelon</i> . (a) distribuição de <i>stress</i> , (b), (c) desenvolvimento e curvatura da fratura de tensão, (d), (e) a formação de fraturas de cisalhamento e suas orientações com relação a principal linha de fratura e movimento (Riedel, 1929).
Figura 4.21 - Medidas de 189 planos de juntas em rochas metabásicas do Grupo Rib. Araras e quartzitos do Grupo Paciência. 77
Figura 4.22 - Relação entre as fraturas R', R e T, formadas numa deformação não-coaxial. 77
Figura 4.23 - Rampas F-frontal, O-oblíqua, L-lateral. 79
Figura 5.1 - Diagrama P-T mostrando os vários fácies metamórficos.(Yardley, 1989). 82
Figura 5.2 - Assembléia mineral para rochas máficas metamorfizadas em condições de fácies xisto verde, baixo grau, zona da albita-actinolita-clorita (segundo Winkler, 1979). 82

vii

Figura 6.1 - Afloramento de rochas metabásicas do alvo Marruás, mostrando pa- "amendoado" e pequena zona transcorrente dextral.	drão 91
Figura 6.2 - Padrão dos veios de quartzo em relação ao plano de cisalhamento	94
Figura 6.3 - Estruturação de um duplex direcional, com movimentação sinistral, no detalhe o Araras Norte.	alvo 96
Figura 6.4 - Gráfico mostrando a variação dos teores de SiO2xK2O das rochas analisadas áreas mineralizadas.	das 98
Figura 6.5 - Diagramas da variação de SiO2 versus elementos maiores.	99
Figura 6.5a - Diagramas da variação de SiO2 versus elementos traços e Sr/Rb e Rb/K20.	100
Figura 6.6 - Ocorrências de cromita pertencente ao Grupo Lavapés.	102
Figura 6.7- Campo de cromitas estratiformes e ofiolíticas.	108
Figura 6.8- Condricto normalizado a EGP para cromititos do Ofiolito de Oman.	108

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1.1 e 1.2 Visual geral da área mapeada visto da Serra da Pimenta, ao fundo a Cidade Piumhi.	e de 04
Foto 3.1- Porfiroclasto de microclínio mostrando textura de intercrescimento pertítico gnaisses migmatíticos do Complexo Campos Gerais.	em 25
Foto 3.2- Basaltos toleiíticos com estruturas pillow lavas e variolítos.	25
Foto 3.3- Textura granonematoblástica com bandas orientadas de actinolitas e arran cominuídos em mosaicos granulares de plagioclásios xenomórficos.	ijos 30
Foto 3.4- Textura micro-spinifex com clorita e tremolita, substituindo olivinas e clinopiroxên	nios 30
Foto 3.5- Textura decussada, actinolitas intercrescidas sem orientação preferencial.	35
Foto 3.6- Textura granular com microclínio e inclusões de quartzo e clorita.	35
Foto 3.7- Foliação ondulada com bandas de quartzo e sericita alternadas com bandas de serie e hidróxidos de ferro (goethita).	cita 43
Foto 3.8- Metagrauvaca lítica, com fragmentos de tufo básico e quartzo detrítico.	43
Foto 3.9- Contato do filito carbonoso com formação ferrífera bandada.	52
Foto 3.10- Porfiroclastos de microclínio com geminação de albita combinada com geminação grade.	em 52
Foto 3.11- Grãos de quartzo recristalizados com sericita.	55
Foto 3.12- Metaconglomerado polimítico (Samburá) do Grupo Bambuí.	55

Foto 3.13- Metaconglomerado do Grupo Bambuí, com clastos de tufos básicos, quar feldspatos	tzo e 57
Foto 3.14- Acamamento sedimentar (So) em metassiltitos do Grupo Bambuí.	57
Foto 3.15- Dobras intrafoliares em quartzito do Grupo Canastra.	59
Foto 3.16- Metacalcáreo do Grupo Bambuí.	59
Foto 4.1- Gnaisses graníticos que se alternam com metabásicos sob a forma de leques imbri- de cavalgamento.	cados 67
Foto 4.2- Zonas anômalas de transpressão de duplex direcionais.	67
Foto 4.3- Estruturas S-C e C', indicando movimentação dextral de S-N.	71
Foto 4.4- Porfiroclasto de microclínio com intercrescimento pertítico, apresentando fratur distensão indicando movimentação dextral de S-N.	as de 71
Foto 4.5- Porfiroclastos tipo <i>sigma</i> de quartzo apresentando movimentação sinistral de SE observa-se ainda formação de subgrãos.	-NW, 74
Foto 4.6- Microfraturas, torção e rotação de feldspatos.	74
Foto 4.7- Foliação milonítica em gnaisses tonalíticos do Complexo Campos Gerais.	76
Foto 4.8- Tension gashes en échelon, indicando movimentação sinistral de NE-SW.	76
Foto 6.1- Cloritas com finas agulhas de rutilo inclusas.	89
Foto 6.2- Rochas metabásicas em contato com bolsão quartzo-feldspático.	89
Foto 6.3- Paragênese sulfetada com pirita, pirrotita e calcopirita.	90
Foto 6.4- Veio de quartzo e carbonato, inseridos numa matriz composta por clorita, carbo quartzo e goethita.	onato, 90
Foto 6.5- Veio de quartzo e carbonato inseridos numa matriz de clorita, carbonato, quar goethita.	rtzo e 93
Foto 6.6- Pirita com sombra de pressão simétrica, com quartzo recristalizado na sombra, inse numa matriz de sericita, clorita e quartzo.	ridos 93
Foto 6.7- Lentes de cromita de dimensões métricas encaixadas em talco-tremolita xistos.	103
Foto 6.8- Grãos subbhédricos de cromita envolto por foliação milonítica.	103
Foto 6.9- Grãos euhédricos de cromita envoltos por matriz composta por actinolita e clori	tal 07
Foto 6.11- Grão de cromita subhédrica com inclusão de liga de Os-Ir.	107

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 3.1- Principais características das unidades litológicas mapeadas do Grupo Ribeirão Araras. 36

Tabela 3.2- Principais características das rochas descritas do Grupo Paciência.	46
Tabela 3.3- Principais características das rochas pertencentes ao Grupo Lavapés.	53
Tabela 3.4- Principais características das rochas dos Grupos Bambuí, Araxá e Canastra.	58
Tabela 5.1- Dados das rochas metamórficas e suas paragênese minerais.	84
Tabela 6.1- Análises químicas das rochas mineralizadas a ouro do Alvo Tatão.	87
Tabela 6.2- Análises químicas das rochas mineralizadas a ouro do Alvo Araras Norte.	88
Tabela 6.3- Análises químicas das rochas mineralizadas a ouro do Alvo Marruás.	91
Tabela 6.4- Análises químicas das rochas mineralizadas a ouro do Alvo Tatão.	92
Tabela 6.5- Análises químicas de rocha total e de elementos traços da área mineralizada.	97
Tabela 6.6- Dados de química mineral de matriz das cromititos do Grupo Lavapés.	104
Tabela 6.7- Dados de química mineral das cromitas do Grupo Lavapés.	106

CAPÍTULO I

I. INTRODUÇÃO

I.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS:

O sudoeste de Minas Gerais durante vários anos tem sido alvo de pesquisas de diversas instituições científicas, como também empresas interessadas na diversidade metalogenética que esta região oferece.

Os diversos trabalhos de pesquisa executados têm enfocado a estratigrafia, petrografia, geocronologia, geoquímica, geologia estrutural. Contudo, até então, o estudo sistemático das características tectôno-estruturais com relação às mineralizações primárias de ouro e cromita não haviam sido abordadas, ou abordadas apenas superficialmente.

O presente projeto de pesquisa tem como objetivos principais:

 O entendimento da evolução tectôno-estrutural de grande parte do Greenstone Belt de Piumhi, situado no SW de Minas Gerais, enfocando no contexto as mineralizações de ouro e cromita (Figura 1.1). Para a realização deste objetivo foram executados perfis geológicos e mapeamento geológico-estrutural, de suma importância no posicionamento das unidades lito-estratigráficas da área.

2) Caracterização da alteração hidrotermal das rochas mineralizadas a ouro, tendo como ferramenta a análise química de elementos maiores e traços. Baseado nestas análises, tem-se condições de identificar quais elementos foram adicionados e lixiviados na alteração hidrotermal. Ainda dentro deste objetivo foi feita análise química quantitativa de cromitas, através de microssonda eletrônica, para posterior obtenção da assinatura geoquímica e genética, para fins de comparação com cromititos associados a complexos estratiformes e podiformes.

Acredita-se que os dados fornecidos com este estudo possam contribuir para um melhor entendimento dos processos tectôno-estruturais que afetaram o *Greenstone Belt* de Piumhi, e também das áreas mineralizadas enfocadas na pesquisa.



Rib. Araras-16=Granito Matinha; 17=Unidade básica à ácida indivisa; 18=Unidade komatiítica;19=Unidade toleiítica;**Complexo Campo Gerais-**20=gnaisses tonalíticos; 21=contato; 22=contato inferido; 23=superfície de cavalgamento; 24=transcorrência; 25=sinforme; 26=foliação Sn ; 27=foliação Sn+1; 28=lineação de estiramento.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área mapeada situa-se na região limítrofe entre as folhas topográficas Piumhi, Rio Piumhi, Santo Hilário e Capitólio, localizada no sudoeste de Minas Gerais (Figura 1.2). Insere-se num retângulo definido pelos meridianos 45°49'17" e 46°04'27" a oeste de *Greenwich* e entre os paralelos 20°23'12" e 20°38'13" a sul do Equador, abrangendo uma área de aproximadamente 400 km².

O acesso à área é feito a partir da combinação de estradas estaduais e municipais. A área é cortada pela rodavia MG-050, passando por Passos, Represa de Furnas e entrando na área mapeada, passando por Capitólio, Piumhi e Pimenta, seguindo para Belo Horizonte que está a cerca de 250 km. Há diversas estradas municipais vicinais não pavimentadas que cortam a área mapeada, que geralmente levam às Serras da Pimenta, Paciência, Lava-pés, Gabiroba e Campos (Fotos 1.1 e 1.2, vista geral da área).



Figura 1.2: Localização da área mapeada com as principais cidades e rodovias de acesso.

1.3 GREENSTONE BELTS E SUAS MINERALIZAÇÕES

Os terrenos granito-greenstone são encontrados em áreas cratônicas dos continentes, sendo representantes de rochas arqueanas a proterozóicas que apresentam um empilhamento estratigráfico típico: sequências máficas/ultramáficas na base de derrames vulcânicos, representadas principalmente por komatiítos e basaltos komatiíticos, uma sequência básica a intermediária, representadas por basaltos tolheiíticos com pillow lavas, dacitos, riodacitos e riolitos, e uma cobertura metassedimentar, representada por conglomerados, turbiditos, sedimentos clásticos e químicos. Este empilhamento pode estratigráfico variar de greenstone belt para greenstone belt.



Nos greenstone belts, os komatiítos apresentam estruturas e texturas particulares, como cumulatus de olivina e/ou clinopiroxênio e textura spinifex (Donaldson, 1974; Nesbitt e Sun, 1976). Estes komatiítos foram descritos pela primeira vez por Viljoen e Viljoen (1969), em rochas vulcânicas arqueanas da Formação Komati, Barberton, África do Sul. Foram também reconhecidos komatiítos em outras localidades como no oeste da Austrália (Nesbitt, 1971; Nesbitt e Sun, 1976; Sun e Nesbitt, 1978), no Canadá (Pyke et al., 1973; Arndt et al., 1977) e no Zimbabwe (Bickle et al., 1975; Hawkesworth e O'Nions, 1977).

Muitas propostas têm sido feitas na tentativa de explicar a evolução de terrenos granito-greenstone, e vários modelos tectônicos têm sido propostos, como o modelo da inversão de densidade de Macgregor (1951), modelo da convecção do manto de Fyfe (1973a, b; 1974) e Willians (1977), todos estes modelos são baseados nos movimentos verticais da crosta.

Com o advento da tectônica de placas, passaram a ter importância também, os movimentos horizontais da crosta, e outros modelos foram sendo propostos, como o modelo do limite da placa convergente (Jahn *et al.*, 1974; Condie, 1976a) e o modelo da bacia *back-arc* (Condie e Harrison, 1976).

Dentre os greenstone belts mais conhecidos e estudados, estão os do Cinturão Canadense, do Oeste Australiano, da África do Sul e alguns greenstone do Brasil. A maioria dos estudos desenvolvidos nestes terrenos são de cunho petrológico, geoquímico, estratigráfico, geocronológico e de geologia estrutural. Estudos recentes têm merecido destaque, como isótopos estáveis, inclusões fluidas e fluidos hidrotermais. Com a evolução destes estudos em conjunto, e uma melhor caracterização tectôno-estrutural, sob a visão da geologia estrutural progressiva, estes terrenos tendem a ter uma melhor compreensão quanto a sua evolução e metalogênese.

Trabalhos recentes têm enfocado a evolução tectôno/estrutural dos terrenos granito-greenstone, como é o caso da Província Slave e Superior, no escudo Canadense, onde dois modelos são propostos: o modelo intracratônico, através de rifteamento continental (Henderson, 1981; Easton, 1985; Thompson, 1989) e o modelo de colisional-

5

acrescional, (Folinsbee et al., 1968; Hoffman, 1986; Kusky, 1989; King et al., 1990) ou margem tipo-Andina (Fyson e Helmstaedt, 1988).

Na Província Superior encontra-se o *Greenstone Belt* do Abitibi, um dos exemplos mais bem estudados pelo seu grande papel metalogenético, predominando depósitos epigenéticos de Cu e Au (Ludden *et al.* 1986).

Na porção noroeste do Escudo Canadense temos um exemplo de cinemática, magmatismo e evolução termal associado a uma zona de cisalhamento de escala crustal, associada a limites de colisão continental (Hoffman, 1987). Os trabalhos de Dimroth *et al.*, 1983; Hodgson e Hamilton, 1989; Feng e Kerrich, 1990a, 1991; Jackson e Sutcliffe, 1990; Kerrich e Feng, 1992, propõe modelos para a formação dos terrenos granito-*greenstone*: Num estágio inicial a 2750 Ma., ocorreu a subducção da placa oceânica e formação de arcos vulcânicos. Entre 2700 e 2670 Ma., ocorreu plutonismo com aquecimento termal e metamorfismo, tectônica acrecional (com a formação dos terrenos *greenstone belt*) e magmatismo alcalino sincronico a mineralização aurífera. Em um terceiro estágio a 2630 Ma., houve colisão continental com um novo pico metamórfico e reativação das zonas mineralizadas a ouro. E finalmente num último estágio, aporte de magmas graníticos, justaposição de terrenos de alto grau com as rochas vulcânicas do *Greenstone Belt* do Abitibi (Feng *et al.* 1992; Gibb, 1978; Gibb *et al.* 1983).

Os greenstone belts sul-africanos tem um grande potêncial metalogenético, principalmente ouro. Ao norte de Zimbabwe localiza-se o Greenstone Belt Bindura-Shamva, onde estudos recentes de cunho tectônico propõem o modelo tipo domo e quilha dos terrenos granito-gnaissicos envolvendo o greenstone belt, com magmatismo em estado sólido de diápiros, plutonismo tipo "balonista" ou combinação dos processos em deformação progressiva, na qual a cobertura greenstone foi remobilizada junto com domos diapíricos (Dixon e Summers, 1983; Ridley e Kramers, 1990).

I.4 POR QUE SE ESTUDAR O GREENSTONE BELT DE PIUMHI ?

O *Greenstone Belt* de Piumhi tem uma grande importância geológica, tanto em nível de pesquisas de universidades, como de empresas, pelo seu potencial metalogenético, com ocorrências conhecidas de metais básicos (Cu, Ni, Zn), ouro, cromo, e elementos do grupo da platina (EGP). O interesse de se pesquisar esta região deve-se

também, ao fato de se poder relacionar mineralizações primárias de ouro e cromo que associam-se a rochas metabásicas no contexto tectôno-estrutural, que em Piumhi não haviam sido integrados.

O contexto estrutural em rochas do Neo-Proterozóico, ao sul e sudoeste do Craton de São Franscisco, foram temas de estudos de Valeriano (1993), Morales (1993) e Simões (1995). A maioria dos trabalhos realizados no sudoeste de Minas Gerais tratam da deformação das rochas impostas no Neo-Proterozóico, (Simões *et al.*, 1988; Trouw *et al.*, 1884) e não da deformação das rochas arqueanas, como é o caso de Piumhi. Os trabalhos de cunho estrutural realizados no *Greenstone Belt* de Piumhi, são da década de 80 (Fritzsons *et al.*, 1980 e Schrank, 1982).

No maciço de Piumhi as mineralizações de cromita são conhecidas e exploradas economicamente desde a década de 50 (Metamig, MG), estas associadas a rochas ultramáficas do Grupo Lavapés (Schrank e Abreu, 1990). Esta mineralização pode estar relacionada a uma tectônica de *nappes*, como é o caso do Complexo de Selukwe (Cotterill, 1969).

O Morro dos Marruás, Tatão e Araras Norte (vide anexo 01), são alvos de pesquisa para ouro do consórcio COMIG/DOCEGEO, que ocorrem associados a rochas metabásicas no contato dos Grupos Ribeirão Araras com os metassedimentos do Grupo Paciência (Schrank e Abreu, 1990). Este tipo de mineralização em veios de quartzo sulfetados, tipo *lode* é conhecida em diversos *greenstone belts*, tais como no Sudoeste do Zimbabwe e Abitibi (Ludden *et. al.* 1986).

1.5 METODOLOGIA

Com base na cartografia geológica foram utilizados mapas topográficos na escala 1: 50.000, fornecidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 1970. A área de estudo compreende parcialmente as folhas de Piumhi (SF-23-C-I-3), Santo Hilário (SF-23-C-III-1), Rio Piumhi (SF-23-V-B-I-4), e Capitólio (SF-23-V-B-IV-2).

As fotografias aéreas que cobrem a área têm escala 1:25.000 e foram tomadas pelo Instituto Brasileiro de Café (IBC-GERCA), numa altitude de vôo de 4.600 metros, nos dias 04, 05 e 18 de julho de 1979, cujos números são: 158279, 158280, 158291, 158292, 158293, 158294, 158575, 158576, 158577, 158778, 161847, 161850, 161907 e 161908. O trabalho realizou-se a partir da obtenção de documentos básicos da região de Piumhi, como a Tese de Doutoramento de Schrank, (1982); Projeto Ultrabásicas da COMIG, MG; mapas topográficos, fotografias aéreas, dados existentes na bibliografia, e o estudo de mineralizações auríferas e cromitíferas em *greenstone belts*. A fotointerpretação foi feita através dos métodos usuais, utilizando fotos aéreas.

As etapas de campo iniciaram-se com a realização de perfis regionais pelo sul e sudoeste de Minas Gerais. Os trabalhos na área de tese compreenderam mapeamento geológico básico e perfis geológicos de suma importância no reconhecimento das diversas unidades lito-estratigráficas e do arcabouço tectôno-estrutural do Maciço de Piumhi.

O mapeamento geológico-estrutural foi realizado na escala de 1:25.000 e apresentado em mapa na escala de 1:40.000, sendo que as áreas de ocorrências minerais tiveram um maior detalhamento na escala 1:5.000.

A metodologia utilizada foi a usual em terrenos metamórficos, ou seja, perfis perpendiculares à estruturação regional com a descrição detalhada de afloramentos (268 pontos descritos). Os elementos estruturais, tanto planares, quanto lineares, foram obtidos através do método *dip direction*, utilizando a bússula Clark (segundo metodologia de McClay, 1987).

Foram coletadas amostras em campo na sua maioria orientadas para confecção de lâmina delgada, orientadas segundo o corte XZ, para a utilização de critérios cinemáticos.

Em relação a mineralização aurífera, os trabalhos foram concentrados nas áreas dos alvos de ocorrência de ouro primário. Foram aproveitados as análises realizadas pela COMIG, como análise química para ouro (analisada pela Geosol-MG), descrição das amostras de sondagem e relatórios internos.

As análises químicas dos elementos maiores e traços das áreas mineralizadas, foram realizadas pelo Laboratório de Geoquímica do IG-UNICAMP, através dos métodos de absorção atômica e fluorescência de Raio X. Analisou-se os seguintes elementos maiores: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ e os traços Cu, Sr, Y, Zr, Nb, Rb, Cr, Co, Ni, V, Ba, Zn, Ga, pelos métodos usuais do laboratório.

As ocorrências de cromititos do Grupo Lavapés tiveram seu trabalho facilitado pelas diversas catas de exploração de cromita existentes, sendo que o detalhamento destas ocorrências foi um dos enfoques da pesquisa. Foram coletadas amostras dos cromititos,

confeccionadas seções polidas e descrição no Laboratório de Microscopia do IG-UNICAMP. Foram realizadas análises de cromititos por microssonda eletrônica (WDS e EDS), no Laboratório de Microssonda Eletrônica do IG-USP. Analisou-se os seguintes óxidos: TiO₂, NiO, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, Rh₂O₃, PdO, OsO₂, IrO₂ e PtO₂ nos grãos de cromita, enfatizando pontos onde se observa ligas ou sulfetos de EGP (elementos do Grupo da Platina). Na matriz dos cromititos foram analisados os seguintes óxidos: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, NiO, CaO, Na₂O, K₂O e BaO.

Os trabalhos de gabinete compreenderam a fotointerpretação final, tratamento dos dados estruturais, além da elaboração de perfis e mapas. A finalização do trabalho constitui-se da integração dos dados e resultados obtidos e sua interpretação. Nesta etapa final buscou-se a integração efetiva entre as diversas informações levantadas em campo, em microscopia e análises químicas e de geologia estrutural.

Os seguintes *softwares* foram utilizados na elaboração final da tese, como o Autocad v.12, Geli-PC, Roshis, Newpet, Minfile e os editores de texto Word 6.0, Wordperfect 6.0, além da planilha eletrônica Excell, utilizada para a confecção de tabelas.

CAPÍTULO II

II. GEOLOGIA REGIONAL

II.1 INTRODUÇÃO

A região sudoeste de Minas Gerais é formada por terrenos Pré-Cambrianos constituídos por um embasamento de idade arqueana, associados a sequências vulcanosedimentares do tipo *greenstone belts* e coberturas metassedimentares neo-proterozóicas. Na subdivisão das províncias tectônicas de Almeida *et al.*(1981), a área enfocada faz parte da Província Tocantins e situa-se próximo ao limite sudoeste do Craton do São Francisco (Figura 2.1). As unidades litoestratigráficas presentes são o Complexo Campos Gerais, Grupos Araxá, Canastra e Bambuí





O Complexo Campos Gerais é considerado como o embasamento, composto por rochas gnaíssicas e migmatíticas, com os *greenstone belts* arqueanos de Fortaleza de Minas e Piumhi associados.

As coberturas metassedimentares proterozóicas são representadas pelos Grupos Araxá, Canastra e Bambuí. O primeiro é composto por mica-xistos e gnaisses, o segundo por quartzitos em geral e o terceiro por metacalcáreos, metargilitos e metassiltitos.

Os aspectos geológicos do sudoeste de Minas Gerais, são discutidos entre outros os trabalhos de Cavalcante et al. (1979); Fritszons et al. (1980); Schrank (1982);

Machado Filho et al. (1983); Morales et al. (1983); Oliveira et al. (1983); Crosta et al. (1986); Heilbron et al. (1987); Schrank e Abreu (1990); Morales (1993); Valeriano (1993) e Simões (1995).

Os trabalhos considerados dizem respeito as unidades arqueanas e proterozóicas, que estão relacionadas com a porção sudoeste do estado de Minas Gerais, e em particular com a região de Piumhi, área enfocada neste trabalho.

II-2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

II-2.1 COMPLEXO CAMPOS GERAIS

O Complexo Campos Gerais é representado por um conjunto litológico diverso, que é similar crono e petrologicamente aos Complexos Amparo e Barbacena.

Compõe-se de uma associação de granitos (tonalitos a granitos) e migmatitos com estrutura nebulítica a bandada, contendo intercalações de rochas metaultrabásicas, anfibolitos e quartzitos (Choudhuri *et al.*, 1980). O *Greenstone Belt* de Fortaleza de Minas tem um padrão linear, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral. Em alguns locais são preservadas texturas *spinifex*, Teixeira e Danni, (1979) interpretaram essa estrutura como raízes de um *greenstone belt*. Entre Jacuí e Nova Rezende ocorre uma associação de rochas máficas e ultramáficas encaixadas em rochas miloníticas, que são interpretadas como uma provável sequência ofiolítica (Soares *et al.* 1990, 1991; Roig e Schrank, 1992).

A porção sul do Complexo Campos Gerais é composta por gnaisses finos, quartzitos e mica-xistos interpretados com uma possível ligação física entre os Grupos Araxá e Canastra, com os xistos, gnaisses e quartzitos dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, que possuem características semelhantes (Trouw *et al.* 1984, Soares *et al.*, 1990).

II.2.2 GREENSTONE BELT DE FORTALEZA DE MINAS E PIUMHI

O greenstone belt de Fortaleza de Minas, denominado de sequência Morro do Ferro (Teixeira, 1978), está encravado em terrenos gnaissicos de composição tonalítica a granítica formando o Complexo Campos Gerais. Os contatos entre as rochas verdes e suas encaixantes é marcado por zonas de cisalhamento lineares. Outro greenstone belt foi reconhecido ao sul de Alpinópolis e detalhadamente descrito por Szabó (1990).

A sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro na concepção de Teixeira *et al.* (1987) aflora de forma estreita e descontínua entre Fortaleza de Minas e Bom Jesus da Penha, sendo dividida em três segmentos: A Faixa Fortaleza de Minas (composta por Unidade Morro do Níquel e Morro do Ferro), a Faixa Alpinópolis e a Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí (composta por Unidade Colônia e Serra da Ibiturana).

A Faixa Fortaleza de Minas representa uma sucessão de derrames komatiíticos com restritos derrames máficos, contendo intercalações de metatufos básicos e metacherts grafitosos e sulfetados. A Faixa Alpinópolis representa derrames peridotíticos komatiíticos associados a metabásicas e alguns níveis de metacherts ferruginosos e manganesíferos.

Em ambas as faixas as rochas metaultramáficas acham-se transformadas em xistos com clorita, actinolita, serpentina e talco, e textura cumuláticas que transicionam a rochas com textura *spinifex* bem desenvolvidas (Choudhuri *et al.*, 1982).

