UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA DA NAPPE
DE PASSOS, SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Luiz Sérgio Amarante Simões

Orientador: Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

nome	ass.
Presidente : Prof. <u>Dr.</u> Vicente A.V. Girardi
Examinadores: Prof. <u>Dr.</u> Mario da Costa C. Neto
Prof. <u>Dr.</u> Reinhardt A. Fuck
Prof. <u>Dr.</u> Marcos Aurélio F.Oliveira
Porfa. <u>Dra.</u> Maria Angela F. Candia

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005683

EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA DA NAPPE DE PASSOS, SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Luiz Sérgio Amarante Simões

Orientador: Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1995

Para

Leila & Laís

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
1- INTRODUÇÃO	1
1.1- ESCOPO DO TRABALHO	1
1.2- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
1.3- OBJETIVOS	4
2- METODOLOGIA	5
3- SITUAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	8
4- ANÁLISE DAS DENOMINAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS: UMA NOVA PROPOSTA	11
5- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	19
5.1- DOMÍNIO AUTÓCTONE	19
5.2- GRUPO CANASTRA	22
5.3- NAPPE DE PASSOS	27
5.3.1- Estratigrafia e Litologias	27
5.3.2- Estruturas	40
5.3.2.1- Fases de Deformação	40
5.3.2.2- Interpretação Cinemática das Estruturas	57

6- METAMORFISMO DA NAPPE DE PASSOS	64
6.1- METAMORFISMO PRINCIPAL (MP)	65
6.1.1- Metamorfismo dos Metapelitos	65
6.1.2- Metamorfismo das Metabásicas	69
6.1.3- Metamorfismo dos Gnaisses	77
6.1.4- Efeitos Retrometamórficos Sin-D2	81
6.1.5- Distribuição Espacial das Zonas Metamórficas	83
6.2- O EVENTO DE RETROMETAMORFISMO (RM)	84
6.3- GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA	86
6.3.1- Geotermobarometria das Rochas Metabásicas	87
6.3.2- Geotermometria das Rochas Metapelíticas	102
6.4- TRAJETÓRIA P-T-t	107
6.5- DISCUSSÃO	117
7- MODELO DE EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA	122
7.1- AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E DE METAMORFISMO	122
7.2- O GRADIENTE METAMÓRFICO INVERSO	124
7.3- DISCUSSÃO	134
8- CONSIDERAÇÕES FINAIS	140
9- BIBLIOGRAFIA	143
 ANEXOS	
1- MAPA GEOLÓGICO	
2- MAPA DE LINEAÇÃO MINERAL E INDICADORES CINEMÁTICOS	
3- SEÇÕES GEOLÓGICAS	
4- TABELAS DE QUIMISMO MINERAL	
5- MAPA DE PONTOS	
6- MAPA METAMÓRFICO	

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1	Localização da área estudada	3
FIGURA 2.1	Situação da área no quadro geológico regional	6
FIGURA 4.1	Relações de contato dos três compartimentos tectônicos da área	13
FIGURA 4.2	Mapa geológico do segmento meridional da Faixa Brasília	16
FIGURA 5.1	Seção geológica da antiforma D2, na área da Barragem de Peixoto	26
FIGURA 5.2	Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na Nappe de Passos	30
FIGURA 5.3	Ilustração esquemática do padrão estrutural da área	41
FIGURA 5.4	Estereogramas das estruturas D2	44
FIGURA 5.5	Estereograma de eixos de dobras pós-D2	53
FIGURA 5.6	Características estruturais e cinemáticas da Falha de Cássia	55
FIGURA 5.7	Atitude da superfície de cavalgamento ao longo da Nappe de Passos	58
FIGURA 5.8	Relação entre os cisalhamentos tangencial e transcorrente (RIDLEY)	59
FIGURA 5.9	Relação de dobras D2 com a zona de cisalhamento no norte da nappe	61
FIGURA 6.1	Classificação dos anfibólitos das rochas metabásicas	72
FIGURA 6.2	Variação da composição do plagioclásio das rochas metabásicas	74
FIGURA 6.3	Resultados do Geotermômetro de SPEAR (1981)	90
FIGURA 6.4	Resultados do Geotermômetro de OTTEN (1984)	91
FIGURA 6.5	Resultados do Geotermômetro de GRAHAM & POWELL (1985)	92
FIGURA 6.6	Resultados do Geotermômetro de BLUNDY & HOLLAND (1990)	93
FIGURA 6.7	Resultados do Geobarômetro de KHON & SPEAR (1990)	96
FIGURA 6.8	Resultados do Geobarômetro de BOHELEN & LIOTTA (1986)	98
FIGURA 6.9	Resultados do Geobarômetro de NEWTON & PERKINS (1982)	99
FIGURA 6.10	Campos de pressão de formação de anfibólitos (RAASE, 1974)	100
FIGURA 6.11	Diagrama P x T para as unidades da Nappe de Passos	101
FIGURA 6.12	Resultados do geotermômetro granada-biotita para metapelitos	103
FIGURA 6.13	Zoneamento composicional de granadas de metapelitos	106
FIGURA 6.14	Variação de temperatura borda-núcleo de anfibólitos	109
FIGURA 6.15	Variação composicional borda-núcleo de anfibólitos	111
FIGURA 6.16	Diagrama P-T-t para duas unidades da Nappe de Passos	116
FIGURA 6.17	Comparação do teor de TiO ₂ em rocha total e nos anfibólitos	118
FIGURA 7.1	Modelo de inversão metamórfica: giro passivo das isógrads	128