Segundo Schrank *et al.* (1984), existe uma diferença fundamental entre as duas faixas vulcano-sedimentares, quando comparadas suas características geoquímicas. Os derrames ultramáficos de Fortaleza de Minas são típicos *aluminium undepleted komatiites* (AUK), similares aos komatiítos do Bloco Yilgarn (Austrália) e Munro Township (Canadá), ao passo que o segmento Alpinópolis contendo komatiítos do tipo *aluminium depleted komatiites* (AUPK), são compatíveis com os de Barberton (África do Sul) e do Bloco Pilbara (Austrália).

A Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí é composta por metassedimentos aluminosos, metavulcânicas básicas e marcantes níveis sedimentares detríticos. Esta sequência de litotipos exibe grau metamórfico elevado (fácies anfibolito médio a alto), o que a diferencia das Faixas Fortaleza de Minas e Alpinópolis, e possui ainda maior conteúdo de metassedimentos (Teixeira *et al.*, 1978). Schmidt (1983) a interpreta como sendo uma variação faciológica dentro do *Greenstone Belt* Morro do Ferro.

Níveis vulcânicos intermediários a ácidos foram reconhecidos próximo a Jacuí, representados por metariolitos e metadacitos. Rochas ígneas intrusivas como o Granito Quilombo ocorrem próximo à Fortaleza de Minas (Teixeira, 1978) e ao sul de Alpinópolis (Crósta *et al.*, 1986; Szabó, 1990).

O Maciço de Piumhi (Schrank, 1982) corresponde a uma grande estrutura (70Km x 40Km) orientada NNW, que aflora discordantemente sob rochas do Grupo Bambuí. Na porção SW o maciço faz contato tectônico com quartzitos do Grupo Canastra, possui os registros mais antigos de vulcanismo máfico a ultramáfico até então conhecidos no Craton (3.116 Ma., U/Pb, Machado e Schrank, 1989).

O maciço é composto por três grupos principais: 01) Grupo Ribeirão Araras; 02) Grupo Paciência e 03) Grupo Lavapés (Schrank e Abreu, 1990).

01) O Grupo Ribeirão Araras corresponde ao "Grupo Inferior" de Fritzsons et al. (1980), situa-se na base, sendo composto por rochas vulcânicas ultrabásicas, básicas e intermediárias, incluindo basaltos komatiíticos, basaltos toleitícos e andesítos como também níveis tufáceos intra-derrames que segundo Schrank et al. (1983) representam deposição de sedimentos durante períodos de quiescência do vulcanismo. Ocorrem ainda brechas e tufos vulcânicos, diques e sills de dacitos e riodacitos, assim como intrusões graníticas, representadas pelo Granito Matinha (Minura et al. 1992), que corresponde ao "Granito Norte" de Fritzsons et al. (1980) e é intrusivo no Grupo Ribeirão Araras. O Grupo Ribeirão Araras constitui parte de um *Greenstone Belt* arqueano com idade do vulcânismo komatiítico de 3.116 Ma (U/Pb-diluição isotópica, Machado & Schrank, 1989).

02) O Grupo Paciência corresponde ao "Grupo Intermediário" de Fritzsons *et al.* (1980), é sotoposto ao Grupo Ribeirão Araras por discordância tectônica. Constitui uma sequência do tipo *flisch*, formado por metagrauvacas, metapsamítos, metapelitos e rochas carbonatadas.

03) O Grupo Lavapés também sotoposto tectonicamente aos Grupos Paciência e Ribeirão Araras, é uma unidade alóctone, transportada durante uma fase tangencial de S para N. Este grupo constitui uma associação complexa de metassedimentos, metaultramáficas com lentes de cromititos, lentes grafitosas, formação ferrífera a manganesífera bandada e granitos milonitizados, representados pelo Granito Taquari (Mimura *et al.* 1992) que é correspondente ao "Granito Central" de Fritszons *et al.* (1980).

Não se dispõe de uma idade para a formação do Grupo Lavapés. Sabe-se entretanto que seus sedimentos são cortados por um sill de traquito de idade 634+/- 07 Ma (Machado e Schrank, 1989), correspondendo assim a sua idade mínima. No granito Taquari a análise de 1 zircão (x% discordante) forneceu uma idade mínima Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ de 726 Ma. (Machado & Schrank, 1989), que corresponde à idade mínima para a formação deste granito.

A.

Segundo Fritzsons *et al.*(1980), a evolução tectônica do Maciço de Piumhi, teve pelo menos três fases cinemáticas distintas. A primeira fase seria caracterizada por dobramentos das rochas vulcânicas. A segunda fase seria uma compressão W-E que provocou o dobramento intenso das rochas do Grupo "Intermediário". A uma última fase teria provocado dobramentos e deslocamentos das rochas do Grupo Bambuí. As vulcânicas não atingidas pela primeira fase, seriam atingidas pelas fases subsequentes de dobramentos e desenvolvimento de foliação, comportando-se de maneira rígida com movimentos diferenciais de blocos.

A evolução tectônica segundo Schrank (1992), pode ser explicada através de dois episódios de cavalgamento no Neo-proterozóico. O primeiro seria marcado por zonas de cisalhamento sub-horizontais com lineação de alongamento N180°, responsável pelo cavalgameto de S-N do Grupo Lavapés. O segundo episódio seria marcado por falhamentos inversos, de direção W-E e desenvolvimento de estruturas rúpteis no maciço de Piumhi, relacionados à deformação regional do Grupo Canastra com vergência também de W-E.

14

II.2.3 GRUPO ARAXÁ e CANASTRA

O Grupo Araxá e Canastra são caracterizados por um conjunto espesso de rochas metassedimentares, que compõem a cobertura neo-proterozóica dos domínios de terrenos migmatíticos e granito-greenstone, separados destes por um sistema de nappes de cavalgamento (*thrust nappes*, Ramsay & Huber, 1987), com vergência de oeste para leste.

No Grupo Araxá basal, ocorrem metapelitos com intercalações de metacalcáreos, metamargas, metagrauvacas e metatufos. No Grupo Canastra, há uma predominância de quartzitos laminados, micáceos e maciços, formando um espêsso pacote de grande continuidade lateral, que sustentam a maioria das serras da região, e definem geralmente o contato dos metassedimentos com o embasamento. Os quartzitos gradam na base para gnaisses finos, mica-xistos com intercalações locais de anfibolitos, variando o fácies metamórfico de xisto-verde a anfibolito, o que indica uma inversão metamórfica. Esta inversão associa-se a estrutura antiformal recumbente que segundo Simões *et al.* (1988), foi formada por cisalhamento simples de baixo ângulo, em planos paralelos ao acamamento sedimentar (So), com transporte de massa para leste. Schrank *et al.* (1990) através de trabalho sistemático demostraram que essa estrutura de Nappe de Passos foi transportada de WNW para ESE sobre o Craton.

Na região de Alpinópolis e Carmo do Rio Claro, este conjunto metassedimentar se superpõe a um conjunto de metarenitos quartzíticos micáceos com intercalações de filitos, xistos e metaconglomerados. Todo este pacote metassedimentar foi denominado de Sequência Carmo do Rio Claro podendo estar relacionado ao Grupo Bambuí ao menos em parte. (Heilbron *et al.*, 1987; Valeriano *et al.*, 1989).

II.2.4 GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí ocorre a norte do Complexo Campos Gerais e a leste dos Grupos Araxá e Canastra, numa área de mais de 400 km, sendo representados na porção sul por ardósias e metassiltitos, com lentes de metacalcáreos interdigitados e metaconglomerados polimíticos. Estas rochas repousam sobre o substrato cristalino através de discordâncias tectônicas e erosivas (Figura 2.3).

15

Na região de Carmo do Rio Claro, ocorrem metaconglomerados polimíticos, bastante alterados, com seixos de veio de quartzo, quartzitos, leucognaisses e micaxistos que apresentam grau de esfericidade e arredondamento de um material mal selecionado.

A base do Grupo Bambuí, no sudoeste de Minas Gerais, é representado pela Formação Samburá (Branco, 1957), equivalente a Formação Jequitaí descrita por Oliveira, (1967). A Formação Samburá é composta por paraconglomerados com matriz esverdeada e seixos de quartzitos, calcáreos, granitos e rochas vulcânicas, que, segundo Dardenne, (1978), representam a expressão de uma glaciação em escala continental no Neo-proterozóico.

Estas rochas foram descritas na região de Piumhi, Cristais, por Ferrari e Brandalise (1971), assentando sobre os quartzitos dos Grupos Araxá e Canastra e exibindo intercalações de arenitos feldspáticos e lentes de arcósios, com predominância de seixos maiores de quartzo e menores de filito. Estes autores interpretaram tais depósitos como fan-glomerados.

II.3 ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

A evolução tectônica da borda sul-sudoeste do Craton do São Francisco foi objeto de estudo de diversos autores como Fiori *et al.* (1980); Teixeira *et al.* (1987); Crósta *et al.* (1986); Schrank *et al.* (1980); Soares *et al.* (1980); Ebert *et al.* (1994).

As principais feições tectônicas na borda sul-sudoeste do Craton do São Francisco, segundo Crósta *et al.* (1986), são as extensas falhas de direção NW observadas em imagens de satélite Landsat, que extendem-se de Alfenas e Campos Gerais, passando por Alpinópolis, Cássia e São Sebastião do Paraíso e desaparecendo sob a Bacia do Paraná a NNW. O caráter transcorrente destas falhas é notado pelos arrastos das feições planares infletidas para sul nas proximidades de Cássia e Usina Peixoto. Nas regiões entre Nova Resende, Alpinópolis e Fortaleza de Minas-Jacuí, existem extensas zonas de milonização, com dobras sin-miloníticas em "S", interpretadas como movimentos transcorrentes sinistrais (Crósta *et al.* 1986). Ao norte da Represa de Furnas e Peixoto ocorre uma mega-zona elipsóide limitada por grande estrutura linear, com fechamento na porção NW marcado pelo desenvolvimento de dobras de arrasto e inflexão para oeste desta zona de falha. Nas proximidades da falha de Capitólio há inflexão de SE para S das rochas do Grupo Araxá-Canastra para dentro de falhas transcorrentes (Figura 2.2)



Figura 2.2: Alinhamentos estruturais do SW de Minas Gerais, segundo Crósta et al. 1986.

O quadro regional é interpretado como resultado de deslocamentos relativos de blocos de NW a WNW, com sentido sinistral. Nos limites laterais ocorrem grandes falhas transcorrentes e megadobras de arrasto. No interior de cada bloco ocorre movimento tangencial de baixo ângulo das coberturas sobre o embasamento, com deslocamentos nas porções frontais, alóctones, na forma de dobras em bainha.

A análise cinemática das rochas do Proterozóico e Arqueano, nas bordas SW do Craton do São Francisco, segundo Schrank *et al.* (1990), revelam uma compartimentação tectônica de terrenos alóctones (Complexo Campos Gerais e Complexo de Nappes Guaxupé e Passos) e autóctones (associação Granito-*Greenstone*), colocados em contato por superfícies de cavalgamento. A associação de terrenos autóctones insere-se no Cinturão Campos Gerais e em janelas estruturais nos arredores de Piumhi (Fritzsons et al., 1980; Schrank, 1982) e a leste de Passos (Machado et al., 1983)

Os estudos dos indicadores cinemáticos de mesoescala (superficies C e C', lineação de estiramento, *boudinage* de foliação, dobras em bainha) e microescala (sombras de pressão, *mica-fishs*), presentes nos terrenos envolvidos na orogênese Brasiliana da borda SW do Craton do São Francisco, caracterizam uma tectônica de empurrão, com sentido de transporte das unidades alóctones de WNW para ESE.

Esta interpretação regional colocou os litotipos do Complexos Campos Gerais e do Maciço de Guaxupé em três outras unidades: Cinturão Campos Gerais (com terrenos Granito-*Greenstone* correlacionáveis ao Complexo Barbacena); Sequências de Paragnaisses (correlacionáveis ao Grupo Araxá); e Complexo Varginha (correlacionável aos terrenos granulíticos), como resultado da movimentação tectônica acima mencionada (Schrank *et al.* 1990; Figura 2.3).

Segundo Soares *et al.* (1990), a evolução dos terrenos na porção sul do Craton do São Francisco consiste de colisão oblíqua, com vergência para ENE, desenvolvendo cavalgamentos com transposição dúctil em regime de alta pressão e temperatura (Teixeira *et al.*, 1987; Correia e Girardi, 1989) nas zonas internas das suturas. Sucedendo esta fase ocorrem transcorrências EW e empurrões e dobras-falhas NW, especialmente no complexo de subducção e no bloco cavalgante sudoeste, afetando a borda sul da placa cavalgada (que continha o Craton do São Francisco). Estas fases principais foram designadas sincolisionais e tardicolisionais (Figura 2.4).



Figura 2.3: Compartimentação tectônica do SW de Minas Gerais (Schrank et al., 1990).



Figura 2.4:Implicações regionais para a dinâmica da colisão continental, na porção sul do Craton de São Francisco, segundo Soares et al. 1990.

CAPÍTULO III

III- GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO MACIÇO DE PIUMHI

III.1. INTRODUÇÃO

O maciço de Piumhi (Schrank, 1982), corresponde a uma grande estrutura (70km x 40km) orientado no sentido NNW, que aflora em meio a rochas do Grupo Bambuí que estão a leste, norte e nordeste, sendo seus contatos discordantes com as rochas do Grupo Bambuí. Na porção SW o maciço faz contato tectônico de alto ângulo com quartzitos do Grupo Canastra e gnaisses tonalíticos do Complexo Campos Gerais (Vide anexo 01). O maciço possui o registro mais antigo (3.116 Ma., U/Pb, Machado & Schrank, 1989) de vulcanismo máfico a ultramáfico até então conhecidos na Craton de São Franscisco.

Segundo Schrank (1992) o maciço é dividido em três grupos principais, da base para o topo temos: **Grupo Ribeirão Araras**, composto por rochas ultrabásicas, básicas a intermediárias; **Grupo Paciência**, composto por metagrauvacas, metapsamitos, metapelitos e rochas carbonatadas e o **Grupo Lavapés** que é composto por uma associação complexa de metassedimentos, meta-ultramáficas com cromita, formação ferrífera bandada e granito milonitizado.

Serão abordados neste capítulo os litotipos descritos em campo das unidades mapeadas, as características petrográficas das mesmas, assim como algumas feições microtectônicas, sendo que maiores detalhes destas feições se encontram no capítulo de geologia estrutural.

III.2. UNIDADES LITOLÓGICAS E SUAS CARACTERÍSTICAS:

As unidades lito-estratigráficas descritas fazem parte do embasamento cristalino, Complexo Campos Gerais, de uma sequência tipo *Greenstone Belt* e por coberturas metassedimentares representadas pelos Grupos Bambuí, Araxá e

Canastra. O Complexo Campos Gerais é representado por gnaisses de composição tonalítica, sendo o *Greenstone Belt* de Piumhi constítuido de basaltos komatiíticos a toleiíticos, rochas intermediárias a ácidas, metassedimentos clásticos e químicos, e rochas ultramáficas com lentes de cromita.

As coberturas do embasamento cristalino e da sequência greenstone, são representada, pelos metassedimentos e metacalcáreos do Grupo Bambuí e por quartzitos e filitos do Grupo Araxá e Canastra. As descrições destas unidades litoestratigráficas são abordadas na sequência, assim como suas principais características de campo e petrográficas.

III.2.1 COMPLEXO CAMPOS GERAIS

O Complexo Campos Gerais é representado na área de mapeamento por gnaisses miloníticos de composição tonalítica, que ocorrem na porção SW, associados a Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC) de direção preferencial NW-SE (Vide anexo 01).

Compõe-se principalmente por gnaisses com lentes subordinadas de metabásicas e quartzitos. Os gnaisses tonalíticos são rochas leucocráticas de coloração cinzenta, granulometria fina, composta basicamente de plagioclásio, quartzo e minerais máficos. É observada foliação milonítica com alternância de bandas milimétricas escuras (máficas) e claras (félsicas). Esta foliação é o resultado de transposição associada a zona transcorrente que paraleliza as estruturas anteriormente formadas.

No campo as melhores exposições destas rochas ocorrem em pedreiras abandonadas do DER, onde estes gnaisses exibem feições de uma deformação dúctil-rúptil, gerando protomilonitos a ultramilonitos e em porções localizadas pseudo-taquilitos. A foliação da rocha é de médio a alto ângulo com lineação de estiramento e/ou mineral horizontal a sub-horizontal (*strike-slip*). No campo estas rochas comportam-se como verdadeiros tectônitos SL e L (Davis, 1984).

Os contatos do gnaisse tonalítico tanto com os metassedimentos do Grupo Bambuí, quanto com os quartzitos do Grupo Canastra, são eminentemente de natureza tectônica, sendo limitados pelas Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC) de natureza transcorrente sinistral.
Ao microscópio, os gnaisses tonalíticos apresentam textura milonítica (acima de 35% de matriz) com porfiroclastos de feldspato e alguns de quartzo. Os porfiroclastos de feldspato são do tipo oligoclásio (An₁₇₋₂₂), têm dimensões de até 2,0mm, são ocelares e estirados. Foram observadas feições deformacionais como extinção ondulante, pertitização (estágios 01, 02 de Laurent, 1974), e porfiroclastos do tipo *sigma* indicando movimentação sinistral (Foto 3.1). Na sombra de pressão destes porfiroclastos há formação de quartzo recristalizado e sericita (Figura 3.1).



Figura 3.1: Esquema de porfiroclastos tipo *sigma* de microclíneo com intercrescimento pertítico, com franja de recristalização de carbonato, indicando movimentação sinistral, em gnaisses tonalíticos (corte XZ, desenho de lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

Alguns fenoclastos de quartzo, têm dimensões de até 2,0mm, possuem extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização nos seus bordos (estágios 01 a 03 de Laurent, 1974).

Na matriz a composição é de quartzo, andesina, (An₅₀₋₇₀, determinado pelo método Michel-Levy de extinção simétrica em alguns grãos), clorita, sericita, algum carbonato e acessórios como epidoto, clinozoisita e opacos (óxidos de ferro). Esta matriz possui granulometria fina, sendo que o quartzo está recristalizado. A clorita constitue-se de pequenas palhetas finas de birrefringência acinzentada. A sericita, que também está presente na matriz milonítica, apresenta-se como agregados finos. O epidoto e a clinozoisita formam pequenos grãos de relevo alto, a clinozoisita apresenta birrefringência anômala (azul).

O carbonato geralmente está presente nas fraturas dos plagioclásios, assim como em veios discordantes da foliação, indicando tratar-se de fluidos ricos em CO_2 . A formação da sericita pode também estar ligada a fluidos hidrotermais ricos em K₂O, e a clorita foi gerada a partir da alteração de biotitas.

De acordo com a assembléia mineral composta de quartzo, oligoclásio, clorita, sericita, epidoto e clinozoisita, estes gnaisses foram submetidos a um metamorfismo em fácies xisto-verde durante a deformação. Os dados petrográficos obtidos permitêm caracterizar o caráter tonalítico deste gnaisse, baseado no diagrama Q-FA-P-IUGS (Figura 3.2).



Figura 3.2: Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) para os ortognaisses tonalíticos do Complexo Campos Gerais.

III.3 *GREENSTONE BELT* DE PIUMHI III.3.1 GRUPO RIBEIRÃO ARARAS

As rochas pertencentes ao Grupo Ribeirão Araras (Schrank, 1992) que compõem a base do empilhamento estratigráfico do *Greenstone Belt* de Piumhi, situam-se principalmente na porção noroeste da área mapeada. A Unidade Toleiítica é composta por basaltos toleiíticos com estruturas *pillow lavas* e variolitos preservados de coloração verde escura (Foto 3.2). Nesta unidade predominam porém metabásicas alteradas, de coloração ocre esverdeado,



FOTO 3.1: Porfiroclasto de microclínio mostrando textura de intercrescimento pertítico em gnaisses migmatíticos do Complexo Campos Gerais (lâmina delgada, corte XZ, campo de visão 1,98mm.)



xistificadas, sedosas e argilosas, representadas por talco xistos, clorita xistos e sericita xistos. Os basaltos toleiíticos maciços alternam-se a pequenas camadas de sedimentos intra-derrames. Ainda nesta unidade, ocorrem sedimentos granoclassificados de composição básica representados por metatufos, lappili tufos e tufos brechas.

Sobrepondo esta unidade, ocorre a Unidade Komatiítica, que é encontrada na porção norte da área com formato lenticular NE/SW. Predominam basaltos komatiíticos na sua maioria transformados em serpentinitos, tremolititos, talco-serpentina xistos e subordinadamente ocorrem intercalações de sedimentos.

A Unidade básica a ácida indivisa ocorre nas porções sul (sob a forma de lentes), central e norte, onde ocorrem basaltos, andesitos, riodacitos e riolitos, na sua maioria transformados em clorita xistos, clorita-actinolita xistos, clorita-tremolita xistos e sericita-quartzo xistos. Nesta unidade estão localizadas as áreas mineralizadas que serão abordadas em capítulo posterior.

O Granito Matinha (Mimura *et al.* 1992), aflora no porção norte da área entre rochas ultrabásicas. Trata-se de um corpo granítico alongado a irregular, cinzento, leucocrático, equigranular de granulometria média, composto por quartzo, feldspato e pouca quantidade de minerais máficos. No campo foi examinado em perfil de Piumhi a Pimenta (MG-050), onde observou-se contatos eminentemente tectônicos com as rochas ultrabásicas. As principais características das rochas do Grupo Ribeirão Araras são apresentadas na Tabela 3.1.

UNIDADE TOLEIÍTICA

Esta unidade aflora principalmente na porção norte da área mapeada, numa faixa estreita de direção aproximada leste-oeste. Predominam nesta unidade rochas básicas transformadas em **tremolititos**, **tremolita-talco xisto**, **tremolita-clorita xisto**, **clorita-actinolita xisto** de coloração ocre a esverdeada. As melhores exposições destas rochas encontram-se ao longo do Ribeirão Araras.

A análise petrográfica do **clorita-actinolita xisto** mostra uma rocha com textura grano-nematoblástica, com bandas orientadas de anfibólios e arranjos cominuídos em mosáicos equigranulares de plagioclásios xenomórficos (Foto 3.3).

Os anfibólios, são na maioria, actinolitas subhédricas de 1,0mm em média, são alongados, fibrosos, exibindo pleocroísmo verde pálido e birrefringência baixa. As actinolitas localmente transformam-se nas bordas para clorita-Fe, que exibe birrefringência azulada, pleocroísmo verde fraco, as actinolitas contêm inclusões de plagioclásio, óxidos e clinozoisita.

Os plagioclásios formam um arranjo equigranular xenoblástico, com formas subdiomórficas a xenoblásticas e dimensões de 0,5mm. São na sua maioria, do tipo oligoclásio e andesina (An_{25-40} , verificado pelo método Michel-Levy), exibindo geminação combinada albita-carlsbad, e com algumas inclusões de actinolita, clorita e sericita (sob a forma de pequenas agulhas finas). Seus contatos com as actinolitas, são na maioria serrilhados e ocorrem ainda nucleando os plagioclásios, pequenos grãos de epidoto, que se formam pela hidratação dos plagioclásios (liberação de Ca+ Al, para o epidoto).

O epidoto forma-se a partir dos núcleos de plagioclásio, sendo em geral, subdiomórfico de tamanho diminuto. A clinozoizita ocorre como agregados associados aos anfibólios e substituindo os plagioclásios. Possuem birrefringência baixa azulada. Além do epidoto e da clinozoizita ocorrem ainda como minerais traços óxidos de titano-magnetita ou ilmenita e sericita.

A rocha apresenta nítida orientação, com bandas milimétricas de grãos nematoblásticos de actinolita e isogranulares de plagioclásio, sendo que as actinolitas estão estiradas, com formas sigmoidais (White *et al.*, 1986), indicando movimentação sinistral (Figura 3.3). As actinolitas tem clivagem de crenulação que se desenvolve em alguns setores, paralela aos veios finos de clorita e óxidos que ocorrem perpendiculares a foliação principal.



Figura 3.3: Esquema de actinolitas tipo *sigma*, indicando movimentação dextral de SE-NW em clorita-actinolita xisto (corte XZ, desenho de lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

UNIDADE KOMATIÍTICA

Esta unidade aflora ao norte e noroeste da área mapeada, numa faixa estreita de forma lenticular de direção leste-oeste. No campo, principalmente nas proximidades da Rodovia MG-50, as rochas desta unidade apresentaram-se intemperizadas, com coloração ocre a vermelha. As melhores exposições de rochas frescas, ocorrem no leito do Ribeirão Araras, onde há basaltos komatiíticos típicos (Mg> 18%), metabásicas intrusivas a intermediárias, meta-tufos e meta-sedimentos químicos (cherts).

Os basaltos komatiíticos, transformados em tremolita-actinolita-clorita xisto, clorita-actinolita xistos, de contribuição magnesiana, apresentam texturas do tipo *spinifex*, conforme classificação de Nesbitt (1971), e descrita pela primeira vez por Viljoen e Viljoen (1969a), como texturas de lavas peridotíticas. Estes cristais apresentam-se sob a forma de pequenas agulhas ou feixes de cristais aciculares de tremolita e/ou actinolita. Os feixes apresentam dimensões menores das bordas para o centro dos derrames, sendo que na base dos derrames são encontrados derrames maciços pouco espessos de lavas cumuláticas.

Dados geocronológicos (U/Pb em zircão) levantados por Machado e Schrank, (1989) em sills diferenciados de gabro anortosíticos desta unidade, revelaram idades de cristalização de 3.116 -7/+10 M.a.

O tremolita-actinolita-clorita xisto apresenta textura do tipo microspinifex (Echeverria, 1980), representada por arranjos fibro-radiais ou paralelos de cristais aciculares de cloritas (que substituem olivinas originais) e tremolitasactinolitas (que substituem clinopiroxênios originais). Este tipo de textura é típica de um resfriamento brusco de líquidos ultramáficos magnesianos (>18%), e a formação precoce de cristais equidimensionais de olivina (transformados em cloritas; Fotos 3.4).

As cloritas apresentam hábitos radiais, birrefringência cinza azulada, dimensões até 3,0mm, sendo que algumas mantêm a forma esqueletal dos cristais de olivina. As actinolitas possuem hábitos fibro-radiais, pleocroísmo verde acinzentado, dimensões em média de 1,5mm.

A clinozoisita é xenomórfica de dimensões diminutas, ocorrendo geralmente como agregados e apresentando birrefringência azulada (as clinozoisitas podem substituir plagioclásios originais). Ocorrem ainda, pequenos veios finos de quartzo tárdios sem orientação preferencial, compostos por quartzo recristalizado, hidróxidos de ferro, goethita e epidoto.

UNIDADE BÁSICA A ÁCIDA INDIVISA

Na área de mapeamento esta unidade aflora nas porções norte e central sob a forma de lentes decamétricas de direção aproximada N-S, na porção sudoeste, próximo a Capitólio, numa faixa estreita e alongada de direção NW/SE, associada a gnaisses tonalíticos milonitizados.

Dentre o grupo das rochas vulcânicas é a que têm a maior distribuição areal (principalmente na porção norte). Sua área de ocorrência estende-se desde o vale do Ribeirão Araras até a região do Córrego da Porteira, passando pelas periferias de Piumhi. O limite destas rochas é dado pelas coberturas do Grupo Bambuí e por rochas metassedimentares do Grupo Paciência. (Vide anexo 01).

A unidade é constituída por metabásicas e tufos básicos com ocorrências localizadas de meta-lavas intermediárias á ácidas, representadas por meta-riolitos félsicos. A maioria dos litotipos desta unidade está transformado em **actinolita xisto, clorita xistos, clorita-actinolita xistos, clorita-tremolita xistos, cloritasericita-quartzo xisto, biotita-sericita-quartzo xistos**. Nesta unidade estão localizados os alvos das áreas mineralizadas que serão abordados em capítulo posterior.



FOTO 3.3: Textura granonematoblástica com bandas orientadas de actinolitas e arranjos cominuídos em mosaicos granulares de plagioclásios xenomórficos, em clorita-actinolita xisto (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).



FOTO 3.4: Textura micro-*spinifex* com clorita e tremolita, substituindo olivinas e clinopiroxênios, em tremolita-actinolita-clorita xisto (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

As melhores exposições destas rochas frescas, ocorrem ao longo do Ribeirão Araras (próximo a Fazenda Araras ; vide anexo 01), onde rochas metabásicas apresentam estruturas originais preservadas, tais como: *pillow lavas* de dimensões métricas, com uma densidade grande de variolitos em suas bordas (variolítos são estruturas amigdaloidais com formas esféricas ou elipsoidais de até 1,0cm de diâmetro, formadas a partir da imiscibilidade entre dois líquidos silicatados diferentes). Geralmente os variolítos são constituídos por actinolitas imersas em massa de quartzo microcristalino intercrescido com palhetas de talco.

As rochas ácidas desta unidade afloram nas proximidades de Piumhi (próximo ao Posto Brasinha), predominando meta-riolitos transformados em quartzo-sericita xistos com porfiroclastos de quartzo bipiramidal. No campo as rochas apresentaram-se alteradas com coloração branca-esverdeada, compostas por grãos de quartzo imersos em matriz sericítica esverdeada.

Segundo dados obtidos na literatura (Projeto Ultrabásicas - COMIG/MG),o contato dos meta-riolítos com rochas vulcânicas básicas é direto, sem tectonismo e auréola de contato evidente, entre o meta-riolíto fresco e um serpentinito de aspecto vítreo que ocorrem no leito do Ribeirão Araras.

Nesta unidade são descritas ao microscópio, litotipos tais como: actinolita-xisto, clorita-sericita-quartzo-xisto, que foram descritas em ordem de maior ocorrência dentro da unidade básica a ácida indivisa.

Esta unidade é representada em grande parte por actinolita xisto, que possue textura *decussate* (decussada), que consiste de cristais alongados, prismáticos de actinolita intercrescidos sem orientação preferencial (representando uma textura de superfície mínima de equilíbrio). Existêm certas porções da rocha onde a textura é granoblástica, com cristais equidimensionais de actinolita (Foto 3.5). As actinolitas possuem birrefringência baixa acinzentada, representada por grãos ripiformes, alongados e também por grãos menores equidimensionais. Os grãos maiores de até 1,5mm possuem lamelas de exsolução, onde se formam anfibólios magnesianos (esta lamelas se formam por rebaixamanto de temperatatura). A clinozoisita ocorre como agregados de birrefringência azulada e associa-se a actinolita e opacos, também ocorrem nos interstícios dos grãos

maiores de actinolita. Os opacos são na sua maioria óxidos e hidróxidos de ferro (formados por percolação de soluções supergênicas).

O clorita-sericita-quartzo xisto mostra uma textura protomilonítica, com cerca de 50% de clastos inclusos em matriz fina composta de sericita, clorita e óxidos de ferro (limonita).

Os porfiroclastos de quartzo têm dimensões de até 1,5mm, com extinção ondulante e por setores. Estão alongados, estirados, sendo que em certos locais têm recristalização dinâmica evidenciada. Seus contatos são encurvados e suturados, inseridos numa matriz de granulação fina composta por quartzo, clorita, alguma sericita e óxidos e hidróxidos de ferro (goethita, limonita).

Esta matriz contém quartzo, clorita sob a forma de pequenas palhetas alongadas e sericita como agulhas finas, esta matriz envolve os clastos constituindo a foliação da rocha. São observados veios milimétricos de quartzo recristalizados concordantes e discordantes da foliação.

As principais feições estruturais observadas em lâmina são os estágios de deformação do quartzo, com extinção ondulante, bandas de deformação (estágios 01 e 02 de Laurent, 1974) e *ribbon* de quartzo, indicando avanços no estágio deformacional. Outra feição observada são os porfiroclastos de quartzo rotacionados indicando movimentação sinistral, assim como foliação S-C penetrativa. (Figura.3.4)



Figura 3.4: Esquema de porfiroclastos de quartzo, indicando movimentação sinistral, em clorita-sericita-quartzo xisto (corte XZ, desenho de lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

GRANITO MATINHA

O Granito Matinha, definido por Mimura *et al.* 1992, corresponde ao Granito Setentrional de Fritszons *et al.* 1980. Constitui-se de um corpo granítico irregular, apresentando uma extensão aproximada de 3 km por 1,3 km (Schrank, 1982). Este corpo granítico é intrusivo nas rochas vulcânicas (Grupo Ribeirão Araras), constituindo parte do *greenstone belt* de idade arqueana (Machado *et al.* 1989).

O corpo aflora na porção norte da área, sendo que suas melhores Ribeirão exposições ocorrem longo do Araras entre rochas ao metabásicas/ultrabásicas. Trata-se de um corpo granítico alongado, cinzento, leucocrático, fanerítico, equigranular de granulometria média, as vezes poiquiloblástica, hipidimórfico nas suas bordas apresenta textura fina nas suas bordas, com esferulitos, indicando características de resfriamento rápido. A composição mineralógica principal é: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e pouca quantidade de minerais máficos.

Quanto às características petrográficas, este corpo granítico exibe variações texturais das bordas para o centro, sendo que nas bordas torna-se mais fino, aplítico e no centro mais grosso, classificando-o, de acordo com o diagrama Q-FA-P-IUGS, como granodiorito (Streckeisen, 1976; Figura. 3.5).

Ao microscópio esta rocha apresenta textura granular, representada por dois feldspatos e quartzo, sem orientação preferencial composta principalmente por quartzo, oligoclásio e microclíneo com quantidades subordinadas de clorita e biotita.

Os grãos de microclíneo são subdiomórficos com dimensões de até 2,0mm, como também grãos diminutos xenomórficos. Possuem geminação em grade, contêm inclusões plagioclásio e quartzo. O plagioclásio apresenta composição do oligoclásio (An_{17-22}), sendo em sua maioria, subhedrais, de tamanho 0,5mm com geminação combinada albita-carslbad. Contêm inclusões de biotita e quartzo e está levemente saussuritizado.

O quartzo ocorre disperso entre os feldspatos, mostrando granulação média de 1,0mm, cujas estruturas internas são extinção homogênea e os limites dos grãos são curvilíneos, justapostos aos plagioclásios.

O quartzo ocorre disperso entre os feldspatos, mostrando granulação média de 1,0mm, cujas estruturas internas são extinção homogênea e os limites dos grãos são curvilíneos, justapostos aos plagioclásios.



Figura 3.5: Diagrama Q-A-P de Streckeisen, 1976, para o Granito Matinha.

Como mineralogia secundária, aparece a clorita sob a forma de agregados, preenchendo microfraturas nos feldspatos e a biotita inclusa nos plagioclásios, além de zircão, apatita e óxidos de ferro (goethita) que percolam microfraturas.

A porção de granulometria grossa mostra textura granular, representada por dois feldspatos e quartzo num arranjo equigranular. O microclíneo é representado por megacristais subdiomórficos de dimensões de até 15,0mm, predominando os intermediários de 4,0mm, possuindo geminação em grade (polissintética, tipo albita e periclíneo combinadas). Em alguns locais é observada textura micro-pertítica nos bordos dos megacristais, contendo inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, clorita e do próprio microclíneo. Estes megacristais têm extinção ondulante e microfraturamento nos bordos dos grãos (Foto 3.6).

Os plagioclásios têm composição de albita-oligoclásio (An ₀₅₋₁₇) e ocorrem na matriz, sendo de dimensões menores que os microclíneos (atingindo os maiores



FOTO 3.5: Fescura decussada, activolitar intercrescidas sem orientação proferencial, en activolita xism(lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).



FOTO 3.6:Textura granular com microsítulo e inclusões de quartzo e clorita, empranodiorito (Jamina delgada, campo de visão 6,2mm). 4,0mm), com predominância para aqueles de 1,5mm, são subdimórficos a idiomórficos. Possuem geminação polissintéticas e carslbad, mostrando-se bastante saussuritizados e com inclusões de biotita, quartzo, titanita e zircão. São observados alguns grãos de plagioclásios geminados.

O quartzo possue formas irregulares a arredondadas, de 1,0mm de comprimento, com leve extinção ondulante e formação de sub-grãos nos bordos dos grãos maiores (estágio 04 de Laurent, 1974). Ocorrem ainda veios finos de quartzo recristalizado que preenchem microfraturas nos bordos dos microclíneos.

A biotita ocorre como pequenas ripas tabulares de tamanho médio de 0,2mm com pleocroísmo de verde a marrom.Geralmente encontra-se alterada para clorita, que exibe uma birrefringência lilás, assim como para titanita. Estão inclusas nos microclíneos e nos plagioclásios. Os acessórios principais são a titanita que tem forma subdiomórfica, ocorrendo em grande parte nos bordos da biotita e também como agregados xenomórficos. Ocorrem ainda muscovita, apatita, epidoto e zircão geralmente inclusos nos plagioclásios.

Gp	<u>Protólitos</u>	<u>Feições</u>	Tipos de	<u>Assembléia</u>	<u>Feições</u>
<u>Ribeirão</u>		Macroscóp.	<u>rochas</u>	<u>Mineral</u>	Microscóp.
Araras					
Unidade	Bas.toleiíticos	-pillow lavas	.tremolititos	act, by, labr, cl,	-textura grano-
Tholeiítica	-Tufos básicos	-variolítos	.trem-tc xistos	ser, ep, zz, tit-	nematoblástica
	-Lappili tutos		.trem-cl xistos	mag, ilm, f.lit,	
	- lutos brechas		.cl-act xisto	mc,	
Unidade	-Basaltos Kom	-spinifex	.trem-act-cl	act, cl, qz, cs,	-textura micro-
Komatiítica	-Lavas básicas	-cumulatos	xisto	ep, ol e cpx	spinifex
3.0	a intermediária		.cl-act xistos	(relictos),cb;gt	-textura
	-sills gabro			f.lit, sp.	quench.
	anortosíticos				
	-tufos básicos				
Unidade	-Lavas básicas	-pillow lavas	.act xistos	act, cl, ser,	-texturas
Básica à	a intermediária	-variolítos	.biot-cl-ser	qtzo, cs, zz,	decussate, blas
Ácida	-tufos básicos,	-rochas	xistos	biot, rut, goet,	to porfirítica,
Individo	riolíticos	xistosas.	.cl-ser-qz	ep, cpx	granoblástica,
	-riolitos		xistos	(pseudomorfo)	proto-
	-andesitos		.trem xistos	cb, mc.	milonítica
Granito	-Granodiorito	-bordos		qz,ab,olig, mic,	texturas granu-
Matinha	-Trondhjemito	esferulíticos		pt, cl, biot, zc,	lar e pertítica
				ap, tit, goet.	

Tabela 3.1: Principais características das unidades litológicas mapeadas do Grupo Ribeirão Araras. Abreviaturas: act=actinolita, ab=albita; ap=apatita; biot=biotita; by=baytonita; cs =clinozoizita; cl=clorita; cb=carbonato, cpx=clinopiroxênio; ep=epidoto; f.lit=fragmentos líticos; gt=goetita; ilm=ilmenita; labr=labradorita: olig=oligoclásio; ol=olivina; pt=pertita; rut=rutilo; mc=muscovita; ser=sericita; sp=serpentina; tit=titanita; tit-mag=titano-magnetita; zc=zircão; zz=zoizita.

III.3.2 GRUPO PACIÊNCIA

O Grupo Paciência é representado na área de mapeamento, por diversas unidades lito-estratigráficas constituindo uma expressiva sucessão turbidítica representadas por grauvacas¹, que incluem termos grossos, brechóides a conglomeráticos suportados por matriz, até pelitos finos. A unidade é representada na base da sequência por xistos finos da Unidade Clástica da Serra da Pimenta, sendo sobrepostos por meta-brechas e quartzitos da Unidade Rudítica.

Acima destes ruditos ocorrem lentes de quartzitos da Unidade Psamítica, que sustentam a maioria das serras mapeadas. Em perfil realizado ao longo da rodovia MG-050, ao sul da Cidade de Piumhi, constatou-se uma sucessão extensa de grauvacas e pelitos metamorfisados em ciclos grano-classificados. Esta sucessão compreende a Unidade de Metagrauvacas Conglomeráticas, Unidade de Pelitos Carbonosos, Unidade de Meta-grauvacas Finas, Meta- grauvacas Grossas e Xistos Grauváquicos Indiviso. As principais feições destas rochas observadas em campo, como também em descrições petrográficas, são apresentadas na Tabela 3.2.

UNIDADE CLÁSTICA DA SERRA DA PIMENTA

Esta unidade é representada na área de mapeamento na sua porção centronorte, seguindo o alinhamento da base da Serra da Pimenta, de direção norte-sul, sustentando as vertentes laterais de menor expressão topográfica. (Vide anexo 01).

A sequência tem caráter pelito-psamítica, constituída por rochas xistosas, meta-siltitos/argilitos, às vezes carbonosos e lentes ou camadas de quartzitos finos. Dentre as rochas xistosas predominam **quartzo-sericita xisto** e **quartzo-clorita xisto**, que ocorrem principalmente na porção nordeste e noroeste da Serra da Pimenta. Estas rochas possuem granulometria fina a média, composta por grãos arredondados de quartzo imersos em matriz sericítica com clorita, carbonato e óxidos de ferro. Os metassiltitos e meta-argilitos predominam na porção leste da Serra da Pimenta e possuem coloração marrom-avermelhada.

¹(2) Grauvacas são rochas sedimentares arenosas depositadas por correntes de turbidez e possuem estruturas características de perfis tipo *flysch* (Taylor & Maclennan, 1985). Estes autores consideram esta definição adequada pois representa a sedimentação arqueana.

Adicionalmente ocorrem lentes de quartzito de dimensões métricas, maciços, esbranquiçados, às vezes, sericíticos de granulometria média compostos por quartzo, sericita, plagioclásio, turmalina, zircão e opacos. Na porção nordeste e norte da Serra da Pimenta, as rochas xistosas possuem planos de foliação com mergulhos altos, em torno de 70° para este e/ou oeste, conforme o padrão ondulado da foliação dada pelos sinclinórios que ocorrem nesta parte da área.

Falhas inversas de rejeitos pequenos colocam em contato partes basais desta unidade ou mesmo rochas básicas intrusivas. O contato a leste com metassedimentos do Grupo Bambuí é muito difícil de se precisar, devido à escassez de afloramento. Em certos locais este contato é tectônico de médio a alto ângulo, dado através de pequenas zonas transcorrentes. A oeste a unidade clástica xistosa faz contato com rochas da unidade rudítica e psamítica, ora brusco, ora transicional, conforme a proximidade de zonas mais deformadas.

UNIDADE RUDÍTICA

Esta associação apresenta-se na área de mapeamento, na sua porção norte, próximo a Serra da Pimenta e na porção sudeste, próximo a Serra dos Campos, representada em mapa por lentes alongadas de direção NW-SE (Vide anexo 01).

Esta unidade é composta principalmente por meta-brechas, quartzitos conglomeráticos, metassedimentos finos e meta-arcóseos. As meta-brechas são de natureza sedimentar, formadas por intraclastos angulosos centimétricos de argila ou silte carbonático, imersos em matriz quartzo-feldspática. Os intraclastos são formados por material siltoso-carbonático (margas, calcáreo micrítico). No campo o reconhecimento destes litotipos chamado informalmente de "Brecha Burraquinho" (Schrank, comunicação verbal), que são cavidades deixadas pela lixiviação dos fragmentos.

Os quartzitos conglomeráticos ocorrem nas porções de topo desta unidade, constituindo-se de grãos de quartzo arredondados, com cimento predominantemente carbonático. Associam-se ainda a esta unidade, metassiltitos e quartzitos, sob a forma de lentes.

Os contatos desta unidade na porção sudoeste próximo a Serra dos Campos são eminentemente tectônicos, dados através de zonas de cisalhamentos de baixo

ângulo. Já na sua porção norte, os contatos desta unidade com outras rochas de unidades e grupos diferentes se dá através de zonas transcorrentes sinistrais.

UNIDADE PSAMÍTICA

Esta associação litoestratigráfica constitui-se basicamente por psamitos, que sustentam a maioria das serras mapeadas, devido à sua maior resistência ao intemperismo e erosão.

As rochas afloram em diversas localidades: na Serra do Fumal a sudoeste, Serra dos Campos no centro-oeste, Serra da Pimenta alongada norte-sul, Serra da Paciência a oeste e em alguns morros como o Morro do Caxambu e Morro Caju, (Vide anexo 01). De maneira geral, a associação é lenticular, composta por quartzitos homogêneos, micáceos e ferruginosos, com alguma contribuição de meta-siltitos e meta-argilitos.

A associação compõe-se de quartzitos heterogêneos em composição, granulometria, grau de maturidade, seleção e pureza. Predominam **quartzitos puros**, com variações a **sericíticos**, **feldspáticos** ou **hematíticos**. Localmente são observadas lentes métricas de quartzitos intercaladas a metassiltitos e metargilitos, como ocorrem na cachoeira da Serra do Lavapés. A feição característica encontrada em campo é o aspecto maciço e vítreo destas rochas, devido a processos de intensa recristalização e silicificação a que foram submetidas.

Nas zonas de maior deformação, nas proximidades da zona de cisalhamento de Capitólio, ocorrem quartzitos com grafita (indicando temperaturas elevadas na zona de falha, compatívies com fácies xisto verde alto). Associam-se a estes quartzitos, lentes de sericita-quartzo xisto e sericita xistos, geralmente restrita a zonas de cisalhamento.

O contato destas rochas são transicionais com as metagrauvacas do Grupo Paciência. Já com os metassedimentos do Grupo Bambuí ao norte e sudoeste, os contatos são tectônicos de médio a alto ângulo, onde observam-se milonitos.

A análise petrográfica **de quartzito hematítico** apresenta textura protomilonítica com a alternância **de** bandas de quartzo e opacos de granulometria fina, e matriz composta por quartzo recristalizado, algum carbonato e óxidos de ferro. Os porfiroclastos de quartzo possuem tamanhos de até 1,0mm, estão

recristalizados e possuem extinção ondulante. Os minerais acessórios, são os opacos, carbonatos e cloritas, que estão presentes em fraturas e na matriz orientados segundo a foliação principal.

Sendo o corte da lâmina paralelo a lineação, ou seja, no plano xz, foi possível se determinar o sentido do movimento através de indicadores cinemáticos, como foliação S-C e C', indicando movimentação dextral. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, bandas de deformação evoluídas até a recristalização (estágios 01 a 04 de Laurent, 1974). Os grãos menores de quartzo coalescem, formando faixas (Figura 3.6). Foram encontrados *tension gashes* dentro de grãos de quartzo com movimentação dextral, associados a cisalhamento simples.



Figura 3.6: Esquema de *ribbons quartz* com bandas de deformação evoluída, em quartzito hematítico (estágio 04 de Laurent, 1974; corte XZ, desenho de lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

UNIDADE DE METAGRAUVACAS CONGLOMERÁTICAS

As rochas desta unidade são lenticulares de direção preferencial NW/SE, ocorrendo na porção sudoeste da área mapeada, próximo a Serra dos Campos (Vide anexo 01).

É representada por metassiltitos intercalados a metagrauvacas que gradam a **metagrauvacas conglomeráticas, metaconglomerados grauváquicos**, lentes de **quartzitos e xistos.** O acamamento sedimentar é típico nestas unidades, com gradação variando desde argilas a conglomerados.

As metagrauvacas conglomeráticas ocorrem nos flancos leste e oeste do sinclinório da Serra dos Campos, sendo que há um espessamento desta unidade no flanco leste do sinclinório, onde a gradação aparece de forma invertida devido ao padrão de dobramento. As metagrauvacas conglomeráticas possuem afinidade arcoseana, com seixos de quartzo e feldspato angulosos e alguma contribuição vulcânica.

Os contatos desta unidade com rochas básicas do Grupo Ribeirão Araras ao norte é brusco, tectônico, dado por falhas inversas, e com as metagrauvacas do Grupo Paciência ao sul é transicional.

UNIDADE DE PELITOS CARBONOSOS

Trata-se de uma unidade de granulometria fina e caráter carbonoso pronunciado, que aflora nas proximidades das Serras dos Campos e do Fumal, sob a forma de lentes alongadas de direção NW/SE (Vide anexo 01). Constitui-se principalmente de **metassiltitos**, **meta-argilitos** e **metagrauvacas finas**. Os pelitos carbonosos acham-se transformados em xistos escuros carbonosos/grafitosos nas proximidades das serras citadas anteriormente.

As melhores exposições de pelitos carbonosos encontram-se ao longo do leito do Córrego Corola, alternando finas camadas milimétricas claras (silte/areia) e escuras (argila/material carbonoso), que caracterizam o acamamento sedimentar (So). As metagrauvacas finas ocorrem em bancos centimétricos a decamétricos intercaladas aos metassiltitos e metapelitos carbonosos. Os termos mais grossos desta unidade, as metagrauvacas, são constituídas de grãos de quartzo e feldspato, granulometria silte a areia, imersos em matriz síltica-argilosa.

Os contatos dos pelitos carbonosos com xistos grauváquicos são transicionais e com as metabásicas do Grupo Ribeirão Araras são tectônicos, dados por cisalhamento de baixo ângulo.

A análise petrográfica dos pelitos carbonosos revelou tratar-se de um sericita-clorita quartzito carbonoso. Esta rocha apresenta textura milonítica a ultramilonítica, com cerca de 50 a 90% de matriz, com bandas milimétricas orientadas de quartzo, óxidos, material carbonoso e clorita e bandas milimétricas iso-orientadas de sericita e quartzo. Os grãos de quartzo são diminutos devido à

cominuição dada pela deformação. Alguns possuem extinção ondulante e franjas de recristalização. A maioria está recristalizada, sendo que seus contatos são por vezes suturados.

A feição microtectônica mais importante encontrada foi microdobras intrafoliares de quartzo rompidas, com assimetria em "Z" (White *et al.* 1986), indicando movimentação dextral, e também ondulações do foliação Sn, sem desenvolvimento de clivagem plano-axial (Foto 3.7).

UNIDADE DE METAGRAUVACAS FINAS

Esta unidade aflora ao longo do sinclinório da Serra da Paciência, na porção SW da área mapeada, a sul da cidade de Piumhi, (Vide anexo 01). É representada por turbiditos metamorfisados, transformados em **metagrauvacas finas**, **metassiltitos e meta-argilitos** que representam o acamamento sedimentar (So).

As metagrauvacas são finas, arenosas a argilosas, as vezes feldspáticas, de coloração ocre a creme com matriz argilosa. A granulometria varia desde areia muito fina a grossa, predominando os termos mais finos que caracterizam a unidade. As melhores exposições desta unidade afloram em grandes cortes ao longo da rodovia MG-050, que liga Piumhi a Pimenta onde ocorrem metagrauvacas finas, areno/argilosas, bem estruturadas.

Nas porções mais a leste, há um aumento progressivo no grau metamórfico, tendo destruição parcial das estruturas primárias, desenvolvendo xistosidades e recristalização, onde se desenvolvem quartzo-sericita xistos.

O contato destas litologias com os pelitos carbonosos e metagrauvacas conglomeráticas é transicional, gradacional, dado por variações na granulometria. Há passagem de pelitos carbonosos para metagrauvacas, assim como metagrauvacas de granulometria grossa a conglomerática marcam imediatamente a transição para a unidade superior.

Ao microscópio **a metagrauvaca lítica** apresenta textura microcristalina, granulometria fina, composta por grãos de quartzo submilimétricos imersos em uma matriz de finos grãos de silte/argila. Os grãos de quartzo são monocristalinos, e alguns grãos estão recristalizados. Os grãos possuem formas angulosas, arredondadas, estando estirados e fragmentados. (Figura.3.7; Foto 3.8).



FOTO 3.7: Foliação cuidulada com bandas de marteo e sericita alternadas com bandas de sericita goerhita e material carbonioso, em sericita-clorita quarteito carbonoso (lâmina delgada campo de vieão 1,92mm)



FOTO A.8. Metagranivata itual com l'agmentos de tufo básice e quartas detrico (fômica delgada, carrigio de visto 6,2mm).



Figura 3.7: Desenho de fragmentos de tufo básico de metagrauvacas lítica (desenho de lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

Há uma porcentagem de fragmentos líticos, cerca de 10% da lâmina, estes fragmentos são na maioria clastos de contribuição tufácea vulcânica (quartzo com forma de cone, triangular). A matriz fina, cerca de 15% da lâmina, é composta principalmente pela fração silte/argila, envolvendo os grãos de quartzo. Na matriz ainda ocorrem óxidos de Fe e Mn, e pouco carbonato.

UNIDADE DE METAGRAUVACAS GROSSAS

A unidade de metagrauvacas grossas, por vezes conglomeráticas, ocorre na porção sudoeste da área, sob a forma de lente alongada de direção NW/SE, (Vide anexo 01). Contitui-se de uma associação de **metagrauvacas grossas**, **conglomeráticas, feldspáticas, metassiltitos/argilitos** e lentes de **quartzitos grossos**, distingue-se da unidade anterior pelo aumento na granulometria.

As metagrauvacas grossas comtêm quartzo, feldspato, imersos em matriz fina arenosa. As porções conglomeráticas apresentam grãos angulosos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Ocorrem intercalações gradacionais de metassiltitos, argilitos e metaritmitos finos, onde se observam estruturas sedimentares preservadas, tais como: estratificação plano-paralela a cruzada, escorregamentos e acamamento (So), feições estas típicas de turbiditos distais.

Esta unidade faz contato transicional com metagrauvacas finas a sul, como também com metagrauvacas conglomeráticas a oeste.

Ao microscópio as **metagrauvacas feldspáticas** mostram textura imatura (> 5% de matriz argilosa), com grande quantidade de clastos de feldspato, quartzo e fragmentos líticos, e poucos de tufos e folhelhos. A matriz fina é composta por clorita, sericita e pequenos grãos de quartzo e feldspato; os clastos são irregulares, de 0,5 mm. Estes clastos, tanto de quartzo como de feldspato, têm orientação segundo a foliação Sn; os de tufos são finos, com quartzo bicúspides e provável contribuição básica.

UNIDADE DE XISTOS GRAUVÁQUICOS INDIVISOS

Esta unidade é composta por uma miscelânia de litologias indiferenciadas, transformadas em rochas xistificadas por processos tectôno-metamórficos. Esta unidade está localizada num segmento norte-sul, na parte central da área (Vide anexo 01).

Constitui-se de xistos com clorita, sericita e quartzo, alternados a metagrauvacas finas, metagrauvacas conglomeráticas e metabásicas. As metagrauvacas finas apresentam estruturas primárias preservadas, como acamamento gradacional, (So). Os xistos grauváquicos ocorrem principalmente a sul da Serra dos Campos, apresentam alternância de quartzo-sericita xistos, carbonato-sericita xistos e quartzo-clorita xistos, sendo que o acamamento gradacional não é preservado devido aos processos de deformacão a que as rochas foram submetidas, paralelizando o acamamento com a xistosidade.

As metagrauvacas ocorrem sob a forma de bancos métricos alternados a metassiltitos e metargilitos, formando o acamamento sedimentar gradacional. Estas rochas localizam-se principalmente na porção norte da área. As metagrauvacas conglomeráticas ocorrem principalmente nas proximidades da Serra da Gabiroba e Morro dos Marruás. São constituídos por grãos minerais ou líticos, imersos em matriz fina arenosa. Os constituintes são quartzo, feldspato e fragmentos de vulcânicas.

Rochas milonitizadas ocorrem principalmente a leste da Serra da Gabiroba, associadas a planos de cisalhamento. Sua composição é semelhante às rochas encaixantes, com acentuada textura protomilinítica a cataclástica e grãos de quartzo sob a forma de porfiroclastos, imersos em matriz de sericita e clorita. Os contatos destas rochas xistosas com o Granito Taquari, na porção central da área são discordantes dados por foliação baixo ângulo. Os contatos dos xistos grauváquicos com metabásicas ao norte são dados por uma foliação de alto ângulo, associada a zonas transcorrentes.

Grupo	<u>Tipos de</u>	Caracteríticas	<u>Mineralogia</u>	Características
<u>Paciência</u>	<u>Rochas</u>	<u>de Campo</u>		Petrográficas
Unidade Serra Pimenta	.qz-ser xisto .qz-cl xisto .ser. quartzito	-aspecto xistifica- do das rochas	qz, ser, ab, olig, ilm, tm, zc.	-textura protomilonítica
Unidade Rudítica	.metabrechas .quartzitos conglo- meráticos; grossos .meta-arcóseos	-cavidades deixa- das pela lixi- viação nas meta- brechas	qz, cb, ab/olig, ser, cl, sil, arg.	-textura granoblás- tica -recristalização dinâmica
Unidade Psamítica	.ser-qz xistos .quartzitos finos .quartzitos hematí- ticos, feldspáticos	aspecto maciço, localmente ocor- rem tension ga- shes en échelon.	qz, ser, cl, cb, alb, tm, gt.	-textura protomilonítica -estrutura S-CeC'
Unidade metagrauvacas conglome- rática	.metagrauvacas conglomeráticas .metaconglomera- dos grauváquicos . xistos grauváqui- cos e quartzitos	-S0 preservado	qz, ab, olig, ser, cl, lim.	-bandamento mili- métrico alternado quartzo (claras), sericita e clorita (escuras).
Unidade de pelitos Carbonosos	.ser-cl quartzitos .metagrauvacas .xistos carbonosos	S0preservado,ban das claras (sil/arg) escuras(arg/carb)	qz, olig/and, ser, cl, mc, ep, gt, sil.	-textura milonítica -microdobras em "Z"
Unidade de metagrauvacas finas	.qz-ser xistos .metagrauvacas finas a líticas .metassiltitos	-ciclos de gra- nodecrescência ou granocrescência.	qz, f.lit, cb, sil, arg.	-textura subfanerítica
Unidade de metagrauvacas grossas	.metagrauvacas grossas,conglome- ráticas,feldspáticas .quartzito grosso	-estratificação plano-paralela, <i>slumps</i> .	ab, qz, f.lit, cl, ser, sil, arg.	-textura imatura -fragmentos liti- cos de contri- buição vulcânica.
Unidade de xistos grauváquicos indiviso	.qz-cl xistos .cb-ser xistos .qz-cl-xisto .metagrauvacas finas,conglomerá- ticas e metabásica	-S0 preservados -aspecto xistifica- do das rochas	qz, ab/olig, f.lit, ser, cl, sil, arg.	-texturas protomiloníticas a miloníticas -texturas catsaclásticas.

Tabela 3.2: Principais características das rochas descritas do Grupo Paciência.

Abreviaturas: ab=albita; arg=argila; cl=clorita; cb=carbonato, ep=epidoto; f.lit=fragmentos líticos; gt=goetita; ilm=ilmenita; lim=limonita; mc=muscovita; olig=oligoclásio; ser=sericita; sil=silte; zc=zircão.

III.3.3 GRUPO LAVAPÉS

O Grupo Lavapés possue intensa deformação e metamorfismo que oblitera em grande parte as feições primárias, dificultando assim seu posicionamento litoestratigráfico. É constituído por meta-conglomerado ortoquartzítico da Unidade Conglomerática Inferior, lentes de cromititos associados a rochas ultramáficas que compõem a Unidade Ultramáfica com Cromititos e Formação Ferrífera Bandada. Unidade Ferrífera e Carbonosa é composta por formação ferrífera bandada, itabiritos, quartzo-sericita xisto, sericita xistos carbonosos. Unidade Conglomerática Superior, que sobrepõe as unidades anteriores, aflorando no topo do sinclinório da Gabiroba. O Granito Taquari (Mimura *et al.* 1992) é um corpo granítico que aflora entre rochas do Grupo Paciência, Araras e Lavapés.

As rochas do Grupo Lavapés, no geral, possuem contatos eminentemente tectônicos com os Grupos Ribeirão Araras, Paciência. Trata-se de uma unidade alóctone transportada por leques imbricados de cavalgamento de sul para norte.

A Tabela 3.3 mostra as principais características das rochas mapeadas pertencentes ao Grupo Lavapés.

UNIDADE CONGLOMERÁTICA INFERIOR

Esta unidade aflora principalmente ao longo da Serra da Gabiroba, nos flancos oeste e leste do sinclinório homônimo, (Vide anexo 01). Trata-se de uma associação de **metaconglomerados ortoquartziticos**, **sericita quartzitos conglomeráticos** e metassedimentos grossos e impuros. Na unidade predominam os metaconglomerados ortoquartzíticos, de cor cinza, carbonosos, com seixos de quartzo alongados de 1 a 2 cm de tamanho, imersos em matriz de quartzo e sericita. Ocorrem ainda lentes de quartzitos grossos, de espessura métrica, puros, de coloração clara, equigranulares, estrutura maciça e textura geralmente cataclástica.

As rochas desta unidade apresentam feições deformacionais compatíveis com uma deformação dúctil-rúptil, evidenciada nos metaconglomerados, onde observa-se foliação milonítica, estiramento dos seixos de quartzo (feições dúcteis), crenulação da foliação, cataclase (feições rúpteis).

Esta unidade faz contato, no topo, com a unidade ultramáfica com cromitas e formação ferrífera bandada. No contato basal, existem intercalações de quartzoserita xisto e quartzo xisto, que passam a sericita xistos carbonosos da unidade inferior. O contato com o Granito Taquari é tectônico, dado por uma cisalhamento de baixo ângulo.

UNIDADE ULTRAMÁFICA COM CROMITITOS E FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA

Esta unidade lito-estratigráfica envolve praticamente todas as ocorrências de cromita da região de Piumhi, aflorando principalmente ao longo da Serra da Gabiroba, de direção norte-sul, na porção central da área (Vide anexo 01).

Compõe-se de uma associação de serpentinitos, tremolita xistos, talcotremolita xistos com lentes de cromititos encaixados e formação ferrífera bandada na base e no topo da unidade. Predominam nesta unidade talco actinolita xistos, clorita-actinolita xisto, de coloração esverdeada, sedosos, com lentes métricas alongadas de cromita. Três tipos de minério cromitífero foram reconhecidos na área de mapeamento:

1°) O mais comum é o disseminado de grã fina e estrutura maciça.

2°) O segundo tipo é brechóide, com feições cataclásticas.

3°) O terceiro é de origem cumulática, estrutura porfiróide, com textura
 "pele de onça", granulometria média.

Os cromititos se comportam como lentes descontínuas, boudinados, de dimensões decimétricas a métricas. Ocorrem ainda lentes ou camadas decimétricas de formação ferrífera bandada (FFB), com alternância de quartzo e hematita sob a forma de finas camadas milimétricas. Geralmente as FFB estão na base ou topo, intercaladas na sequência meta-ultramáfica.

As rochas acham-se intensamente deformadas, sendo que em certos locais tem-se *pods* ou "amêndoas" menos deformadas, onde a foliação tem um aspecto anastomosado. Os contatos das litologias desta unidade com as outras unidades são de difícil precisão, devido a intensa deformação e metamorfismo que estas rochas sofreram. As rochas tem foliação de médio ângulo, associada a zonas de cavalgamento oblíquo com transporte de massa de sul para norte.

UNIDADE DE ROCHAS CARBONOSAS E FERRÍFERAS

Esta unidade lito-estratigráfica aflora ao longo da Serra da Gabiroba, na porção central da área, sob a forma lenticular com maior espessamente para norte, e afinamento para sul da serra cítada (Vide anexo 01).

É representada por uma associação de formação ferrífera bandada (FFB), quartzo-sericita xisto, sericita xistos carbonosos e lentes de quartzito micáceo. A FFB é constituida de alternância milimétrica de níveis de quartzo e hematita, que ocorrem associadas a lentes de quartzitos ferruginosos. Os quartzo-sericita xistos carbonosos que predominam nesta unidade gradam lateralmente para quartzosericita xistos. Esta variação confere as rochas um bandamento centimétrico.

Os contatos destas litologias com as ultramáficas com cromititos e FFB e com os meta-conglomerados superiores são dados por uma foliação de médio ângulo, e em outros locais, o contato de quartzo-sericita xisto e filito hematítico é dado por falha inversa (Foto 3.9).

UNIDADE CONGLOMERÁTICA SUPERIOR

Trata-se da unidade lito-estratigráfica superior do Grupo Lavapés. Esta unidade aflora ao longo da Serra da Gabiroba, prolongando-se até o sul da área. (Vide anexo 01). A unidade é caracterizada por **meta-conglomerados ortoquartzíticos** (monomíticos) com **sericita-quartzo xistos conglomeráticos**.

As rochas destas unidades tem geralmente a cor acinzentada, dada pela matriz carbonosa. Os metaconglomerados são cinzentos, ortoquartzíticos, com seixos de quartzo alongados, imersos numa matriz de quartzo e sericita. Associadas a estas rochas ocorre sericita-quartzo xisto conglomerático, sob a forma de lentes decimétricas.

Quartzitos puros a sericíticos são comuns nesta unidade, ocorrendo sob a forma de lentes métricas. São maciços, finos a médios, equigranulares, de cor branca, geralmente recristalizados e silicificados.

Os contatos dos meta-conglomerados com as outras unidades do Grupo é dado através de zonas de cavalgamento tangenciais.

GRANITO TAQUARI

O Granito Taquari (Mimura *et al.*, 1992), corresponde ao Maciço Central de Fritszons *et al.* (1980). Trata-se de um corpo granítico alongado de direção preferencial N-S, com cerca de 21 km de comprimento e 1,5 km de largura

aproximada. Aflora entre rochas do Grupo Ribeirão Araras, Paciência e Lavapés (Schrank, 1989), na porção central da área (Vide anexo 01).

As melhores exposições destas rochas ocorrem em pedreira abandonada, em cachoeira e ao longo da Serra da Gabiroba, onde é encontrado gnaisse granítico e porções graníticas, de coloração cinza esbranquiçada, leucocrático, fanerítico, equigranular de granulação média a grossa, hipidiomórfico, com certas variações quanto a composição. A composição frequente é quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita, biotita, clorita e acessórios como zircão e opacos (óxidos de ferro).

As rochas deste corpo acham-se afetadas por processos tectônicos de natureza dúctil, que gerou a gnaissificação deste granito, e dúctil-rúptil gerando protomilonitos, milonitos, cataclasitos.

Os contatos dos gnaisses graníticos, são invariavelmente de natureza tectônica, com rochas dos demais grupos, tratando de uma unidade alóctone transportada de sul para norte.

Ao microscópio a análise desta rocha, classificada segundo o diagrama Q-FA-P IUGS em granito 3b (monzogranito; Figura. 3.8), apresenta textura protomilonítica, com bandas orientadas de quartzo e feldspato, envoltos numa matriz de sericita, clorita e quartzo recristalizado que denotam a foliação da rocha.

Os grãos de quartzo possuem dimensões de até 3,0mm, predominando os intermediários de 1,0mm, com extinção ondulante e lamelas de deformação, os contatos são na sua maioria suturados ou irregulares e muitos estão recristalizados e formam sub-grãos, e ainda alguns formam quartzo lenticulares *ribbon quartz* envoltos por plagioclásio.



Figura 3.8: Diagrama Q-A-P de Streckeisen, 1976, para o Granito Taquari.

Os porfiroclastos de plagioclásio possuem dimensões de até 8,0mm os maiores, predominando os de 3,0mm, geminação do tipo albita-carlsbad, estão parcialmente saussuritizados, sendo do tipo albita-oligoclásio além dos tipos pertíticos (deformacionais).

Os contatos são retos a irregulares, possuem formas geralmente alongadas com inclusões de quartzo, estando microfraturados onde encontra-se quartzo recristalizado. (Foto 3.10). Ocorrem também feldspato alcalino pertítico (intercrescimento de albita e ortoclásio, granito hiper-solvus), que apresentam sericitização geralmente presente.

Existem pertitas deformacionais, onde tem-se o desenvolvimento de deslocamento e rotação de fragmentos por fraturas de distensão (White *et al.* 1986), com movimentação sinistral.



FOTO 3.9: Contato do filito carbonoso com formação ferrífera bandada, dado através de falha inversa (Direção N-S, olhando de leste, plano vertical).



FOTO 3.10: Porfiroclasto de microclínio com geminação de albita combinada com geminação em grade, em gnaisses graníticos (lâmina delgada, campo de visão 4,8mm).

A matriz protomilonítica envoltória dos porfiroclastos é composta basicamente por sericita, pouca clorita, muscovita e quartzo recristalizado que são cerca de 30 a 40% da rocha.

Grupo	<u>Tipo de Rocha</u>	Características	<u>Mineralogia</u>	<u>Petrografia</u>
Lavapés		<u>de Campo</u>		
Unidade Con- glomerática Inferior	metaconglomera- do ortoquartzítico .sericita quartzitos conglomeráticos	-carbonosas, com seixos alongados de quartzo forte deformação	qz, ser, cl, sil, arg, gt.	-textura protomilonítica
Unidade Ultra- máfica com cro mititos e FFB	.serpentinitos .tc-act xistos .cl-act xistos .tc-trem xistos .lentes de cromita .FFB	 lentes métricas de cromititos -FFB na base e topo da unidade. 	cr, cl, sp, mg, ol e cpx (relictos), gt, qz, hem.	-textura <i>mesh</i> -textura cataclástica
Unidade Ferri- fera e Carbo- nosa	.qz-ser xisto .ser xistos carbo- nosos .quartzíto micáceo .FFB	-Presença de ban- damento centimé- trico na FFB -gradação entre as rochas xistosas	qz, ser, cl, hem, gt, cb.	-textura protomilonítica
Unidade Con- glomerática Superior	.ser-qz xistos con- glomerá ticos .metaconglomera- do ortoquartzítico	-carbonosa, com seixos estirados de quartzo -intensa recristali- zação,silicificação	qz, ser, cl, gt	-textura protomilonítica
Granito Taquari	.monzogranito, (granito 3b)	-gnaissificação do granito.	qz, ab/olig, pt, ser, cl, mc, zc.	-textura protomilonítica -fraturas de disten- são nas pertitas.

Tabela 3.3: Principais características das rochas pertencentes ao Grupo Lavapés.

Abreviaturas: ab=albita; arg=argila; cl=clorita; cb=carbonato, cpx=clinopiroxênio; cr=cromita; gt = goetita; hem = hematita; mg = magnetita; mc=muscovita; ol=olivina; olig=oligoclásio; pt=pertitas; qz=quartzo; ser=sericita; sil=silte; zc=zircão

III.4.COBERTURAS PROTEROZÓICAS

III.4.1 GRUPO ARAXÁ e CANASTRA

Na proximidades da Represa de Furnas e de Capitólio, são encontrados xistos sericíticos a carbonosos e quartzitos do Grupo Canastra. Estes quartzitos exibem padrões de dobramentos isoclinais sin-miloníticos intrafoliares (tipo II de Ramsay, 1967), intensa anisotropia planar e feições lineares, típicas de uma deformação tangencial de baixo ângulo, com vergência de oeste para leste (Foto 3.11). Eles constituem a extremidade E da Nappe de Passos.

O Grupo Canastra é representado na área de mapeamento por quartzitos puros a micáceos, estas rochas estão localizadas na porção sul da área, sendo limitada pela Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC)

Os metarenitos, esbranquiçados a rosados, são plaqueados, muito finos, sacaroidais, equigranulares, compostos basicamente de grãos de quartzo e minerais micáceos. Na base destes quartzitos ocorrem geralmente xistos sericíticos carbonosos, sendo que nas proximidades da ZCC, os quartzitos exibem finas camadas de material grafitoso de coloração cinza-azulado, sendo que para a formação de grafita necessita-se de temperaturas mais altas.

O Grupo Araxá é composto por xistos carbonosos que ocorrem na base dos quartzitos, geralmente encontram-se num estágio avançado de intemperismo, exibindo cores ocre-avermelhadas, com veios finos de quartzo recristalizado associados.

Estas rochas exibem uma foliação de baixo ângulo e lineação mineral (alongamento de quartzo) sub-vertical (*dip-slip*), com vergência de oeste para leste, como é característico em outras regiões. Devido a proximidade da ZCC, a foliação encontra-se infletida para dentro da mesma, assumindo valores de médio a alto ângulo. Os contatos dos quartzitos com os gnaisses tonalíticos pertencentes ao Complexo Campos Gerais são tectônicos dados pela ZCC.

A análise microscópica dos **quartzitos** revelou uma textura lepdogranoblástica, com arranjos iso-orientados de quartzo e palhetas finas de micas brancas. Os grãos de quartzo são equigranulares, predominando dimensões de até 1,5mm. Possuem extinção ondulante e formação de sub-grãos (estégios 01, 02 de Laurent, 1974), tendo seus contatos suturados com os demais grãos.

As micas brancas, representadas por sericita e muscovita, possuem formas ripiformes alongadas, estas micas tem associam-se a fluidos hidrotermais aquosos, ricos em K, (Foto 3.12). A Tabela 3.4 apresenta as características das rochas pertencentes ao Grupo Bambuí, Araxá e Canastra.

III.4.2 GRUPO BAMBUÍ

As rochas do Grupo Bambuí são representadas pelas Formações Samburá e Paraopeba. Estas bordejam o Maciço de Piumhi através de discordâncias erosivas A matriz protomilonítica envoltória dos porfiroclastos é composta basicamente por sericita, pouca clorita, muscovita e quartzo recristalizado que são cerca de 30 a 40% da rocha.

Grupo	<u>Tipo de Rocha</u>	Características	<u>Mineralogia</u>	<u>Petrografia</u>
Lavapés		<u>de Campo</u>		
Unidade Con- glomerática Inferior	metaconglomera- do ortoquartzítico .sericita quartzitos conglomeráticos	-carbonosas, com seixos alongados de quartzo forte deformação	qz, ser, cl, sil, arg, gt.	-textura protomilonítica
Unidade Ultra- máfica com cro mititos e FFB	.serpentinitos .tc-act xistos .cl-act xistos .tc-trem xistos .lentes de cromita .FFB	 lentes métricas de cromititos -FFB na base e topo da unidade. 	cr, cl, sp, mg, ol e cpx (relictos), gt, qz, hem.	-textura <i>mesh</i> -textura cataclástica
Unidade Ferri- fera e Carbo- nosa	.qz-ser xisto .ser xistos carbo- nosos .quartzíto micáceo .FFB	-Presença de ban- damento centimé- trico na FFB -gradação entre as rochas xistosas	qz, ser, cl, hem, gt, cb.	-textura protomilonítica
Unidade Con- glomerática Superior	.ser-qz xistos con- glomerá ticos .metaconglomera- do ortoquartzítico	-carbonosa, com seixos estirados de quartzo -intensa recristali- zação,silicificação	qz, ser, cl, gt	-textura protomilonítica
Granito Taquari	.monzogranito, (granito 3b)	-gnaissificação do granito.	qz, ab/olig, pt, ser, cl, mc, zc.	-textura protomilonítica -fraturas de disten- são nas pertitas.

Tabela 3.3: Principais características das rochas pertencentes ao Grupo Lavapés.

Abreviaturas: ab=albita; arg=argila; cl=clorita; cb=carbonato, cpx=clinopiroxênio; cr=cromita; gt = goetita; hem = hematita; mg = magnetita; mc=muscovita; ol=olivina; olig=oligoclásio; pt=pertitas; qz=quartzo; ser=sericita; sil=silte; zc=zircão

III.4.COBERTURAS PROTEROZÓICAS

III.4.1 GRUPO ARAXÁ e CANASTRA

Na proximidades da Represa de Furnas e de Capitólio, são encontrados xistos sericíticos a carbonosos e quartzitos do Grupo Canastra. Estes quartzitos exibem padrões de dobramentos isoclinais sin-miloníticos intrafoliares (tipo II de Ramsay, 1967), intensa anisotropia planar e feições lineares, típicas de uma deformação tangencial de baixo ângulo, com vergência de oeste para leste (Foto 3.11). Eles constituem a extremidade E da Nappe de Passos.

O Grupo Canastra é representado na área de mapeamento por quartzitos puros a micáceos, estas rochas estão localizadas na porção sul da área, sendo limitada pela Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC)

Os metarenitos, esbranquiçados a rosados, são plaqueados, muito finos, sacaroidais, equigranulares, compostos basicamente de grãos de quartzo e minerais micáceos. Na base destes quartzitos ocorrem geralmente xistos sericíticos carbonosos, sendo que nas proximidades da ZCC, os quartzitos exibem finas camadas de material grafitoso de coloração cinza-azulado, sendo que para a formação de grafita necessita-se de temperaturas mais altas.

O Grupo Araxá é composto por xistos carbonosos que ocorrem na base dos quartzitos, geralmente encontram-se num estágio avançado de intemperismo, exibindo cores ocre-avermelhadas, com veios finos de quartzo recristalizado associados.

Estas rochas exibem uma foliação de baixo ângulo e lineação mineral (alongamento de quartzo) sub-vertical (*dip-slip*), com vergência de oeste para leste, como é característico em outras regiões. Devido a proximidade da ZCC, a foliação encontra-se infletida para dentro da mesma, assumindo valores de médio a alto ângulo. Os contatos dos quartzitos com os gnaisses tonalíticos pertencentes ao Complexo Campos Gerais são tectônicos dados pela ZCC.

A análise microscópica dos **quartzitos** revelou uma textura lepdogranoblástica, com arranjos iso-orientados de quartzo e palhetas finas de micas brancas. Os grãos de quartzo são equigranulares, predominando dimensões de até 1,5mm. Possuem extinção ondulante e formação de sub-grãos (estégios 01, 02 de Laurent, 1974), tendo seus contatos suturados com os demais grãos.

As micas brancas, representadas por sericita e muscovita, possuem formas ripiformes alongadas, estas micas tem associam-se a fluidos hidrotermais aquosos, ricos em K, (Foto 3.12). A Tabela 3.4 apresenta as características das rochas pertencentes ao Grupo Bambuí, Araxá e Canastra.

III.4.2 GRUPO BAMBUÍ

As rochas do Grupo Bambuí são representadas pelas Formações Samburá e Paraopeba. Estas bordejam o Maciço de Piumhi através de discordâncias erosivas



FOTO 3.11: Grãos de quartzo recristalizados com sericita (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm)



FOTO 3.12: Metaconglomerado polimítico (Samburá) do Grupo Bambuí.

e tectônicas sobre os Grupos Ribeirão Araras (vulcânicas), Paciência (metassedimentos) e Complexo Campos Gerais (gnaisses tonalíticos). Estão localizadas nas porções SW, W e NE da área de mapeamento (Vide anexo 01).

A Formação Samburá caracteriza-se por um fácies clástico grosseiro, sendo constituída por meta-conglomerados polimíticos com variações a metagrauvacas líticas que geralmente ocorrem na borda da bacia deposicional do Grupo Bambuí. Os metaconglomerados são os principais constituintes da formação, caracterizando-se por serem polimíticos, maciços, cinzentos quando frescos, bege a marrom quando alterados, com fragmentos de rocha de dimensões milimétricas a decimétricas, e em alguns casos métricas, de natureza variada como; quartzitos, quartzo leitoso, xistos (muscovita-clorita xisto), metagrauvacas, metabásicas e granitóides. (Foto 3.13).

A matriz dos metaconglomerados é geralmente composta por filmes interstíciais de sericita, quartzo, clorita e goethita, também ocorrem metaconglomerados praticamente sem matriz, ou seja, clasto-suportados em quantidades subordinadas. Geralmente a Formação Samburá ocorre sob a forma de lentes métricas a decamétricas. Possue caráter transicional, interdigitalizandose com os metasiltitos/argilitos da Formação Paraopeba.

Ao microscópio o **metaconglomerado polimítico**, apresenta textura conglomerática, granulometria média a grossa, inequigranular, composta por clastos de quartzitos, quartzo, fragmentos líticos (tufos), siltitos, xistos e gnaisses. Estes clastos apresentam leve deformação e orientação, em média possuem 1,0mm de tamanho. Os clastos de gnaisse apresentam grãos de quartzo, albita, clorita e muscovita. Os clastos de tufos, que são fragmentos líticos, são finos, compostos principalmente por sericita, clorita e quartzo com formas "bi-cúspides" e "triangulares". Os clastos de quartzitos e quartzo estão recristalizados e apresentam bordas arredondadas (Foto 3.14). A matriz é composta principalmente por clorita, sericita, carbonato, goethita e zircão detrítico.

A Formação Paraopeba tem maior distribuição areal na área de mapeamento e também regionalmente. Esta é constituida por dois fácies distintos, a "fácies clástica fina" que compreende os metassiltitos e argilitos e a "fácies carbonática" contítuido de metacalcáreos.


FOTO 3.13: Metaconglomerados do Grupo Bambuí, com clastos de tufos básicos, quartzo e feldspatos (lâmina delgada, campo de visão 4,8mm).



FOTO 3.14: Acamamento sedimentar (So) em metassiltitos do Grupo Bambuí (corteE-W, olhando de N, plano vertical).

A fácies clástica fina é constítuido por metasiltitos, metargilitos, com raras intercalações de rochas arenosas. Estas rochas tem coloração cinza esverdeada quando frescas e amareladas a avermelhadas quando alteradas. Apresentam laminação plano-paralela (Foto 3.15), que representa o acamamento sedimentar gradacional (So). Nas porções onde a deformação é intensa, geralmente nos contatos com os Grupos Ribeirão Araras e Paciência, e nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC), os metassiltitos tem seus contatos dados por foliação de alto ângulo. Estão crenulados e fraturados, sendo que nestas zonas de contato não é possível se observar estruturas originais preservadas, as mesmas foram obliteradas pela deformação.

A fácies carbonática compõe-se basicamente de calcáreos sob a forma de lentes, interdigitalizados aos fácies clástica fina. Em pedreira abandonada (DER), na estrada vicinal para Doresópolis, observou-se meta-calcáreos margosos cinzentos. Estas rochas mostram recristalização com impurezas argilosas dispersas em meio aos cristais de carbonato, conferindo à rocha uma cor cinza clara a escura, com uma certa laminação plano-paralela (So). Os meta-calcáreos apresentam dobramentos suaves a irregulares tardi-tectônicos como é característico do Grupo Bambuí em outras regiões. Segundo Ferrari & Brandalise (1977), estas rochas possuem baixo grau metamórfico, e são interpretados como fanglomerados (Foto 3.16).

		Tipo de	Caracte-	Mineralo-	Petrogra-
		Rocha	rísticas	gia	fia
Gr. Bambuí	Fácies	.metaconglo-	-presença de	qz, ser, cl, f.lit,	-clastos com
Formaçao Samburá	clástica grossa	.metagrauva- cas líticas	mitocos	gi, inc, ao, ze.	gulares e bi- cuspides
Gr. Bambuí Formação Paraopeba	Fácies clástica fina	.metassiltitos .metargilitos .arenitos	-S0 preserva- dos -laminação	qz, arg,sil, gt	-granulome- tria muito fina.
Gr. Bambuí Formação Paraopeba	Fácies carbonática	.calcáreos .metamargas .metassiltitos	-coloração cinza escura -dobras suaves	cb, ser, gt	-Textura granoblás- tica.
Gr. Araxá e Canastra		.quartzitos puro,micáceos .xistos sericíti- co carbonosos.	-rochas pla- queadas	qz, mc, ser, gt	-Textura lepdo-grano- blástica

Tabela 3.4: Principais características de rochas dos Grupos Bambuí, Araxá e Canastra. Abreviaturas: ab=albita; arg=argila; cb=carbonato; cl=clorita; f. lit=fragmentos líticos; gt=goetita; mc=muscovita; qz=quartzo; ser=sericita; sil=siltito.



FOTO 3.15: Dobras intrafoliais (tipo II Ramsay, 1967) em quartzitos do Grupo Canastra, escala aproximada 1:300.



FOTO 3.16: Metacalcáreo do Grupo Bambuí na borda de dolina, próximo a Formiga/MG.

CAPÍTULO IV

IV- GEOLOGIA ESTRUTURAL

IV.1- METODOLOGIA DE ESTUDO E CLASSIFICAÇÃO DAS ESTRUTURAS OBSERVADAS.

As análises estrutural e tectônica foram realizadas a partir da integração de elementos megascópicos, (interpretação de fotográfias aéreas 1:25.000), mesoscópicos (perfis estruturais) e microscópicos (lâminas delgadas de amostras orientadas)

Ao todo foram levantados os grandes traços geomorfológicos e alinhamentos estruturais em uma área de aproximadamente 400 km², levantados 400 elementos geométricos (260 planares de foliações, 140 de lineações minerais e de estiramento e 170 de elementos rúpteis, juntas e fraturas) e analisadas cerca de 80 lâminas delgadas.

Os dados foram tratados com os programas Geli-PC e Roshis, para ser representados em diagramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) e rosáceas.

Como base para os perfis e mapas geológico-estruturais foram utilizados trabalhos anteriores de Fritszons et. al. (1980) e Schrank (1992). A descrição e análise geométrica das estruturas levou à sub-divisão da área cartografada em domínios estruturais distintos:

 A) Domínio Tangencial: Associado a uma tectônica tangêncial à oblíqua de baixo ângulo a médio ângulo, com vergência geral de S para N.

B) Domínio Direcional: Associado a uma tectônica direcional transcorrente de alto ângulo, de direção geral de SE-NW.

Os traços principais das estruturas e as atitudes médias das foliações e lineações levantadas são apresentadas no mapa estrutural e de linhas de forma. (Anexo 02).

Esses domínios são interpretados como relacionados a um evento tectônico, conforme à concepção de Davis (1984), ou seja, a um evento definido por um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva. O que caracteriza esse evento é uma cinemática singular, própria, que pode ser resolvida por um único elipsóide de esforços.

IV.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

Estruturas primárias são pouco comuns na área de mapeamento, devido aos processos tectôno-metamórficos superimpostos. Algumas dessas estruturas são: alternância de leitos (So) com camamento gradacional preservado (So) nos *flyshis* do Grupo Paciência, *pillow lavas* e texturas tipo *spinifex* em derrames de lavas do Grupo

Ribeirão Araras e alternância de derrames de lavas e sedimentos inter-traps (So). A raridade de tais estruturas e as profundas modificações estruturais, não permitem utilizálas para a polaridade estratigráfica regional, há não ser em blocos restritos (Schrank, 1982).

IV.3. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

A área de mapeamento foi dividida em domínios estruturais, definidos de acordo com as atitudes das lineações de estiramento e/ou mineral (Mattauer, 1986), (Figura 4.1). A relação das estruturas planares com as lineares permite definir os domínios tangenciais e direcionais, o que se observa na área de estudo é que as estruturas planares assumem atitudes e mergulhos variados formando um padrão "amendoado" que envolve os corpos rochosos. Esses corpos podem ser descritos como podiformes ou amendoados (Bell & Hammond, 1984) cujo interior é preservado de deformação. (Figura 4.2).



Figura 4.1: Lineação de estiramento. Le dispõe-se no plano da foliação milonítica, indicando direção do movimento. Mattauer (1986).



Figura 4.2: Esquema de corpo rochoso podiforme ou amendoado. Em tracejado a lineação de estiramento. Observa-se que as atitudes de foliação milonítica e da lineação variam. Eixos XYZ indicam as direções gerais dos eixos cinemáticos. Bell & Hammond (1984).

IV.3.1. DOMÍNIO TANGENCIAL DN

As estruturas mais antigas encontradas na área associam-se a este domínio, o qual se caracteriza por estruturas pretéritas e estruturas de uma tectônica de baixo ângulo em regime de deformação essencialmente dúctil. A foliação de baixo ângulo *sin*-metamórfica (Sn) é acompanhada por lineação de estiramento e/ou mineral (lm) frontal (*dip-slip*) que pode passar progressivamente a uma foliação de médio ângulo também *sin*-metamórfica, mas com lineação de mineral e/ou estiramento obliqua (*oblique-slip*).

O domínio está melhor representado nas porções sudoeste, centro e norte da área de estudo (Anexo 02), mas é identificado na maioria das unidades litológicas presentes. As estruturas Dn compreendem: foliação gnaissica dos granitos do Grupo Lavapés, xistosidade e crenulação nas metabásicas do Grupo Ribeirão Araras e Paciência. De modo geral o *fabric S* é bem desenvolvido, caracterizando elipsóides de deformação oblatos, conforme classificação de Park, (1989). Em perfil realizado ao longo da estrada vicinal da Serra da Gabiroba foram encontradas alternância tectônicas entre gnaisses e metabásicas sob a forma de leques imbricados de cavalgamento conforme classificação de Boyer & Elliot, (1982), com movimentação dextral de S-N (Foto 4.1).

FOLIAÇÃO SN

A foliação Sn tem padrão anastomosado, a concentração de isolinhas no diagrama de Schmidt-Lambert mostra entretanto, na porção sudoeste da área a norte da cidade de Capitólio, a mesma foliação tem atitudes NW-SE, com mergulhos em torno de 45° para SW. uma distribuição regular ao redor de um máximo estatístico de 28% para 63/45 (Figura 4.3) Nesta região também foi observado dobras de arrasto (*drags folds*) em turbiditos do Grupo Paciência, dobras estas geradas em condições de cisalhamento simples e que só ocorrem próximo a zonas de cisalhamento transcorrentes.

Na porção central da área, entre a cidade de Piumhi e a Serras da Gabiroba e Pimenta, a foliação Sn foi progressivamente rotacionada, de direções NW-SE para direções N-S e mergulhos em torno de 55° para leste. O diagrama de Schmidt-Lambert correspondente mostra uma concentração de isolinhas com distribuição regular em torno de um máximo estatístico de 14% para 282/54 (Figura 4.4). Na porção norte/nordeste da área, a norte da Piumhi e oeste de Pimenta, as direções da foliação são NE-SW e mergulhos em torno de 50 para SE, como mostra o diagrama Schmidt-lambert. A concentração de isolinhas tem uma distribuição regular ao redor de um máximo estatístico de 12% para 120/48. Essa pequena área é pobre em afloramentos e

5 × 2

THIMAL

300°0'

caracterizada por sinformes e antiformes, mais proeminentes próximo à Serra da Pimenta. Mas mesmo assim observa-se um padrão predominante de Sn (Figura 4.5).



Figuras 4.3, 4.4 e 4.5: Estereogramas mostrando os pólos da foliação Sn da porção SW, Central e N-NE (hemisfério inferior).

A foliação geral Sn da área mapeada com cerca de 270 medidas planares é representada na Figura 4.6.

A foliação Sn mergulha para SW ou NE em função dos dobramentos, sendo que os máximos correspondem aos flancos das dobras de Sn. Não há predomínio de um flanco em relação ao outro: as dobras são simétricas ou quase simétricas. Isso se confirma pelo fato de que o plano axial médio passa por "x" e pelo ponto médio entre os dois máximos. A guirlanda define os dobramentos de Sn, com eixo em (*) 156/15, que corresponde aos eixos medidos das dobras mesoscópicas.



Figura 4.6: Estereograma mostrando os polos da foliação Sn geral, com 262 medidas (hemisfério inferior).

LINEAÇÃO MINERAL E/OU DE ESTIRAMENTO LM

Lineação mineral e/ou estiramento Lm, é o principal indicador cinemático encontrado na área, associado ao plano XZ, com estiramento maior em direção a X do elipsóide finito de deformação, gerados em condições de cisalhamento simples (Sibson & Price, 1978). A lineação é definida pela orientação preferencial de minerais alongados

como o quartzo, feldspato e micas, contidos no plano da foliação Sn. Na porção sudoeste da área, a norte da cidade de Capitólio, a lineação Lm tem direção preferencial NW, com mergulhos de 15°, como mostra o diagrama Schmidt-Lambert, com concentração de isolinhas ao redor de um máximo estatístico de 29% para 315/15 e subordinado 15% para 165/18. Neste domínio a lineação Lm sofrem inflexões devido a zonas de cisalhamento transcorrente (Dn+1) e também devido ao padrão "amendoado", cujas medidas de lineação ora mergulham para NW ora para SE (Figura 4.7). Na porção central da área o padrão da lineação Lm é bem definida, dada pelo estiramento das micas e feldspatos nos granito-gnaissíco, com direção preferencial SE com mergulhos de 15°, como mostra o diagrama Schmidt-Lambert onde a concentração de isolinhas está ao redor de um máximo estatístico de 17% para 165/15 (Figura 4.8).

Na porção norte/nordeste da área, encontrou-se a lineação Lm com padrão não muito bem definido, devido a excasses de elementos lineares. A lineação Lm tem direção quase N-S, corno mostra o diagrama Schmidt-Lambert onde as concentrações de isolinhas (pólos) são ao redor de dois máximos estatísticos de 11,8% para 204/15 e 015/21 (Figura 4.9).



Figuras 4.7, 4.8 e 4.9: Estereogramas da lineação Lm da porção SW, Central e N-NE.

No campo as estruturas lineares foram extraídas de rochas metabásicas do Grupo Ribeirão Araras, transformadas em xistos básicos, sendo Lm representadas pelo alongamento de minerais micáceos, ou trilhas dos mesmos e também em quartzitos impuros micáceos do Grupo Paciência. A lineação Lm geral da área mapeada com cerca de 148 medidas é representada na Figura 4.10.



Figura 4.10: Estereograma da lineação Lm geral, com 148 medidas (hemisfério inferior).

IV.3.2. DOMÍNIO DIRECIONAL DN+1

O domínio direcional Dn+1 é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrente dúcteis a dúctil/rúptil, na sua maioria sinistrais de médio a alto ângulo, sinmetamórfica, com lineação de estiramento direcional (*strike-slip*), de direção preferencial NW-SE, como representada na porção sudoeste do Mapa estrutural e de linhas de forma (Anexo 02).

A Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC) controla a geometria dos corpos rochosos da porção sudoeste (direção de drenagens e serras), sendo não apenas um controle estrutural, mas também das unidades geomorfológicas. Este domínio ocorre também na porção centro-norte, próximo ao sinforme da Serra da Paciência e em uma série de pequenas zonas descontínuas e de menor expressão que ocorrem na porção norte/nordeste, a norte da cidade de Piumhi. As principais estruturas observadas neste domínio foram; foliação milonítica Sn+1, foliação S-C, estruturas "tipo flor", tectonitos SL e L, lineação mineral e/ou de estiramento Lm+1. Neste domínio a geometria dos corpos são controlados pela lenticularização segundo a direção principal de Lm+1, correspondendo ao eixo X de deformação finita.

No campo, em pedreira abandonada (DER), encontrou-se gnaisses tonalíticos com intensidades diferentes de deformação dúctil-rúptil, desde protomilonitos até ultramilonitos, esta deformação causa forte estiramento dos corpos chegando a formar elipsóides prolatos tectonitos LS, até elipsóides muito alongados, "charutos", tectonitos L (Davis, 1984; Figura 4.11).



Figura 4.11: Tectonitos S (a), com foliação penetrativa, L (b), com lineação penetrativa, SL (c), com foliação e lineação. Davis (1984).

FOLIAÇÃO SN+1

A foliação milonítica Sn+1 associa-se a feixes de cisalhamento transcorrentes sinistrais, de direção preferencial NW-SE (porção sudoeste e central) e direção N-S (porção norte), com mergulhos de médio a alto ângulo. Na porção sudoeste da área, próximo a Capitólio a foliação milonítica Sn+1, tem direção preferencial NW/SE com mergulhos em torno de 70° para NE e SW, esta variação é devido ao padrão "amendoado" da foliação. O diagrama de Schmidt-Lambert mostra a concentração de isolinhas (pólos) em um máximo estatístico de 27,7% para 54/15, 54/21, 57/18 e 225/24 como mostra a Figura 4.12.



Figura 4.12: Estereograma dos pólos da foliação Sn+1 da porção S-SW, com 16 medidas (hemisfério inferior).



FOTO 4.1: Graisses graníticos que se alternam com metabásicas sob a forma de leques imbricados de cavalgamento (corte N-S, olhando de leste, plano vertical).



FOTO 4.2: Zonas anômalas de transpressão de duplex direcionais, em rochas metabásicas (corte NW-SE, olhando de N, plano vertical).

Na porção norte da área, próximo a Serra da Pimenta, foram encontradas estruturas em flor positiva (Harding, 1985), de escala métrica em rochas metabásicas, associadas a zonas de transpressão em duplexes direcionais (Woodcock & Fischer, 1986; Ramsay & Huber, 1987; Figura 4.13; Foto 4.2).

Essas zonas anomalas de transpressão, são evidenciadas por deslocamentos locais com componentes reversos.



Figura 4.13: Estrutura em flor, (a) planta mostrando arqueamento convergente, indicando a área em que forma a estrutura em flor, (b) bloco-diagrama, Ramsay & Huber (1987). Em (c), perfil de uma estrutura em flor. Christie-Blick & Biddle (1985).

LINEAÇÃO MINERAL E/OU DE ESTIRAMENTO (LM+1).

A lineação Lm+1, está contida no plano da foliação Sn+1 é marcada pelo alongamento dos grãos de quartzo, feldspato, associado a orientação de trilhas de minerais finamente recristalizados. Na porção SW da área associa-se a ZCC de direção preferencial SE com mergulhos em torno de 10°, como mostra o diagrama de Schmidt-Lambert onde a concentração de isolinhas está ao redor de um máximo estatístico de 63,4% para 144/09 como mostra a Figura 4.14. Na porção norte da área ocorrem pequenas zonas transcorrentes do domínio direcional, onde o desenvolvimento da lineação Lm+1 é devido ao estiramento dos anfibólios e cloritas nas metabásicas do Grupo Ribeirão Araras, e estiramento de pequenos seixos de metaconglomerados do Grupo Paciência. Estas lineações tem direção preferencial SE, e subordinada NW, com mergulhos em torno de 15°, como mostra o diagrama de Schmidt-Lambert, com concentrações de isolinhas ao redor de um máximo estatístico de 30,5% para 170/12 e 25% para 165/15.



Figura 4.14: Estereograma da lineação Lm+1 da Porção S-SW, com 30 medidas (hemisfério inferior).

IV.3.3. CINEMÁTICA DE DN

As feições microestruturais do domínio tangencial oblíquo Dn, são de natureza predominantemente dúctil a dúctil/rúptil, em condições metamórficas que variam desde o fácies anfibolito a xisto-verde, evidenciado pelas paragêneses minerais e pelos processos deformacionais impressos nos diversos minerais. Estes processos tectono-metamórficos afetaram tanto as rochas do domínio vulcânico; Grupo Ribeirão Araras, como sua cobertura metassedimentar; Grupo Paciência e Grupo Lavapés.

Foram utilizados vários critérios para se determinar o sentido do movimento e o carater da deformação, baseados nos trabalhos de Simpson e Schmidt (1983); Simpson (1986); Lister e Snoke (1984); Drury e Urai (1990). Para a observação de indicadores cinemáticos foram feitos cortes segundo XZ do elipsóide de deformação finito, ou seja, perpendicular a foliação e paralelo a lineação de estiramento (Mattauer e Mercier, 1990; Mattauer, 1973; Lacassin, 1984).

As seguintes feições microestruturais foram identificadas na análise petrográfica:

- Superfície S-C e C' dos tipos I e II de Lister e Snoke (1984), que mostram sistematicamente movimentação do tipo horário, dextral. (Foto 4.3 e Figura 4.15).



Figura 4.15: Esquema de foliação S-C em metassedimentos indicando movimentação dextralde Sn de S-N (desenho de lâmina, campo de visão 1,98mm).

- Porfiroclastos rotacionados do tipo sigma (Passchier e Simpson, 1986), com rotação no sentido horário, movimentação dextral.

- Deslocamento e rotação de fragmentos (feldspatos), por fraturas de distensão (White *et al.*, 1986), com movimentação dextral. (Foto 4.4 e Figura 4.16).



Figura 4.16: Esquema de deslocamento e rotação de feldspato segmentados por fraturas de distensão, em gnaisses graníticos, mostrando movimentação dextral de Sn de S-N (desenho de lâmina, campo de visão 6,2mm, baseado em White *et al.* 1986).

- Microdobras intrafoliares de quartzo com flancos rompidos, com assimetria em

"Z" (White et al., 1986), indicando movimentação dextral. (Figura 4.17).



Figura 4.17: Esquema de microdobras assimétricas com flancos rompidos, em quartzitos, com movimentação dextral de Sn de SSE-NNW (desenho de lâmina, campo de visão 0,98mm, baseado em White *et al.* 1986).



FOTO 4.3: Estrutura SC e C', indicando movimentação dextral de S-N, em sericita-quartzo xisto (corte XZ, lâmina delgada, campo de visão 0,98mm).



FOTO 4.4: Porfiroclasto de microclínio com intercrescimento pertítico, apresentando fraturas de distensão indicando movimentação dextral de S-N, em gnaisses graníticos (corte XZ, lâmina delgada, campo de visão 6,2mm).

Outras feições relacionadas a deformação Dn, que não são indicadores cinemáticos, foram observadas:

- Extinção ondulante, lamelas de deformação, bandas de deformação evoluída e quartzo recristalizado (estágios 01 a 04 de Laurent, 1974).

- Microfraturas, *kinks*, extinção ondulante e pertitização dos feldspatos (estágios 01 a 03 de Laurent, 1974).

A análise cinemática das diversas microestruturas geradas durante o processo de cisalhamento dúctil a dúctil/rúptil, mostram um regime não-coaxial (cisalhamento simples), progressivo e heterogêneo. Estas microestruturas permitiram definir o sentido desta zona de cisalhamento tangencial a oblíqua, com movimentação dextral com vergência de sul para norte.

IV.3.4. CINEMÁTICA DE DN+1

O domínio direcional Dn+1, é de natureza predominantemente dúctil/rúptil a rúptil/dúctil ocorrido em condições metamórficas de fácies xisto-verde, evidenciadas pelas paragêneses minerais e pelas microestruturas associadas a este domínio. É representado principalmente pela Zona de Cisalhamento de Capitólio (ZCC), e por pequenas zonas transcorrentes associadas.

Os minerais das rochas submetidos aos processos deformacionais Dn+1, adaptaram-se as novas condições de recristalização e deformação, refletindo a combinação de mecanismos intra e intercristalinos, o que é melhor observado nas rochas quartzo-feldspáticas, com mecanismos geralmente dúcteis no quartzo e rúpteis no feldspato.

As rochas afetadas pela ZCC, apresentam as seguintes feições mesoscópicas e microscópicas, típicas de processos cristoloplásticos e cataclásticos, sendo que os principais elementos cinemáticos identificados foram:

- Superfície S-C dos tipos I e II de Lister e Snoke (1984), exibem variações nas suas relações angulares segundo uma direção sistemática, com movimentação sinistral.

- Porfiroclastos rotacionados tipo "sigma" (Passchier e Simpson, 1986), indicam movimentação sinistral (Figura 4.18 e Foto 4.5).



Figura 4.18: Esquema de porfiroclastos de feldspato tipo sigma com intercrescimento pertítico em gnaisses graníticos, com movimentação sinistral de SE-NW (desenho de lâmina, campo de visão 1,98mm).

Outras feições relacionadas a Dn+1, mas que não são indicadores cinemáticos, foram observadas:

- Microfraturas, torsão e rotação, extinção ondulante em feldspatos (estágios 01.02 de Laurent, 1974). (Foto 4.6).

- Extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização do quartzo (estágios 01,02 e 04 de Laurent, 1974; Figura 4.19).



Figura 4.19: Esquema de micro-falhas e bandas de deformação, em gnaisses graníticos (desenho de lâmina, campo de visão 1,98mm).

- Fluxo milonítico (Foto 07).

Estas feições microestruturais descritas, permitiram concluir que a deformação é progressiva, heterogênea, do tipo não-coaxial (cisalhamento simples). Em geral os planos de achatamento e deslizamento são subparalelos, sendo que os planos da foliação Sn+1, ou superfície "S", quando houver S-C, podem ser consideradas como plano cinemático XY.



FOTO 4.5: Porficlastos do tipo sigma de quartzo apresentando movimentação sinistral de SE-NW. Observa-se ainda formação de subgrão, em quartzito hematítico (corte XZ, lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).



FOTO 4.6: Microfraturas, torção e rotação de feldspatos, em gnaisses graníticos (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

IV.4. DOMÍNIO RÚPTIL

O domínio rúptil apresenta estruturas tipicamente rúpteis, onde desenvolveram-se uma série de falhas, fraturas, juntas e estruturas como *tension gashes*, estruturas associadas a um regime de deformação não-coaxial rúptil, estas estruturas seccionam outras estruturas pré-existentes. O domínio rúptil associa-se a zonas de cisalhamento rúpteis, de direção preferencial NW-SE e N-S, geralmente com mergulhos verticalizados evidenciada na porção SW próximo a Capitólio e na porção central próximo a Serra da Gabiroba, de onde foram extraídos várias medidas de juntas "em pena".

Na porção SW da área próximo a Serra dos Campos, observou-se *tension gashes en échelon* em quartzitos ferrugínosos milonitizados, como definidos originalmete por Skempton (1966) e Wilson (1970). Estes *tensions* são formados por finos veios de quartzo e indicam movimentação sinistral de NE-SW (Foto 4.8)

Estes *tension* resultam de esforços compressivos associados a zonas de cisalhamento de caráter rúptil, no caso observado com movimentação sinistral (Figura 4.20).



Figura 4.20 *Tension Gashes en échelon.* (a) distribuição de *stress*, (b), (c) desenvolvimento e curvatura da fratura de tensão; (d), (e) a formação de fraturas de cisalhamento e suas orientações com relação a principal linha de fratura e movimento, Riedel (1929).

Dentro do domínio rúptil foi realizado uma coleta sistemática de medidas de juntas e fraturas nas metabásicas do Grupo Ribeirão Araras e nos quartzitos do Grupo Paciência, num total de 189 medidas, que foram tratadas pelo programa de geologia



FOTO 4.7: Foliação milonítica em gnaisses tonalíticos do Complexo Campos Gerais (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).



FOTO 4.8: *Tension gashes en echelon*, indicando movimentação sinistral de NE-SW, em quartzitos hermatíticos (corte NE-SW, olhando de SE, plano vertical).

estrutural Roshis. Os resultados mostram um predomínio de duas famílias de juntas, ambas com planos subverticais: uma família apresenta direção em torno de 70° (a principal) e outra direção média de 15° (Figura 4.21).



Figura 4.21 Medidas de 189 planos de juntas em rochas metabásicas do Grupo Rib.Araras e quartzitos do Grupo Paciência.

Estas famílias de juntas são compatíveis com os planos antitéticos, conjugados de Riedel (R'), com os planos sintéticos de Riedel (R) e, subordinadamente, com os planos de partição, distensão, extensão ou T. (Park, 1989). Estas famílias de fraturas desenvolveram-se em um regime de deformação não-coaxial rúptil, associada a zonas de cisalhamento rúptil com movimentação dextral. (Figura 4.22).



Figura 4.22 Relação entre as fraturas R', R e T, formadas numa deformação não-coaxial.

IV.5. EVOLUÇÃO TECTÔNO/ESTRUTURAL

De acordo com as várias estruturas levantadas e descritas para um contexto de deformação progressiva, podemos dizer que estas refletem um evento tectônico no sentido de Davis (1984), que gerou o domínio tangencial oblíquo (Dn) e o domínio direcional (Dn+1). Este evento tectônico é progressivo e tem cinemática própria.

A deformação principal Dn, domínio tangencial, afetou intensamente as rochas do agrupamento vulcânico, Grupo Ribeirão Araras, bem como sua cobertura metassedimentar Grupos Paciência e o Grupo Lavapés. Esta tectônica possivelmente obliterou as estruturas ígneas e sedimentares originais, gerando um a foliação penetrativa Sn. Esta foliação Sn tem um arranjo que pode ser chamado de "padrão amendoado", sendo que este padrão pode se formar a partir de zonas de cisalhamento combinadas separando porções losangulares (*boudinagem* interna, Ramsay & Huber, 1987).

A foliação Sn apresenta feições de deformação e recristalização acentuadas, é subhorizontal atingindo até médio ângulo, apresenta lineação de estiramento (*dip-slip* a *oblique slip*) associada, de direção principal N170° a N195°, sendo o principal indicador cinemático, define o transporte de massa de sul para norte, que também é atestado pelos leques imbricados de cavalgamento (Boyer & Elliot, 1982), com movimentação dextral de S-N.

As feições estruturais descritas acima, permitem concluir que trata-se de uma tectônica tangencial oblíqua em condições de cisalhamento dúctil de baixo a médio ângulo, que enquadra-se num modelo colisional de rampas oblíquas (Coward, 1980), com transporte de sul para norte, em regime de fácies anfibolito a xisto verde (como é atestado pelo estiramento dos cromititos).

Este transporte de massa de sul para norte se dá na direção do eixo X (aproximadamente paralelo a σ 1), do elipsóide de deformação finito, em condição de cisalhamento simples. Quando este transporte perde a sua intensidade ou é "freado" por alguma barreira física, a intensidade de deformação diminui, chegando a mudar a direção dos esforços, havendo um relaxamento de tensão em direção a Z (aproximadamente

paralelo a σ 3). Com este relaxamento de tensão forma-se ao grandes traços sinformes e antiformes de direção preferencial N-S.

Num ambiente mais raso, implantou-se o regime tectônico de caráter transcorrente, domínio direcional, representado principalmente pela ZCC (Zona de Cisalhamento de Capitólio) e por pequenas zonas transcorrentes no centro-norte da área. Esta deformação causa a transposição e paralelização de estruturas Dn.

A deformação Dn+1 caracteriza-se por uma rede de zonas de cisalhamento transcorrente de caráter dúctil-rúptil a rúptil-dúctil, sendo que as principais estruturas Dn+1 são; foliação milonítica Sn+1 de médio a alto ângulo, lineação de estiramento Lm+1 (strike-slip), que denota a ZCC um caráter transcorrente sinistral com transporte de massa de SE para NW.

Neste domínio é observado inflexões da foliação Sn, assim com *drag folds* da foliação Sn, para dentro de zonas transcorrentes, caracterizando assim a progressividade da deformação.

Na porção norte da área ocorrem estruturas "tipo-flor" positiva, (Harding, 1985) relacionada a possível zonas de transpressão em duplexes direcionais (Woodcock & Fischer, 1986; Ramsay & Huber, 1987).

As estruturas descritas acima refletem regionalmente uma tectônica direcional dada através de zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais, associadas a um modelo de rampas laterais (Ramsay & Huber, 1987; Figura 4.23).



Figura 4.23: Rampas F-frontal, O-oblíqua, L-lateral. A inclinação varia. Nas frontais desenvolvem-se cavalgamentos; nas laterais transcorrências; nas oblíquas, o movimento é oblíquo. Ramsay & Huber (1987).

O domínio rúptil esta relacionado a uma tectônica rúptil de caráter não-coaxial, gerada em condições de cisalhamento simples, esta tectônica reativa estruturas antigas em um nível crustal raso. A análise das famílias de fraturas revelou planos compatíveis com as fraturas antitéticas (R') e sintéticas (R), associadas a zonas de cisalhamento rúptil com movimentação dextral.

IV.5.1. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA/ESTRUTURAL

 Tectônica de cavalgamento de S para N, gerando leque imbricado em condições de fácies xisto verde alto à anfibolito (atestado pela deformação dos cromititos), com formação de rampas frontais à oblíquas e laterais.



2) Tectônica transcorrente em condições termais mais brandas em fácies xisto verde, representadas pela ZCC, e por pequenas zonas transcorrentes na porção norte da área.



3) Relaxamento de tensões, gerando dobras representadas pelos sinformais e antiformais.

 4) Alívio final de tensões: gerando fraturas (juntas) e falhas de direção predominante NW e NE, verticais.



Observações: Os eixos de tensão mantiveram a orientação, embora seus módulos tivessem variado em função de oscilações na carga (força aplicada). Por isso, as posições de XYZ mudaram. A sequência indica condições termais em arrefecimento progressivo (dúctil⇒rúptil). Os domínios estruturais pertencem a um mesmo evento tectônico, relacionado a uma deformação progressiva.

CAPÍTULO V

V. METAMORFISMO

V.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo trata das diversas paragêneses minerais associadas as rochas da área mapeada, tendo a finalidade de identificar as condições metamórficas vigentes, e uma possível relação com os processos deformacionais.

As condições metamórficas vigentes foram analisadas através da identificação de paragêneses minerais diagnósticas com base no estudo petrográfico, sem o auxílio de estudos adicionais, geotermometria e geobarometria, somente a química mineral dos cromititos do Grupo Lavapés foi utilizada. Foram identificadas as paragêneses metamórficas presentes em diversas lâminas delgadas de rochas (meta) básicas, ultrabásicas, ácidas e sedimentos dos Grupos Ribeirão Araras, Paciência, Lavapés e também das rochas intrusivas.

V.2 METAMORFISMO DA ÁREA MAPEADA

O metamorfismo reconhecido foi do tipo regional dinamotermal, de baixo a médio grau, em condições de fácies xisto-verde a anfibolito (atestado somente pelo estiramento dos grãos de cromita). Localmente ocorre o metamorfismo de contato nas proximidades das intrusões graníticas. (Figura 5.1).

As paragêneses minerais constatadas nas rochas ultrabásicas metamorfisadas do Grupo Ribeirão Araras, mostrou a assembléia de serpentina, (fibras de crisotila, antigorita e lizardita), talco, clorita magnesiana e brucita (hidróxidos de Mg). A transição de lizardita/crisotila para antigorita em rochas ultrabásicas marca o início do metamorfismo de baixo grau em fácies xisto-verde (Winkler, 1979).

As rochas básicas do Grupo Ribeirão Araras, onde observa-se estruturas ígneas preservadas, tais como *spinifex*, variolítos e *pillow lavas*, sofreram deformação

que modificou sua mineralogia original, formando uma assembléia mineral metamórfica constituída por: albita, actinolita, clorita, epidoto, clinozoizita, zoizita.

Esta paragênese, segundo a classificação de Yardley (1989), pertence a zona da clorita em fácies xisto-verde num metamorfismo de baixo grau (Figura 5.2).



Figura 5.1: Diagrama P-T mostrando os vários fácies metamórficos, com a variação estimada de P-T para as rochas metamórficas identificadas na área de estudo. Abreviaturas usadas: Hfls = Hornfels; AE = albita-epidoto; HBL = Hornblenda; PX = piroxênio; PREH-PUMP = Prehnitapumpellyita. (segundo Yardley, 1989).



Figura 5.2: Assembléia mineral para rochas máficas metamorfizadas em condições de fácies xisto verde, baixo grau, zona da albita-actinolita-clorita, segundo Winkler, 1979. Abreviaturas: A =Al2O3; C = CaO; F = FeO; Ac = actinolita; Cl = clorita; Zo = zoizita. □ média da composição mineralógica dos basaltos aferidos por Winkler, 1979.

A presença de clinozoizita, zoizita e epidoto (pobre em Fe) é uma assembléia mineral característica de rochas metamórficas de baixo grau, ocorrendo em rochas como basaltos, tufos básicos e alguns sedimentos. Dados experimentais realizados por Graham *et al.* (1983), Mattheus & Schliestedt (1984) e Yardley (1982), em rochas básicas metamorfisadas na zona da clorita confirmam que a fácies xisto-verde tem uma temperatura limite inferior por volta de 400°C, estes dados foram obtidos com a aplicação de isótopos de oxigênio.

Os sedimentos do Grupo Paciência, representados por grauvacas, pelitos e psamitos, é comum encontrar estruturas sedimentares preservadas, tais como, estratificações, laminações e gradações normais e invertidas particularmente nas grauvacas. Quando metamorfisadas as metagrauvacas apresentam as seguintes paragêneses minerais: quartzo, albita, oligoclásio, sericita, clorita e carbonato (fragmentos líticos são comuns em grauvacas). Esta paragêne mineral é de baixo grau em fácies xisto-verde, compatíveis com temperaturas e pressões baixas.

Já as rochas pelíticas, quando metamorfisadas exibiram a seguinte paragênese mineral: quartzo, albita, clorita, carbonato, sericita e argilos minerais (illita, caolinita). Em alguns metapelitos, observou-se a presença de biotita coexistindo com sericita, clorita e quartzo em baixo grau metamórfico, associado a zona da biotita do fácies xisto-verde.

A reação típica descrita por Mather (1970) para pelitos metamorfisados é:

Feldspato K + clorita \rightarrow biotita + muscovita + quartzo + H₂O.

No que se refere a assembléia mineral das rochas ácidas, as observações feitas pertencem ao corpo granítico, denominado Granito Taquari (Mimura *et al.*, 1992), que faz parte do Grupo Lavapés (Schrank, 1992). Este granito foi subtemido a esforços de natureza compressiva, conferindo ao mesmo uma foliação e gnaissificação, e posterior deformação cataclástica, feições estas de natureza dúctil/rúptil associada a uma tectônica de cavalgamento. A assembléia mineral é do tipo oligoclásio/albita, microclíneo, clorita, sericita, muscovita.

A sericita e a muscovita, são representadas por finas plaquetas inclusas no interior do feldspato, ou substituindo-os nas suas bordas. São formadas a partir da

transformação dos feldspatos, como também pelo aporte de fluidos aquosos, ricos em K em condições de baixa temperatura e pressão compatíveis com o fácies xisto-verde.

A clorita tem cores anômalas, verde-acinzentadas e formam-se a partir da alteração das bordas da biotitas, sendo as cloritas um dos minerais mais típicos do fácies xisto-verde.

A Tabela 5.1 resume os principais características das rochas e suas assembléias minerais compatíveis com o fácies xisto-verde.

TIPOS DE ROCHAS	PARAGENÊSES	FEIÇÕES TÍPICAS	
Meta-ultrabásicas	cl+tc+cris	cris=fibras sintaxias	
Grupo Ribeirão Araras	cl+tr+hm	tr=incolor	
	cl+tr+tc±ant	ant e liz=agregados finos	
	cl+tc+tr±liz		
Meta-básicas	cl+act+ab	cl. magnesiana= (cinza).	
Grupo Ribeirão Araras e	ab+act+ep±esp(ilm)	ab=parc.saussuritizada.	
rochas intrusivas	cz±zz+ep	ep=relevoalto. act= fibrosa,	
	cl+ab+act+ep±cz±zz	verde pálida.	
Metassedimentos	ab+cl+ser+qz	ab e olig=gemin. mecânica	
Grupo Paciência e Grupo	olig+cl+cc+ser	qtz=formação de subgrãos.	
Lavapés	cl+qz+ab+cc±olig	ser e cl= peq. palhetas.	
Meta-ácidas	olig+qz+cl+ser	qz,olig,ab=ext.ondulante	
Grupo Ribeirão Araras e	alb+cl+qz+mc	qtz=form. de sub-grãos e	
Grupo Lavapés	cl+qz+ab±olig+cc±bt	recristalização.	
		olig/ab e cl=kinks e	
		lamelas encurvadas.	

Tabela 5.1: Dados das rochas metamorfisadas e suas paragenêses minerais.

Abreviaturas: act = actinolita, ab = albita; ant = antofilita; bt = biotita; cz = clinozoizita; cl = clorita; cc = carbonato; cris = crisotilo; ep = epidoto; hm = hematita; ilm = ilmenita; liz = lizardita; mc = muscovita; olig = oligoclásio; qz = quartzo; ser = sericita; tc = talco; tr = tremolita; zz = zoizita.

CAPÍTULO VI

VI- GEOQUÍMICA E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DAS ÁREAS MINERALIZADAS

VI.1 HISTÓRICO

As ocorrências do minério de cromo de Piumhi são conhecidas desde a década de 30, na época utilizadas na fabricação de armamentos da Segunda Guerra Mundial (Capper, 1943). É uma das mais importante ocorrências de Minas Gerais, tanto pelo seu potencial como sua qualidade.

A explotação econômica do minério tem sido feita desde os anos 50 (Metamig, 1979), e atualmente são conhecidas mais de uma dezena de ocorrências, como a do Café, Tromba, Benilli e Amorim que estão atualmente em atividade. O método de lavra é bastante rudimentar, onde tanto o minério friável como o maciço são retirados com o auxílio de pás e picaretas, acumulados em pilhas e transportados para São Paulo onde ocorrem os processos de separação e beneficiamento. A cromita é utilizada como material refratário, devido as características químicas do minério com cerca de 50% Cr_2O_3 , e razão Cr/Fe inferior a 3. A cromita para usa metalúrgico possui a razão Cr/Fe maior que 3, sendo que uma pequena parte do minério de Piumhi é utilizada para fins metalúrgicos.

A partir do final da década de 70 vários levantamentos geológicos, geofísicos e geoquímicos foram realizados pelo Projeto Ultrabásicas (METAMIG/MG). A análise geoquímica regional de sedimentos de corrente em cherts, filitos grafitosos, formação ferrífera associadas a um conjunto de rochas vulcânicas, selecionou áreas alvos onde ocorrem uma série de anômalias de Cr e Ni e zonas anômalas de Cu e Pb, assim como ouro livre (no leito do Ribeirão Araras). O levantamento buscava a ocorrência de sulfetos maciços metálicos de Cu, Pb e Zn com ouro, prata e pirita associados. Este tipo de mineralização primária que ocorre na região de Piumhi é conhecida em terrenos greenstone belt e sequências vulcano-sedimentares como em Ontário (Canadá), New Brunswick (Austrália; Bradshaw, 1975; Ross, 1977).

VI.2 INTRODUÇÃO

O estudo das mineralizações primárias auríferas e cromitíferas tiveram um maior detalhamento em escala 1:5.000. Nas áreas mineralizadas além dos trabalhos de campo, realizou-se estudos petrográficos, de geologia estrutural e de análise química, e a interação destes dados permitiu tecer comentários a respeito da interação fluido-rocha, alteração hidrotermal, caracterização geoquímica e evolução tectônica-estrutural das áreas mineralizadas.

A mineralização aurífera localiza-se nas proximidades do Morro dos Marruás e Serra Taquari, no setor centro norte da área (Vide anexo 01), em três alvos de pesquisa que fazem parte do consórcio firmado entre a COMIG/DOCEGEO-MG. Os alvos são respectivamente: Morro dos Marruás, Tatão e Araras Norte, onde a mineralização hospeda-se em rochas básicas, tufos básicos a intermediários, transformados em clorita xistos, clorita-carbonato xistos, quartzo-clorita xistos principalmente. Nestes três alvos de pesquisa, foram feitas pela COMIG cerca de 50 trincheiras e 15 furos de sondagem (Sonda Roto-Percurssiva), cada furo com aproximadamente 60 metros de profundidade.

A análise química teve como critério o teor de ouro obtido nas avaliações da COMIG/DOCEGEO, feita pelo Laboratório Geolab (GEOSOL), o estado de alteração das amostras e tamanho dos "chips". A análise para ouro realizada pela GEOSOL teve como métodos a absorção atômica e *fire-assay*. Este método têm limite de detecção de 0,05 ppm para ouro.

Os estudos petrográficos e geoquímicos envolveram observações de lâminas delgadas, seções polidas e análise química de elementos maiores e traços em rocha total, de amostras coletadas dos furos de sondagem ,"chips", fornecida pela COMIG, e de amostras orientadas em campo.

A mineralização cromitífera localiza-se na porção central da área, nas proximidades das Serras do Lava-pés e Gabiroba, de direção N-S (Vide anexo 01). A cromita encontra-se sob a forma de lentes métricas encaixadas em rochas ultramáficas transformadas em serpentinitos, talco-actinolita xistos e actinolita-clorita xistos. Foram escolhidas amostras orientadas das lavras do Amorim, Café e Isac, para o estudo petrográfico, em lâminas delgadas e seções polidas. Estudos geoquímicos e de química mineral, envolveram a confecção de dez seções polidas metalizadas, onde se

86

analisou alguns elementos maiores e elementos do grupo da platina (EGP), analisados por microssonda eletrônica, no Laboratório de Microssonda Eletrônica do IG-USP.

VI.3 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

Foram selecionadas amostras dos alvos mineralizados para o estudo petrográfico e geoquímico, os seguintes furos de soldagem: PHI-TAT-FP-01 (TATÃO); PHI-ARN-FP-05 e 06 (ARARAS NORTE); PHI-MR-FP-03,06,08 e 09 (MARRUÁS). Dentre estes furos amostrados, foram escolhidas as descrições dos seguintes furos: PHI-TAT-FP-01, PHI-ARN-FP-05 e PHI-MR-03 e 08.

O alvo Tatão(PHI-TAT-FP-01), está situado a 05 km a NE de Piuinhi. As rochas hospedeiras da mineralização são quartzo-carbonato-sericita xisto com sulfetos disseminados. Há variação destas rochas ao longo do furo para carbonato-quartzoclorita xisto. No campo as rochas meta-básicas apresentam faixas milonitizadas de espessuras e orientações variáveis, por vezes anastamosadas e em certos locais são observadas porções amendoadas preservadas de deformação.

A descrição de lâmina deste furo, entre 29/30 metros do carbonato-cloritasericita xisto, revela fenocristais de plagioclásio, imersos numa matriz de granulometria fina de sericita, carbonato, clorita, quartzo, goethita e piritas euhédricas.

Os fenoclastos de plagioclásio são subhedrais de até 1,0mm, estão saussuritizados e no seu interior ocorrem pequenos grãos de epidoto (formado pela liberação de Ca^+ e Al^+). A clorita e sericita estão presentes na matriz, por vezes substituem os fenoclastos de plagioclásio, preservando apenas sua forma original (como relictos), inclusa nas cloritas ocorrem finas agulhas de rutilo (formado pela liberação de Ti⁺ das cloritas; Foto 6.1).

Profundidade	Litotipos	Teores Au (g/ton)
0-10 metros	qz-cb-ser xisto	0,05-1,55
11-15 metros	qz-cb-ser xisto, com sulfetos disseminados	0,05-0,10
16-38 metros	cb-ser-qz xisto com sulfetos disseminados	0,05-1,60
39-40 metros	cb-qtzo-cl xisto	0,05

Os teores de ouro nestas rochas são colocados de forma concisa na tabela 6.1.

Tabela 6.1: Tabela das análises químicas das rochas mineralizadas a ouro, do alvo Tatão Abreviaturas: cb= carbonato; cl= clorita; ser= sericita; qtzo= quartzo.

O alvo Araras Norte (PHI-ARN-FP-05), localiza-se a 08km à NE de Piumhi a leste do Ribeirão Araras. No campo as rochas metabásicas xistificadas, possuem foliação de médio a alto ângulo (Sn+1), com porções "amendoadas" preservadas de deformação. É observado bolsão quartzo-feldspático intrusivo nas rochas metabásicas (Foto 6.2).

O furo **PHI-ARN-FP-05** é composto por carbonato-sericita xisto, com níveis de carbonato-quartzo-clorita xisto, com pouco sulfeto disseminado associado. Entre 30 e 36 metros observa-se silicificação das rochas pela abundância de quartzo leitoso azulado, carbonato e pirita. Abaixo dos 40 metros o predomínio é de carbonato-clorita-quartzo xisto com intercalações locais de carbonato-sericita-quartzo xisto, com forte disseminação de sulfetos (pirita +pirrotita+calcopirita) entre os 41 e 45 metros (Foto 6.3).

A descrição petrográfica de lâmina, entre 43 e 44 metros, mostram textura de substituição, onde os fenoclastos de anfibólio ou piroxênio foram substítuidos por clorita magnesiana (de birrefringência azulada). A matriz é composta por quartzo recristalizado, carbonato, feldspatos, sericita e em grande quantidade pirita (Foto 6.4).

Os teores de ouro encontrados nestas rochas, através das análises químicas, são mostradas de forma concisa na tabela 6.2.

Profundidade	Litotipos	Teores Au (g/ton)
0-15 metros	cb-qtzo-cl xisto com sulfetos disseminados	0,05-0,10
16-31 metros	cb-qz-ser xisto com sulfetos disseminados	0,10-0,45
32-45 metros	cb-ser-qz xisto e cb-cl-qz xisto com forte disseminação de py+po+cpy	0,35-1,30

Tabela 6.2: Tabela das análises químicas das rochas mineralizadas a ouro, do alvo Araras Norte. Abreviaturas: cb= carbonato; cl= clorita; ser= sericita; qz= quartzo, py=pirita, po=pirrotita, cpy=calcopirrita.

O alvo Marruás, localiza-se nas proximidades da Cidade de Piumhi à cerca de 2km, no Morro do marruás (Vide anexo 01). Neste alvo há cerca de 40 trincheiras, onde existem afloramentos em maior número e as exposições das escavações tornam mais fácil as observações das estruturas das rochas.

As observações das trincheiras revelou tratar-se de rochas metabásicas a tufos básicos, xistificados, com foliação de alto ângulo (Sn+1) superimposta a de baixo



FOTO 6.1: Cloritas com finas agulhas de rutilo inclusas (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).





FOTO 6.3: Paragênese metálica com pirita, pirrotita e calcopirita (seção polida, campo de visão 1,98mm).



FOTO 6.4: Veio de quartzo e carbonato, inseridos numa matriz composta por clorita carbonato, quartzo e goethita (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

ângulo (Sn). Observa-se porções menos deformadas sob a forma de "amêndoas", e também *kinks* e crenulação das rochas metabásicas. (Figura 6.1).



Figura 6.1: Afloramento de rochas metabásicas do alvo Marruás, mostrando padrão "amendoado" e na porção central pequena zona transcorrente dextral.

No **furo PHI-MR-FR-03** nos primeiros 25 metros ocorre carbonato-sericita xisto com sulfetos disseminados e estruturas *boxworks* nos primeiros metros. Níveis de carbonato-sericita xisto com fucsita ocorrem entre 09 e 10 metros, e silicificação das rochas entre 23 e 24 metros. Abaixo dos 25 metros a rocha predominante é carbonato-sericita-quartzo xisto, com disseminações locais de sulfetos. Entre 43 e 50 metros, a rocha é fresca composta por quartzo-clorita xisto, verde-acinzentado, com presença discreta de óxidos, sulfetos e quartzo leitoso.

Profundidade	Litotipos	Teores Au (g/ton)
0-8 metros	cb-ser-xisto com sulfetos	0,05 a 0,15
9-20 metros	cb-ser-xisto com sulfetos	0,35 a 2,20
21-42 metros	cb-ser-qt xisto com poucos sulfetos	0,10 a 0,50
43-50 metros	qz-cl-xisto com discreta presença de óxidos e sulfetos	0,05 a 0,10

Os teores de ouro encontrados nestas rochas, são mostrados na tabela 6.3

Tabela 6.3: Tabela das análises químicas das rochas mineralizadas a ouro, do alvo Marruás. Abreviaturas: cb= carbonato; cl= clorita; ser= sericita; qz= quartzo.

Ao microscópio a descrição de lâminas, entre 10/11 e entre 48/49 metros, revelam textura de substituição, sendo que a mineralogia original (piroxênios e plagioclásios),são substituídos por sericita, clorita, quartzo de granulometria muito fina e pirita euhédricas, que estão orientados segundo a foliação milonítica da rocha (Foto 6.5).

O **furo PHI-MR-FR-08** é composto de carbonato-clorita xisto variando a carbonato-quartzo-sericita xisto. É observada a presença localizada de turmalina preta, óxidos e hidróxidos de ferro, quartzo leitoso e sulfetos disseminados

Profundidade	Litotipos	Teores Au (g/ton)
0-2 metros	cb-cl-xisto	0,05
3-8 metros	cb-qz-ser xisto	0,2-3,0
9-16 metros	cb-qz-ser xisto	0,05-1,0
17-35 metros	cb-qz-ser xisto	0,10-1,45

Os teores de ouro nestas rochas são mostrados de forma resumida na tabela 6.4

Tabela 6.4: Tabela das análises químicas das rochas mineralizadas a ouro, do alvo Tatão Abreviaturas: cb= carbonato; cl= clorita; ser= sericita; qz= quartzo.

A análise petrográfica da lâmina entre 32/33 metros, revela uma rocha de textura protomilonítica a milonítica, onde relictos de fenoclastos de possíveis piroxênios ou plagioclásios são substituídos por clorita e sericita, que possuem hábito fibro-radial no interior destes relictos.

A matriz milonítica da rocha é composta por bastante sericita, clorita e pouco quartzo. São observados grãos euhédricos a subhédricos de pirita com sombra de pressão, onde há formação de quartzo recristalizado (Foto 6.6).

VI.4 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO CONTEXTO ESTRUTURAL

As rochas das áreas mineralizadas guardam várias semelhanças litológicas entre si, sendo derivadas de rochas metabásicas, tufos básicos e rochas de composição intermediária, as semelhanças estruturais são:

 Corpos lenticulares sob a forma de veios de quartzo concordantes com a foliação Sn+1.

 Corpos discordantes de Sn+1, mostrando feições de estricção e/ou dobramentos.

3) Corpos discordantes de Sn+1, em forma de buchos em zonas de sombra de *boudins*, ligados a processos distensivos.

Estas feições são observadas em escala mesoscópia e microscópia.

Ao que parece, de acordo com os dados estruturais de campo, existem duas gerações principais de veios de quartzo, uma concordante com a foliação Sn+1, que


FOTO 6.5: Veio de quartzo e carbonato inseridos numa matriz de clorita, carbonato, quartzo e goethita (lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).



FOTO 6.6: Pirita com sombra de pressão simétrica de quartzo recristalizado, inseridanuma matriz de sericita, clorita e quartzo(lâmina delgada, campo de visão 1,98mm).

seria o veio central no plano S do *she ar band*, e outro tipo de veio de quartzo na zona de sombra dos *boudins* (boudinagem interna), que seria o veio extensional em E (Figura 6.2).



Figura 6.2: Padrão dos veios de quartzo (alvo Marruás), em relação ao plano de cisalhamento. (a) S e P veios de cisalhamento, E veio extensional. (b) R1 e R2 planos de fraturas de Riedel. (Hodgson & Hamilton, 1989).

É observado principalmente no alvo Marruás, que nas rochas metabásicas ocorre superposição de feições planares, onde uma foliação de baixo ângulo (Sn) penetrativa em alguns locais e pervasiva em outros, é transposta por uma foliação de alto ângulo (Sn+1). Nota-se que a foliação Sn é infletida através de dobras de arrasto para dentro de zonas transcorrentes, onde as rochas estão milonitizadas. Ocorrem também "amêndoas" preservadas da deformação.

As feições observadas, somadas ao predomínio da folição Sn+1 de alto ângulo e fortes mergulhos tanto para leste, com lineação de estiramento (*strike-slip*) de baixo mergulho e direção N170°, permitem associar a geração dos veios de quartzo auríferos à zonas transcorrentes, associada ao domínio direcional (Ferrari *et al.* 1995).

Os alvos Tatão e Araras Norte, são mais pobres em exposições e afloramentos, como também em quantidade de trincheiras abertas, em comparação com o alvo Marruás. É importante salientar que devido a estes fatores poucos veios de quarzo foram observados nestas áreas.

Apesar das poucas exposições dois últimos alvos, com a realização de perfis longitudinais nestas áreas, foi possível estabelecer que as feições estruturais assemelham-se às encontradas na área descrita anteriomente. Predomina uma foliação de médio a alto ângulo com mergulhos medianos para SE, E e NW, (foliação dobrada), com eixo paralelo à direção principal da lineação de estiramento (*oblique a strike-slip*), de direção N 165°. Outras feições importantes encontradas a norte destas área mineralizadas, que contribuiram para o entendimento dos processos estruturais, foram estruturas de ejeção de blocos em escala métrica caracterizada como estrutura em flor positiva, relacionada a zonas anômalas de transpressão. Estas estruturas estão alinhadas aproximadamente N-S, e indicam tratar-se de zonas transcorrentes de duplex direcionais com movimentação sinistral (Figura 6.3)

VI.5 GEOQUÍMICA E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA.

O estudo geoquímico associado a alteração hidrotermal das rochas mineralizadas tem por objetivo observar as mudanças ocorridas durante a interação fluido-rocha associada aos processos mineralizantes. As observações foram feitas através de análise química de rocha total de 08 amostras extraídas dos furos de sondagem PHI-TAT-01-14/15 (ponto 01), PHI-TAT-01-32/33 (Ponto 02), PHI-MR-08-04/05 (Ponto 03), PHI-MR-08-32/33 (Ponto 04), PHI-MR-03-10/11 (Ponto 05), PHI-MR-06-30/31 (Ponto 06), PHI-ARN-05-30/31 (Ponto 07), PHI-ARN-06-39/40 (Ponto 08), respectivamente. É importante salientar que devido a falta de amostras de rochas frescas não foi possível utilizar o diagrama de Gresens (1967) de *isocons* para estabelecer perdas e ganhos de elementos da rocha não alterada para alterada. Também devido a falta de rochas frescas não foi possível utilizar o diagrama de Gresens (1967) de *isocons* para estabelecer perdas e ganhos de elementos da rocha não alterada para alterada. Também devido a falta de rochas frescas não foi possível utilizar o diagrama de Gresens (1967) de *isocons* para estabelecer perdas e ganhos de elementos da rocha não alterada para alterada. Também devido a falta de rochas frescas não foi possível identificar no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), o campo de composição das rochas metabásicas. Os resultados das análises de elementos maiores e traços estão na tabela 6.5.

ALTERAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS

Baseado nas descrições de campo, na petrográfia e análise química das rochas mineralizadas a ouro, foi possível tecer algumas considerações a respeito da mineralização. As rochas vulcânicas representadas por xistos diversos, sofreram processos de alteração hidrotermal como cloritização, carbonatação, sericitização e silicificação que é o processo melhor observado nas rochas.



Figura 6.3: Estruturação de um duplex direcional, com movimentação sinistral, no detalhe o alvo Araras Norte.

Os processos de alteração hidrotermal modificaram a mineralogia primária das rochas, acompanhado do decréscimo do índice de cor e dureza das mesmas.

Amostra	L-01	L-02	L-03	L-04	L-05	L-06	L-07	L-08
SiO ₂	63,87	69,17	67,44	55,50	72,70	73,70	68,90	53,08
Al_2O_3	9,47	11,63	14,74	13,72	8,56	7,94	13,68	10,22
Fe ₂ O ₃	15,55	11,59	9,18	13,71	10,52	8,18	7,62	12,07
MgO	3,00	0,23	2,29	8,10	0,24	0,86	2,41	12,58
CaO	0,15	0,09	0,10	0,22	0,05	0,01	0,10	0,35
Na ₂ 0	0,09	0,27	0,38	0,41	0,15	0,15	1,00	1,25
K ₂ O	1,63	2,34	3,59	0,65	3,48	3,95	2,62	0,24
P.Fusão	4,29	3,34	3,33	7,16	2,70	2,55	2,52	0,24
TiO ₂	1,01	0,62	0,71	0,67	0,70	0,59	0,80	2,07
P ₂ 0 ₅	0,20	0,15	0,17	0,27	0,18	0,20	0,12	0,30
MnO	0,24	0,20	0,15	0,29	0,10	0,08	0,13	0,32
Cu-ppm	350	660	209	33	76	174	36	133
Sr	23	66	86	13	18	57	22	17
Y	29	25	17	19	09	09	04	17
Zr	87	84	110	82	29	25	09	38
Nb	07	05	06	04	03	02	01	02
Rb	19	67	99	19	57	47	52	15
Ba	19	195	246	66	101	138	55	67
V	128	167	172	<ld< td=""><td>172</td><td>158</td><td>102</td><td>89</td></ld<>	172	158	102	89
Cr	997	1150	513	2600	864	700	600	1220
Со	92	96	28	92	19	31	72	72
Ni	549	353	126	1700	172	364	571	623
Zn	178	433	469	340	860	1325	250	95
Ga	09	14	20	18	16	12	10	13
TOTAL	99,49	99,63	100,08	99,70	99,38	99,21	99,90	99,31

Tabela 6.5: Dados das análises químicas de rocha total e de elementos traços, da áreamineralizada, realizadas no Laboratório de Geoquímica do IG-UNICAMP.

De acordo com o diagrama de Le Maitre (1989), quando comparado os teores de K_2O verus SiO_2 , as rochas vulcânicas apresentam composição química diversificada. As amostras L-04 e L-08 tem padrões compatíveis com rochas de composição básica, como os basaltos andesíticos.

As demais rochas analisadas tem teores de SiO_2 acima de 63%, sendo rochas como dacitos e riolitos. As rochas L-O1, L-O2, L-O5, L-O6 e L-O7 apresentam uma razão crescente diretamente proporcional de SiO_2 em relação ao K₂O (Figura 6.4).



Figura 6.4: Razões dos teores de K2O versus SiO2 das rochas analisadas, baseado em Le Maitre (1989).

Nos gráficos demonstrados na Figura 6.5, são observados incrementos de SiO₂ acompanhados de empobrecimento de MgO, CaO, TiO₂, MnO, o que pode refletir sua dissolução durante a quebra e reconstituição de minerais máficos (piroxênios) e plagioclásios, e formação de actinolitas e cloritas. O Al₂O₃ é menos susceptível a alteração hidrotermal permanecendo praticamante imóvel, constante, mesmo com o aumento relativo de SiO₂, assim como P₂O₅ constante podem indicar que estes elementos não sofreram fracionamento, ou que as condições hidrotermais não foram suficientes para causar aumento ou empobrecimento destes elementos (Ludden *et al.*,1984). O incremento de Y e Zr acompanham geralmente o aporte de Na₂O sob a forma de albitização dos plagioclásios (Mag Geehan & Maclean,1980), no caso das amostras analizadas existe o incremento de Y e Zr , mas o padrão do Na2O é um tanto confuso, e as evidências petrográficas são escassas devido a obliteração quase que por completo de mineralogia e textura original das rochas.

O K_2O que em rochas metabásicas a intermediárias é inicialmente baixo, devido ao aporte de fluidos hidrotermais e interação fluido-rocha cresce considerávelmente, com o incremento de SiO₂ (POI, PO2, PO3). Este fato é observado no estudo petrográfico pela intensa sericitização dos minerais. Os elementos traços



FIGURA 6.5: Dados de análises quimicas de elementos maiores das área mineralizadas.



FIGURA 6.5a: Dados das análises químicas de elementos traços das áreas mineralizadas.

Rb, Sr apresentam um enriquecimento relativo, quando comparados ao aumento de SiO₂. As razões Sr/Rb e Rb/K₂O apresentam um padrão linear crescente, sendo assim considerada uma relação direta da potassificação das rochas.

Com base nestes dados químicos pode-se presumir que o fluido hidrotermal é uma solução aquosa saturada em silica que reagiu com a pilha vulcânica, na sua maioria bastante permeáveis, como os basaltos com estruturas *pillow lavas*, causando o enriquecimento de elementos empobrecidos originalmente nas rochas vulcânicas.

Pela petrografia e química mineral fica evidente a dissolução de FeO*, MgO, TiO₂, e CaO pelo fluido e precipitação de SiO₂ e K₂O. Estes dados das rochas vulcânicas de Piumhi pode ser compatível com os levantados por MacLean, (1978) em basaltos e riolitos de terrenos arqueanos de Matagami no centro do Greenstone Belt do Abitibi da Provincia Superior, Canadá.

VI.6 MINERALIZAÇÃO CROMITÍFERA

A mineralização cromitífera situa-se ao longo das Serras Lavapés e Gabiroba, na porção central da área mapeada (Figura 6.6).

Os corpos mineralizados à cromita estão encaixados em rochas ultramáficas, transformadas em talco-clorita xistos, talco-tremolita xistos e serpentinitos, sob a forma de lentes descontínuas e boudinadas de dimensões métricas (Foto 6.7). O minério contem predominantemente cromita que pode ultrapassar 70 % do volume da rocha, podendo portanto considerá-lo como minério disseminado e maciço (Hock & Friedrich, 1985). Este constituí-se de urna massa de cromita cinza escura, sobre o qual desenvolveram-se texturas tectônicas do tipo *pull apart*.

Em seções polidas de minérios, identificou-se texturas e estruturas típicas:

 O tipo de minério mais comum encontrado é o disseminado que contém cerca de 10 a 70% de cromita subhédricas com diametro variando de 0,1 a 1,0mm, homogeneamente distribuidas numa matriz de actinolita, talco e clorita.

2) O segundo tipo é brechóide (textura milonítica a cataclástica), caracterizado por diminuição e fragmentação dos grãos de cromita, sendo que localmente encontran-se grãos de cromita arredondados e ovalados (Foto 6.8).



Figura 6.6: Ocorrências de cromita pertencentes ao Grupo Lavapés, na região de Piumhi.



Foto 6.7: Lentes de cromita de dimensões métricas encaixadas em talco-tremolita xistos (Corte N-S, visto de Leste).



Foto 6.8: Grãos subhédricos de cromita envoltos por foliação milonítica Sn+1 (seção polida, campo de visão 1,98mm).



Foto 6.7: Lentes de cromita de dimensões métricas encaixadas em talco-tremolita xistos (Corte N-S, visto de Leste).



Foto 6.8: Grãos subhédricos de cromita envoltos por foliação milonítica Sn+1 (seção polida, campo de visão 1,98mm).

3) O terceiro minério mais comum é o maciço, com mais de 70% de cromita, de origem cumulática, granulometria média e textura "pele-de onça" (Hock & Friedrick, 1985), sendo os grãos de cromita euhedrais, de dimensões médias de 1,5mm (Foto 6.9).

A mineralogia principal de ambos os tipos de minério, é constituída por cromita, actinolita, talco, clorita, serpentina, ilmenita, goethita e EGP. A química mineral da matriz dos cromititos comprova a existência de cloritas magnesianas (amostras 01E, 02B e 01A) e anfibólio actinolítico (amostra 01B; Tabela 6.6).

A análise petrográfica do minério brechóide, encaixados em talco-clorita xistos, apresenta textura *mesh*, cataclástica, com alguns grãos maiores e estirados de cromita (clastos) imersos em uma matriz fina de cromita, clorita, serpentina do tipo antigorita, e magnetita. A clorita é do tipo magnesiana, são "fibro-radiais" e estão nos interstícios das cromitas e na matriz. Alguma serpentina, do tipo antigorita foi encontrada como relictos de olivina ou piroxênio, também ocorrem como finos grãos aciculares. As cromitas presentes na matriz como grãos subhédricos, possuem formas arredondadas, e nas suas bordas, as vezes, ocorrem cromita-Fe. Ocorrem também fragmentadas imersas na matriz, associados a óxidos de Fe. A associação de cromita, cromita-Fe, antigorita, clorita e relictos de olivina e diopsídio, indicam condições metamórficas compatíveis com o fácies xisto-verde alto ou anfibolito (Springer, 1974, Ashley 1975, Bliss & MacLean 1974, Evans & Frost, 1975).

	Amostra 01E	Amostra 02B	Amostra 01A	Amostra 01B
SiO ₂	27,73	35,58	29,01	54,92
TiO ₂	0,08	0,02	0,02	0,44
Al ₂ O ₃	16,87	12,60	17,98	1,20
Cr ₂ O ₃	4,77	2,19	4,66	0,31
FeO	8,33	6,71	9,76	2,10
MnO	0,03	0,07	0,05	0,02
MgO	27,90	28,17	25,74	24,33
NiO	0,41	0,63	0,49	0,08
CaO	0,06	0,09	0,06	12,89
Na ₂ O	0,04	0,02	0,01	0,33
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,01
BaO	0,01	0,01	0,09	0,01
H ₂ O	12,50	13,10	12,4	2,50
TOTAL	98,74	97,03	100,28	99,14

Tabela 6.6: Dados de química mineral de matriz dos cromititos do Grupo Lavapés.

VI.6.1 GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES CROMITÍFERAS

Associação de cromita com rochas máficas e ultramáficas, de complexos ofiolíticos ou estratiformes tem sido pesquisadas e reconhecidas em diversas localidades, Selukwe, Zimbabwe; Oman; Nova Caledônia; Bushveld, África do Sul; Stillwater, Canadá (Thayer 1960; Jackson e Thayer 1972; Stowe 1987; Lebrank & Nicolas 1992),

Os depósitos estratiformes são encontrados em complexos ígneos acamadados continentais, que caracterizam-se pelo desenvolvimento de camadas contínuas de cromititos intercalados a rochas máficas-ultramáficas, apresentando texturas cumuláticas.

Por sua vez, os depósitos podiformes, localizam-se na base de complexos ofiolíticos, geralmente associados a harzburgitos (Leblanc & Nicolas, 1992).

Quando da ocorrência de complexos ofiolíticos arqueanos, existem apenas duas ocorrências realmente comprovadas, em Wyoming, EUA (Harper, 1986) e Barberton, África do Sul (de Wit, 1986). O maior problema de correlacionar rochas ultramáficas com cromita a complexos ofiolíticos pré-cambrianos, está na dificuldade de recompor a estratrigráfia destas sequências devido aos processos tectônometamórficos que foram submetidas as rochas arqueanas, obliterando as estruturas típicas necessárias para seu reconhecimento.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

Após descrição e análise das cromitas (Tabela 6.7), é possível tecer alguns comentários a respeito do posicionamento das cromitas do Grupo Lavapés, baseados na classificação de Jackson & Thayer (1972).

As cromitas exibem feições texturais e químicas compatíveis com tipos distintos de depósitos, que podem ser estratiformes e podiformes (Hock & Friedrich, 1985), sendo que devido ao tipo de deformação com feições tectônicas tipo *pull-apart*, são compatíveis com o padrão para cromititos tipo *pods* (Cassard *et al.*, 1981). O predomínio do minério disseminado, onde as cromitas exibem bordas arredondadas e orientação segundo a direção da lineação de estiramento, segundo Leblanc, (1980) é um dos critérios utilizados para se diferenciar de depósitos estratiformes.

	Amostra 01A	Amostra 01B	Amostra 01G	Amostra 02A	Amostra 02B
TiO ₂	0,83	0,76	0,56	1,00	0,90
NiO	0,14	0,13	0,17	0,10	0,11
Al ₂ O ₃	14,53	14,81	12,82	14,65	14,50
Cr_2O_3	49,58	50,51	55,82	48,57	49,36
FeO	26,17	23,17	16,42	23,56	24,21
MgO	7,75	9,39	11,52	10,52	9,96
RuO ₂	0,05	0,03	0,04	0,03	0,07
Rh ₂ O ₃	0,13	0,09	0,15	0,11	0,14
PdO	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03
OsO ₂	0,25	0,33	0,22	0,20	0,19
IrO2	0,25	0,15	0,20	0,40	0,19
PtO2	0,21	0,29	0,30	0,18	0,29
TOTAL	99,90	99,69	98,25	99,34	99,86

Tabela 6.7: Dados de química mineral das cromitas do Grupo Lavapés.

Dados das análises das cromitas, representados pela razão $100xCr_2O_3/Cr_2O_3 + Al_2O_3$ versus 100xMgO/MgO + FeO (Irvine, 1967), mostram valores distintos da classificação dos complexos magmáticos estratiformes e ofiolíticos. As cromitas analisadas estariam no campo dos *pods* (Cassard *et at.*, 1981), como mostra a Figura 6.7, segundo Leblanc & Nicolas (1992).

A associação dos elementos do grupo da platina (EGP) com cromitas em complexos ofiolíticos tem um padrão bem definido (Legendre, 1982; Page *et al.* 1982). No caso das cromitas do Grupo Lavapés, a associação dos EGP geralmente ocorrem sob a forma de ligas e sulfetos de Os-Ir, inclusos na cromita (Foto 6.10), já Rh-Pt-Pd ocorrem associados aos sulfetos, sendo que o enriquecimento relativo em Rh-Pt talvez deva-se aos processos hidrotermais seguidos de serpentinização (Foose *et al.*, 1985).

Os EGP são usados como indicadores petrogenéticos, assim como as terras raras em diagramas normalizados a condritos (Figura 6.8), onde o intervalo de concentração dos EGP inicia-se com aqueles com características refratárias decrescente e solubilidade crescente para um líquido basáltico (Amosse *et al.*, 1990).

De acordo com estes dados, foi observado que Os-Ir possuem valores elevados, compatíveis com os teores de complexos ofiolíticos, como o caso de Oman (Page *et. al.*, 1982). Os elementos Rh-Pt tem valores altos, compatíveis com lentes estratiformes do Ofiolíto de Thetford. Estas razões elevadas para Rh-Pt são atribuidas



FOTO 6.9: Grãos euhédricos de cromita envolto por matriz de actinolita e clorita (stção polida, campo de visão 1,98mm).







Figura 6.8: Condricto normalizado EGP para cromititosdo Ofiolíto de Oman; A, B: valores máximos de Page et al.(1982); C, valores de Legendre (1982). 01A,B,G- valores do minério disseminado; 02A- valores do minério maciço, do Grupo Lavapés, Piumhi-MG.

a presença de sulfetos magmáticos concentrados na fase sulfetada (Gauthier *et al*,. 1990).

As características levantadas até o momento não são conclusivas para o posicionamento geotectônico das cromitas do Grupo Lavapés, entretanto segundo Ferrari *et al.* 1995a, podemos classificá-las como ofiolíticos tipo "pods" (de Cassard *et al.* 1981). Contudo existe a dificuldade da identificação de rochas magmáticas preservadas, como dunitos e peridotitos, pois os corpos lenticulares são de tamanho reduzidos, e as estruturas originais são obliteradas por processos deformacionais. Embora segundo Schrank (com. verbal) existem outras rochas máficas/ultramáficas nos arredores das áreas mineralizadas, estas áreas não foram enfocadas no presente estudo.

Estes fatores dificultam assim a caracterização do ambiente geológico onde estas rochas foram desenvolvidas. Face estas considerações necessita-se mais comparações de composição química das cromitas com ocorrências de diversos ambientes. Tais comparações poderiam levar a um melhor entendimento das relações tectônicas dos corpos na área de estudo.

CAPÍTULO VII

VII- DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os principais objetivos deste trabalho foram o posicionamento das áreas mineralizadas, tanto a aurífera como a cromitífera, dentro do quadro tectôno-estrutural da área mapeada no *Greenstone Belt* de Piumhi-MG, e tecer alguns comentários a respeito da caracterização genética das mesmas.

Para a realização deste objetivo foram necessários trabalhos de mapeamento sistemático geológico-estrutural, estudos petrográficos e geoquímicos dos litotipos portadores de mineralizações.

O estudo tectôno-estrutural da área, foi de suma importância para a definição do padrão estrutural imposto nas rochas.

Estruturalmente foi reconhecido um evento tectônico progressivo com cinemática própria (Davis, 1984), que foi dividido em dois domínios estruturais:

Domínio Tangencial Dn, associado a uma tectônica tangencial à oblíqua de baixo a médio ângulo, com direção geral SE-NW.

Domínio Direcional Dn+1, associado a uma tectônica transcorrente, de médio a alto ângulo, com direção geral SE-NW, representada principalmente pela Zona de Cisalhamento de Capitólio.

A deformação principal Dn, afetou as unidades mapeadas, obliterando estruturas ígneas e sedimentares originais, gerando uma foliação penetrativa Sn, que no geral é anastomosada, "amendoada", sendo que este padrão forma-se a partir da combinação de zonas de cisalhamento separando porções losangulares. A deformação Dn+1, caracteriza-se por uma rede de zonas de cisalhamento transcorrentes, representadas de ZCC, e por zonas menores na porção central, noroeste e norte da área. Na porção norte ocorrem estruturas em flor positiva (Harding, 1985) possivelmente relacionadas a zonas de transpressão de duplexes direcionais (Woodcock & Fischer, 1986; Ramsay & Huber, 1987), nestas zonas transpressivas situam-se o alvo Araras Norte.

A mineralização aurífera está associada a corpos lenticulares, onde ocorrem veios ora concordantes ora discordantes da foliação milonítica Sn+1, estes veios associam-se a processos distensivos em zonas de cisalhamento transcorrentes, portanto está contida dentro do domínio direcional Dn+1..

O estudo de geoquímica e de alteração hidrotermal das rochas metabásicas mineralizadas à ouro, tiveram o objetivo de observar as mudanças decorrentes da interação fluido-rocha. De acordo com os estudos petrográficos e geoquímicos foi possível caracterizar nas amostras um incremento de SiO₂, acompanhado de empobrecimento de MgO, CaO, TiO₂, MnO, devido a substituição dos minerais máficos (piroxênios) e plagioclásios e formação de cloritas e actinolitas. O Al₂O₃ foi pouco susceptível a alteração hidrotermal, permanecedo imóvel e o K₂O inicialmente baixo em rochas metabásicas, devido aos processos de alteração hidrotermal e interação fluido-rocha, o K₂O aumenta consideravelmente, com o aumento de SiO₂, este aumento de K₂O é observado pela sericitização dos plagioclásios.

Os dados químicos levantados nos faz presumir que o fluido hidrotermal foi uma solução saturada em sílica.

A mineralização cromitífera associa-se a corpos lenticulares alongados de direção principal N-S, associado a rochas ultramáficas do Grupo Lavapés. Existem três tipos de minério; disseminado, brechóide e maciço encaixados em rochas ultramáficas transformadas em talco-tremolita xisto, talco-clorita xisto e serpentinitos. A mineralização associa-se principalmente ao domínio tangencial Dn, onde as lentes têm maior possança e dimensão, e localmente ao domínio direcional Dn+1, onde as lentes são menores, rompidas e cisalhadas.

Quimicamente os cromititos possuem composição que assemelha-se aos depósitos estratiformes e podiformes, quando lançados os dados no diagrama de razões de Cr/Mg (Hock & Friedrich, 1985), sendo que os padrões deformacionais e químicos, podemos classificá-los como tipo *pods* (Cassard *et al.* 1981).

A associação de EGP nestes cromititos do Grupo Lavapés, ocorre sob a forma de ligas de Os-Ir, inclusos na cromita e os Rh-Pt e Pd estão associados a sulfetos. Os valores elevados de Os-Ir são compatíveis com os padrões de complexos ofiolíticos, já os valores elevados para a platina (que não é comum nos complexos ofiolíticos) deve-se aos processos de alteração hidrotermal seguido de serpentinização (Foose *et al.*, 1985).

As características levantadas até o momento não são conclusivas para o posicionamento dos cromititos do Grupo Lavapés, sendo que para o mesmo carecem mais estudos geológicos e geoquímico. No entanto os dados químicos apresentados nos levam a classificá-las como ofilíticas tipo *pods* (Ferrari *et al.* 1995a).

VIII) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- ALMEIDA, F. F. M. de; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. 1981. Brasilian structural province: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- AMOSSÉ, J.; ALLIBERT, M.; FISCHER, W. and PIBOULE, M. 1990. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts -Implications for the differentiaton of platinum-group elements during processes. *Chem. Geol.* 81: 45-53.
- ARNDT, N. T., NALDRETT, A. J. and PYKE, D. R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. J. Petrol., 18: 319-369.
- ASHLEY, P. M. 1975. Opaque mineral assemblege formed during serpentinization in the Coolac Ultramafic Belt, New South Wales. J. Geol. Soc. Aust. 22, 91-102.
- AUGÉ, T. 1985. Chromitites et minéraux du groupe du platine dans les complexes ophiolitiques. Caractérisation des séries hôtes. *Thèse Doct. Univ.* Orléans. 270p.
- BLISS, N.W. & MAcLEAN, W. H. 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim. Mineral. Petrol.* 91, 37-43.
- BRADSHAW, P. M. D. 1975. Conceptual models in Exploration Geochemistry Phe Canadian Cordillera and Canadian Shield. *Elsevier Scientific Publishing Company, Osford, New York*, 1975.
- BRANCO, J. J. R., 1957. O conglomerado do Samburá, Minas Gerais. Acad. Bras. de Ciências, 28 (3), 295-301. Rio de Janeiro.
- BELL, T. H.; HAMMOND, R. L. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Journel of Geology*, v. 92, p. 667-86.
- BICKLE, M. J., MARTIN, A. and NISBETT, E. G. 1975. Basaltic and peridotitic komatilites and stromatolites, above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 155-162.
- BOYER, S. E.; ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 1196-230.
- CAPPER, H. 1943. Cromo em Piumhi, Avulso nº 50, DNPM.
- CASSARD, D.; NICOLAS, M.; KABINOVITCH, M.; MOUTTE, J; LEBLANC, M; PRINZHOFER, A. 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonis. *Econ. Geol.*, 76(4):805-831.
- CAMPBELL, I. H., BARNES, S. J. 1984. A model for the geochemistry of the platinum-group elements in magmatic sulphide deposits. *Contrib. Mineral.*, no 22, pp. 151-160.
- CARD, K. D.; & KING, J. E. 1992. The tectonic evolution of the Superior and Slave provinces of the Canadian Shield: Intro-duction. *Can. J. Earth. Sci.* 29, 1992, p.2059-2065.
- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. S.; CHIEREGATHI, L. A.; KEAFER, L. Q.; ROCHA, J. M.; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; ROSA, D. B. e RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório final de geologia. Brasília, DNPM - São Paulo, CPRM. 229p. (Série Geologia, 04; Seção Geológica, 02).

- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G. J. A.; EBERT, H. D. 1982. Feições estruturais dos derrames ultramáficos a norte de Petúnia, Sul de Minas Gerais. Ciências da Terra, 7:18-20.
- CHRISTIE-BLICK, N.; BIDDLE, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: K. T. Biddle e N. Christie-Blick (Editors), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 37, p. 1-34.
- CONDIE, K.C. 1989. Plate tectonics e crustal evolution, 3ed New York, Pergamon Press, 476 p.
- CONDIE, K. C. 1981. Archean Greenstone Belts (Developments in Precambrian Geology; v. 03, 434p.)
- CONDIE, K. C. and HARRISON, N. M. 1976. Geochemistry of the Archean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. *Precambriam Res.*, 3: 253-271.
- CORREIA, C. T. & GIRARDI, V. A. V. 1989. Estudo geoquímico e petrológico dos anfibolitos da região de Cássia, MG. *Rev. Brasil. Geoc.* 19(1): 37-50.
- COTTERILL, P. 1969. The chromite deposits of Selwkwe, Rhodesia. In: H.D.B. Wilson (editor), Magmatic Ore Deposits. Econ. Geol. Monogr., 04: 154-186.
- COWARD, M. P. 1976. Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics*, v. 12, p. 23-53.
- COWARD, M. P. 1980. Shear zones in the precambrian crust of Southern Africa. J. struct. Geol., 2: 19-27.
- CROSTA, A. P. CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G. A. J.; SCHRANK, A. 1986 Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. Anais XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia, Goias, v. 02, p. 710-721.
- DAVIS, G. H. 1984. Structural Geology of rocks and regions. John Wiley.
- DARDENNE, M. A. 1978. Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambui et leur contexte géologique. *Thése Doct. Etat,* 275p. *Paris*
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., and GOULET, N. 1983. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1374-1388.
- **DIXON, J.M. and SUMMERS, J.M.** 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: Experimental Centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth. Sci.* 20, 1843-1861.
- **DONALDSON, C.H.** 1974. Olivine crystal types in Harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1721-1726..
- DRURY, M. R.; URAI, J. L. 1990. Deformation related recrystallization processes. *Tectonophisics*, 172: 235-253.
- EASTON, R.M. 1985. The nature and significance of pre-Yellowknife Supergroup rocks in the Point Lake area, Slave Structural Province, Canada. In Evolution of Archean supracrustal sequences. Edited by L.D. Ayres, P.C.

Thurston, K.D. Card, and W. Weber. Geological association of Canada, special paper 28, pp. 153-167.

- EBERT, H.D., H.D., HASUI, Y., SARTORATO, G., ALMEIDA, S.H e COSTA, J.B.S. 1994. Arcabouço estrutural e tectônica transpressivas das faixas móveis das bordas sul e sudeste do Craton do São Francisco e da sintaxe de Guaxupé. Anais do IV Simp. Est.Tect.- SBG/MG. Bal 12 -166 171.
- ECHEVERRIA, L. M. 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gordona Island, Colombia: Field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral Petrol.*, 73: 253-266.
- EVANS, B. W. & FROST, R. B. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis. *Geoch et Cosmoch. Acta.* vol. 39, p. 959-972.
- FENG, R., and KERRICH, R. 1990a. Geobarometry, differencial block movements, and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 18: 870-873.
- FENG, R., and KERRICH, R. 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3437-3441.
- FENG, R., and KERRICH, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Province, Canada: implications for tectonic histories and source regions. *Chemical Geology*, 98: 23-77
- FERRARI, P. G. & BRANDALISE, L. B. 1971. Projeto Folha do Rio de Janeiro -Geologia da região do Médio Rio Grande, Minas Gerais, escala 1: 100.000. Rio de Janeiro, DNPM, vol. 02, 73p.
- FERRARI, P. G. & BRANDALISE, L. B. 1977. Projeto Folha do Rio de Janeiro, Geologia da região do Médio Rio Grande, Minas Gerais, na escala 1: 100.000. Dep. Nac. Prod. Min. (Rio de Janeiro), 2: 73 pp.
- FERRARI, M. A. D.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. 1995a. Inferências preliminares a partir das cromitas portadoras de EGP do Grupo Lavapés, Piumhi, MG. In: V Cong. Bras. Geoq. e III Cong.Geoq. de Países de Língua Portuguesa. Anais do Congresso.
- FERRARI, M. A. D.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. e HASUI, Y. 1995b. Considerações preliminares da evolução tectôno-estrutural e sua relação com a mineralização aurífera e cromitífera do *Greenstone Belt* de Piumhi, MG. In: V Simp. Nac. Est. Tect. Bol.resumos expandidos. p. 347-348.
- FIORI.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P. C.; BETTENCOURT, J. S. 1980. Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. Anais XXXI, Congr. Bras. Geol., Camburiú, SC. v.5, p. 2893-2905.
- FOLINSBEE, R. E., BAADSGAOURD, H. CUMMING, G. L., and GREEN, D. C. 1968. A very ancient island arc. In The crust and upper mantle of the Pacific area. *Edited by L. Knopoff, C.L. Drake, and P.J. Hart. American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 12, pp. 441-448.

- FOOSE, M. P.; ECONOMOU, M.; PANAYIOTOU, A. 1985. Compositional and mineralogic constrainsts on the genesis of ophiolite hosted nickel mineralization in the Pevkos area. *Mineral. Deposita*, 20, p. 234-240.
- FRITZSONS Jr, O.; BIONDI, J. C.; CHABAN, N. 1980. Geologia da Região de Piumhí (MG). Congr. Bras. Geol., 31.Camburiú, 1980, Anais....Camburiú, SBG, v.05, p. 2906-2917
- FYFE, W. S. 1973a. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser.A, 273: 457-461.
- FYFE, W. S. 1973b. The generation of batholiths. *Tectonophisics*, 17: 273-283.
- FYFE, W. S. 1974. Archean Tectonics. Nature, 249-338
- FYSON, W. K., and HELMSTAEDT, H. 1988. Structural patterns and tectonic evolution of supracrustal domains in the Archean Slave Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 25: 301-315.
- GAUTHIER, M.; CORRIVAUX, L.; TROTTIER, L. J.; CABRI, J.; GILLES, J. H.; BARGERON, M. 1990. Chromitites platiniferos des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches de Sud du Québec. *Mineral. Deposita*, 25, p. 169-178.
- GIBB, R.A. 1978. Slave-Churchill collision tectonics. Nature 271, 50-52.
- GIBB, R.A., THOMAS, M.D., LAPOINTE, P.C. & MUKHOPADYAY, M. 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precamb. Res.* 19, 349-384.
- GRAHAM, C. M.; GREIG, K. M.; SHEPPARD, S. M. F.& TURI, B. 1983. Genesis and mobility of the H20 - CO2 fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolite facies metamorphism: a petrological and stable isotope study in the Scottish Dalradian. J. of the Geol. Society, London, 140: 577-600
- **GRESENS, R. L.** 1967. Composition-volume relationships of metassamatism. Chemical *Geology*, 2:47-65.
- GROSHONG, R. H. & RODGERS, D. A. 1978. Left-lateral strike-slip fault model, in J. S. Wickham and R. E. Denison, Structural style of the Arbuckle region; GSA South Central Section Field Trip 03, p. 2-7.
- HARDING, T. P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 69, p. 582-600.
- HARDING, T. P.; GREGORY, R. F. and STEPHENS, L. H. 1983. Convergent wrench fault and positive flower structure, Ardmore basin, Oklahoma, in: Seismic expression of structural styles - a picture and wor atlas: AAPG Studies in Geology 15, v. 03, p. 4.2-13 to 4.2-17.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1991. Zonas e cinturões de cisalhamento. UFPA, Belem, 144p.
- HAWKESWORTH, C. J. and O'NIONS, R. K. 1977. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from Southern Africa. J. Petrol., 18: 487-520
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ZIMBRES, S.; CHRISPIM, S. J.; SIMÕES, L. S. A. & SOUZA, M. A. T. 1987. O contato basal do Grupo Araxá-Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. Anais do 4° Simp. Geol Minas Gerais. SBG/MG, Bol. 07 : 179 - 198. Belo Horizonte, MG.

- HENDERSON, J.B. 1981. Archean basin evolution in the Slave Province, Canada. In Precambriam plate tectonics. *Edited by A. Kroner. Elsevier, Amsterdam*, pp. 213-236.
- HOCH, M. & FRIEDRICH, G. 1985. Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, 20. 290 301.
- HODGSON, C.J., and HAMILTON, J.V. 1989. Gold mineralization in the Abitibi Greenstone Belt: a consequence of the thermal equilibration following collisional orogeny. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, 14: A45.
- HOFFMAN, P.F. 1986. A simple tectonic model for crustal accretion in the Slave Province: a 2.7-2.5Ga "granite-greenstone" terrain, NW Canada. Abstracts, workshop on the tectonic evolution of greenstone belt, *Lunar and Planetary Institute, Houston, supplement*, 33.
- HOFFMAN, P.F. 1987. Continental transform tectonics: Great Slave Lake shear zone (ca 1.9 Ga), northwest Canada. *Geology* 15, 785-788
- **IRVINE T. N.** 1967. Chromian Spinel as a petrogenetic indicator, Part II, Petrologie applications. *Canad. J. Earth Sci.*, n 4, pp. 71-103.
- IRVINE T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* (8):523-546.
- **IUGS.** 1973. Subcomission on the systematics of Igneos Rocks Classification of plutonic rocks recomendations. *N. Jah. Min. Mon.* p. 149-164.
- JACKSON, E. J. & THAYER, T. P. 1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabro complexes. In: *Internat. Geol. Cong. 24° Montreal*, 1972. Proceedings...Montreal, Sec. 2:284-296.
- JACKSON, S. L., and SUTCLIFFE, R. H. 1990. Central Superior Province geology: evidence for an allochthonous, ensimatic, southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 582-589.
- JAHN, B. & SCHRANK, A. 1983. Ree geochemistry of komatiite and associated rocks from Piumhí, Southeastern Brazil. *Precambrian Res.* 21, p. 01-20.
- JAHN, B. M., SHIH, C. and MURTHY, V. R. 1974. Trace elements geochemistry of Archean volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 611-627.
- JELSMA, H. A.; VAN DER BEEK, P. A.; VINYU, M. C. 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholith. *Journal of structural* geology. vol 15, n@ 02, p. 163-176.
- **KERRICH, R.; FENG, R.; MACBRIDE, S.; FARRAR, E.** 1992. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the termal history of the Archean Abitibi Greenstone Belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrene collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. *Can. J. Earth. Sci.* 29, 1992, p.1389-1411.
- KING, J.E., DAVIS, W.J., and RELF, C. 1990. Late Archean tectonomagmatic evolution of the central Slave Province, Canada. 3rd Internacional Archean symposium, Perth, Extended Abstracts Volume, pp. 75-76.

- KUSKY, T.M. 1989. Acretion of the Archean Slave Province. *Geology*, 17: 63-67.
- LACASSIN, R. 1984. Estude des mecanismes de deformation dans le Versant Nord de la Nappe de Monte Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. France, 221p (PH. D. Thesis, Montpellier, Lab. Geol. Struct - Univ. Sci Techn. Lang.).
- LAURENT, P. 1974. Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaine hercynienne Sud-Ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Descripition et interpretation de la déformation dans les blastomylonites France, 105p. (*Ph D. Thesis, Montpellier, Lab. Geol. Struct.-Univ. Sci. Techn. Lang.*)
- LEBLANC, M. 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineral. Deposita.*, 15:201-210.
- LEBLANC, M. & NICOLAS, A. 1992. Les chromites ophiolitiques. Chron. Rech. Min., 507:3-25.
- LEBLANC, M. 1991. Platinum-Group Elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In: Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosfere. T.J. Peters et al. eds., Kluwer Academic Publi., Dordrecht. The Netherlands, pp. 231-260.
- LEBRANC, M. & NICOLAS, A. 1992. Les chromitites ophiolitiques. Chron. Rech. Min. 507. p. 03-25.
- LEGENDRE, O. 1982. Minéralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques. *Thèse Doct. 3° cycle. Univ. Paris* VI, 171p.
- LEGENDRE,O., AUGÉ, T. 1986. Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitites from different ophiolitic complexe. In: Mettalogeny of basic and ultrabasic rocks, *Gallagher M.j., Ixer R.A., Neary C.R., Prichard H.M.* ed., pp. 361-372.
- LE MAITRE, W. R. 1976. The chemical variability of some common igneos rocks. *Journal of Petrology*, 17 (4):589-637.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. 1984. S-C Mylonites. Journal of structural geology, 6(6): 617-638.
- LUDDEN, J. N.; DAIGNEAULT, R; ROBERT, F.; TAYLOR, R. P. 1984. Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Econ. Geol.*, 79:1131-1141.
- LUDDEN, J.; HUBERT, C.; GARIEPY, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi Greenstone Belt of Canada. *Geol. Mag.*123 (2), 1986, p. 153-166.
- MACGREGOR, A. M. 1951. Some milestones in the Precambriam of Southern Rhodesia. Geol. Soc. S. Afr. Trans. & Proc. 54, 27-71.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U/Pb no Maciço de Piumhi: Resultados Preliminares: Simp. Geol. MG/DF, 5/1. Anais do Simpósio de Geologia de Minas Gerais, MG/DF, SBG. p. 45 - 49.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.;
 SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.
 L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. 1983. Geologia. In: Projeto Radambrasil, folhas SF 23/24 - Rio de Janeiro/Vitória, v. 33. Rio de Janeiro, M. M. E.

- MAcGEEHAN, P. J. & MAcLEAN, W. H. 1980. An Archean sub-seafloor geothermal system, 'calc-alkali' trends, and massive sulphide genesis. *Nature*., vol.286 p.768-774.
- MACLEAN, W. H. 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. *Can. J. Earth. Sci.* Vol. 15:551-570.
- MATHER, J. D. 1970. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, 11, 253-275.
- MATTHEWS, A. & SCHLIESTEDT, M. 1984. Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. A stable isotope stydy of subduction-related metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 150-168.
- MATTAUER, M. 1973. Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Paris*, *Hérmann*. 493p.
- MATTAUER, M.; & MERCIER, J. L. 1980. Microtectonique et grande tectonique. Mem. h. ser. Soc. géol. de France, 10, p. 141-161.
- MATTAUER, M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking in the Himalayas and other collision belts. In: M. P. Coward e A. C. Ries (Editors), Collision tectonics. Geological Society Special
- METAMIG, Metais de Minas Gerais S/A. 1979. Projeto Ultrabásicos, Geologia Regional Piumhi.Publication, n. 19, p. 37-50.
- McCLAY, K. R. 1987. The mapping of geological structures. New York-Toronto, Jonh Wiley & Sons. 161p.
- MIMURA, L. S.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. 1992. Dados preliminares: Estudos petrográficos e geoquímicos dos corpos graníticos do Maciço de Piumhi - MG. Boletim de Resumos Expandidos. 37° Congresso Brasileiro de Geologia - SBG/SP, São Paulo, SP. p. 386 - 387.
- MORALES, N.; CARVALHO, S. G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A. P.; OLIVEIRA, M. A. F.; RODRIGUES, M. F. B.; SOARES P. C. & ZANARDO, A. 1983. Geologia das Folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. Anais do 2° Simp. Geol. Minas Gerais, MG. SBG/MG. Bol. 03 : 506 - 512, Belo Horizonte, MG.
- MORALES, N. 1993. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua Porção Oidental. Tese de Doutoramento, IGCE - UNESP, Rio Claro, vol. I e II, p. (1,140); (1,125).
- NESBITT, R. W. 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgard Block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid. *Geol. Soc. Austr. Spec. Publ.* 03:331-347.
- NESBITT, R. W. and SUN, S. S. 1976. Geochemistry of Archean spinifextextured peridotites and low magnesian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 433-453
- NISBET, E. G. 1987. The young earth: an introduction to Archean geology. 402p.
- O'CONNOR, J. T. 1965. A classification of quartz-rich igneos rocks based on feldspar rations. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 525-B: 79-84.

- OLIVEIRA, M. A. M. 1967. Contribuição a geologia da parte sul da bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Petrobrás, DEPIN, CEMPES, Coletâneas de Relatórios de Exploração, (1), 71-105. Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, M. A. M.; CARVALHO, S. G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M. F. B.; ZANARDO, A. 1983. Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, Belo Horizonte, SBG-MG. Bol. 03, p. 432-439.
- PARK, R. G. 1989. Fundations of structural geology. New York. 2ed. Blackie & Son Itd, London, 148p.
- PAGE, N. J., PALLISTER, J. S., BROWN, M. A., SMEWING, J. and HAFFTY, J. 1982. Palladium, platinum, rhodwim, iridium, and ruthenium in chromite-rich rocks from the samail ophiolite, *Oman Can. Mineral.*, 20, 537, 548.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986. Porphiroclast systems as cinematic indicators. J. Struct. Geol., 8: 831-843.
- PYKE, D.R., NALDRETT, A.J. and ECKSTAND, O. R. 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 955-978..
- RAMSAY, J. C. 1967. Folding and fracturing of rocks. MacGraw Hill.
- RAMSAY, J. C.; HUBER, M. I. 1987. The techniques of modern Structural Geology. v. 02. Academic Press.
- RIDLEY, J.R. and KRAMERS, J. D. 1990. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layes withim Archean continents. *Can. J. Earth. Sci.* 27: 218-228.
- RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal. 354.
- ROIG, H. L.; SCHRANK, A. 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida - Limite norte do Complexo Nappe de Guaxupé. In: XXXVII Congr. Bras. Geol.
- SHACKLETON, R. M.; RIEIS, A. C. 1984. The relation between consistent stretching lineations and plate motions. *Journal of Structural Geology*, v. 06, p.111 - 17.
- SCHMIDT, W. 1983. Di Geologie der, Araxá Cruppe in Sudwest Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berucksich tigung des Grunstein-gurtels von Fortaleza de Minas. Uwiwers. Freiburg (Tese Doct.), RFA., 134 p.
- SCHRANK, A. 1982. Petrologie des komatiites et das roches associees de la ceinture verde du massif precambrien de Piumhi (Minas Gerais Brésil). Paris, 272p.(*Tese de Doutoramento, Universidade de Paris Sud (ORSAY)*).
- SCHRANK, A.; PONTES, H. A.; FANTON, J. J. 1983. Roteiro de excursão ao Maciço de Piumhi MG. Belo Horizonte.
- SCHRANK, A. & ABREU, F. R. 1990. Nova proposta de evolução estratigráfica e tectônica para o Maciço de Piumhi - SW de Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 36°. Natal. Boletim de Resumos...Natal, SBG. p. 331.
- SCHRANK, A. 1992. Greenstone Belt de Piumhi, Minas Gerais. Roteiro de Excursões do 37° Cong. Bras. Geol., SBG/SP. Vol. 06, p. 01 08.
- SCHRANK, A. & BROUSSE R. 1980. Decouverte de komatiites en Amerique du Sud (Bresil). C. R. Acad. Sc. Paris,t 290 p. 151-154.

- SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; ROIG, H. L.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G. J. A.; CARVALHO, E. D. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico do Craton de São Francisco. In: Cong. Bras. Geol. 36, Natal, Anais..., SBG, v.5, p.2276-2283.
- SCHRANK, A.; PADILHA, A. V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G. J. A. 1984. Komatiítos de Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 33 Rio de Janeiro, Anais... SBG, v. 12, p.5335-5377.
- SIMÕES, L. S. A. 1995. Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutoramento, IG-USP. 149p.
- SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO, C. de M.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; MORALES, R.; GOMI, C. Y. 1988. Zomação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988, Anais... Belém, SBG. 03: 1203 - 1215.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. Jour. Geol. Educ., 34: 246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. J. Struct. Geol., 94: 1281-1288.
- SKEMPTON, A. W. 1966. Some observations on tectonic shear zones. Proc. Ist Cong. Int. Soc. Rock Meech., Lisbon 1, 329-35.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o bloco Paraná e a margem sul do Craton de São Francisco, no maciço de Guaxupé In: Cong. Bras. Geol., 36. Natal, 1990. Anais...Natal, SBG. v. 06, p. 2723-2734.
- STOWE, A. (ed) 1987. Evolution of chromium ore fields. New York. Van Nostrand Reinhol Company. 340p.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. Earth Sci. Reviews, 12: 1-33.
- SUN, S.S. and NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 301-325.
- SZABÓ, G. A. J. 1990. Contexto geológico e pretologia das rochas metaultramáficas da Alpinópolis, MG. São Paulo. 203p. (Tese de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- **TAYLOR, S. R. & McLENNAN.** 1985. The continental crust: its compositions and evolution. Oxford: Blackwell.
- TEIXEIRA, N. A. 1978. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Foraleza de Minas, MG. Brasília. 202p. (Tese de Mestrado, Departamento de Geociências da Universidadede Brasília).
- **TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M.** 1979. Geologia da raiz de um "Greenstone Belt"na região de Fortaleza de Minas, MG. Rev. Bras. Geoc. v. 09, n° 01, p. 17-26.
- TEIXEIRA, N. A; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro doFerro. Rev. Bras. Geoc., 17:209-220.

- THAYER, T. P. 1960. Some critical diferences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexe. In: Int. Geol. Congr., 21° Copenhagern, v. 13, p. 247-259.
- THOMPSON, P.H. (1989). An empirical model for metamorphic evolution of the Archean Slave Province and adjacent Thelon Tectonic Zone, northwestern Canadian Shield. In Evolution of metamorphic belts. *Edited by* J.S. Daly, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley. Geological Society Special Publication (London), no 43, pp 245-263.
- TROW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. L. 1984. Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ. SBG/RJ. Vol 06, p. 3227 - 3240
- VALERIANO, C.M. 1993. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutoramento. IG - USP.
- VALERIANO, C. de M.; SIMÕES, L. S. A.; GODOY, A. M. 1989. Compartimentação tectônica da porção meridional das Faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais: Dados preliminares. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 05, Anais..., Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10: 238 - 242.
- VILJOEN, M. J. and VILJOEN, R. P. 1969. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneos rock. *Geol. Soc. South Africa. Spec. Publ.* 02: 55-85.
- WERNICK, E. & ARTUR, A. C. 1983. Evolução policíclica de Terrenos Arqueanos no leste do estado de São Paulo e Minas Gerais In: Simp. Geol. Minas Gerais, 03. Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG. Boletim 03, p. 50-62.
- WHITE et al. 1986. Fault-zone reactivation: kinematic sand mechanics. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Série A, v. 317, p. 81-97.
- WILLIANS, H.R., 1977. African Archean mobile belts and granite-greenstone terrane. *Nature*, 266: 163-164.
- WILSON, G. 1960. The tectonics of the "Great Ice Chasm" Filchner Ice Shelf, Antarctida. *Proc. Geol. Assn Lond.* 71, 130, pl. 06.
- WILSON, G. 1970. Wrench movements in the Aristarchus region of the Moon. *Proc. Geol Assn.* 81 (3), 595-608, Fig. 03.
- WINKLER, H. 1979. Petrogênese das Rochas Metamórficas. 5ed. New York, Springer-Verlag. 348p.
- de WIT, M. J. 1986. Lunar planet. Inst. Houston, Tech. Rep. 86-88, 14-17.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. 1986. Strike-slip duplexes. J. Estruct. Geol. v. 08, p. 927-53.
- YARDLEY, B. W. D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. New York, Willey & Sons. 248p.