FIGURA 7.2	Mod. de inversão metamórfica: gradientes térmico e bórico oblíquos	129
FIGURA 7.3	Padrão do desvio das isotermas em zonas de subducção	130
FIGURA 7.4	Reconstituição da posição das unidades, no auge do metamorfismo	132
FIGURA 7.5	Modelos para orógenos proterozóicos	135
FIGURA 7.6	Compartimentação dos blocos pré-Brasilianos por gravimetria	137
FIGURA 8.1	Modelo de evolução para as rochas da Nappe de Passos	141

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTO 5.1	Variação do padrão textural dos quartzitos do Grupo Canastra	23
FOTO 5.2	Recristalização fina dos quartzitos do Grupo Canastra	25
FOTO 5.3a	Variação do padrão textural dos anfibolitos na Nappe de Passos	37
FOTO 5.3b	Variação do padrão textural dos quartzitos na Nappe de Passos	38
FOTO 5.4	Características da foliação S ₂ , em charneiras de dobras D ₂	43
FOTO 5.5	Dobras em bainha, sin-D ₂	45
FOTO 5.6	Aspecto milonítico da foliação S ₂	47
FOTO 5.7	Lineação de estiramento/mineral caracterizada na escala microscópica	49
FOTO 5.8	Indicadores cinemáticos em escala microscópica	52
FOTO 6.1	Associações minerais típicas dos xistos da Nappe de Passos	66
FOTO 6.2	Hornblenda com núcleo de composição actinolítica, unidade C	71
FOTO 6.3	Associações minerais típicas de anfibolitos da Nappe de Passos	75
FOTO 6.4	Relação de substituição de rutilo, ilmenita e titanita	75
FOTO 6.5	Relação de equilíbrio entre muscovita e biotita, em charneiras D ₂	78
FOTO 6.6	Muscovitas retrometamórficas sobre biotita	79
FOTO 6.7	Cianita parcialmente alterada para muscovita	82
FOTO 6.8	Cloritóide mostrando relação de crescimento pós-D ₂	85
FOTO 6.9	Padrão de inclusões de granadas dos xistos da Nappe de Passos	105

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 5.1	Análises de microsonda para mica esverdeada da unidade A	31
TABELA 6.1	Associações minerais diagnósticas para cada unidade estratigráfica	68
TABELA 6.2	Composição modal de anfibolito da Nappe de Passos	70
TABELA 6.3	Temperaturas obtidas pela geotermometria das rochas básicas	89
TABELA 6.4	Pressões determinadas pela geobarometria das rochas básicas	95
TABELA 6.5	Resultados da geotermometria granada-biotita em metapelitos	102
TABELA 6.6	Relação do quimismo núcleo x borda de anfibólios	112
TABELA 6.7	Dados químicos e termométricos para anfibólios retrometamórficos	115

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento deste trabalho contou com o auxílio direto ou indireto de várias pessoas, tanto através do desempenho normal de suas funções profissionais, quanto no estímulo amigo, nas horas de aperto. Neste sentido agradeço aos muitos que interagiram comigo neste processo.

Mais especificamente, quero expressar minha gratidão:

- ao Prof. Dr. Vicente Girardi, pela orientação e apoio necessários para o desenvolvimento desta tese;
- aos colegas professores do DPM-UNESP pelas proveitosas discussões e sugestões apresentadas, especialmente aos colegas Dr. Antenor Zanardo, Dr. Norberto Morales, Dr. Misson Godoy, Antônio José Nardy, Dr. Hans Ebert, Elias Daitx e Dr. Eberhard Wernick;
- à desenhista Isabel M. Isler, pela total dedicação na laboriosa tarefa de editoração gráfica dos mapas e seções geológicas apresentados como anexos;
- à Eliane Del Lama pela troca de informações sobre metodologia e programas de geotermobarometria;
- aos colegas professores do DGS-UNESP, Dimas de Brito, pelo apoio na obtenção das fotomicrografias, e Dr. Joel Carneiro de Castro, pelas discussões sobre as interpretações estratigráficas;
- ao revisor anônimo, pelas sugestões apresentadas, as quais foram importantes para o aprimoramento do texto final;
- aos colegas Dr. Cláudio Valeriano, Dr. Rodolfo Trouw, André Ribeiro, Fábio Paciullo, Dra. Mônica Heilbron e Dr. Renato Andreis, pelas inúmeras, intensas e incansáveis discussões (de -10 a 40 °C), que

certamente contribuíram de forma significativa para o amadurecimento das idéias apresentadas neste trabalho;

- ao Laboratório de Microsonda Eletrônica, da UnB, especialmente na pessoa do professor Dr. José Gaspar, pela viabilização das análises de química mineral, essenciais para a realização deste trabalho.

Agradeço também à FAPESP (proc. nº 92/0649-0) e ao convênio FINEP-PADCT / UNESP (proc. nº65.92.0040.00) pelo suporte financeiro.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho é documentar e explicar o metamorfismo inverso da Nappe de Passos, numa área de aproximadamente 2.700 km², na parte sul da Faixa de Dobramentos Brasília, no Estado de Minas Gerais. O estudo foi baseado em análise estrutural, petrografia de cerca de 400 lâminas delgadas e análises de microsonda eletrônica, para caracterizações geotermobarométricas.

Na porção sul da Faixa de Dobramentos Brasília, três unidades tectônicas são identificadas, sendo uma autóctone e duas alóctones. Estas unidades foram imbricadas, através de extensas falhas de empurrão, durante a orogênese brasiliana, a cerca de 600 Ma. A unidade tectônica superior, a Nappe de Passos, é uma seqüência metassedimentar, essencialmente psamo-pelítica, com pequena contribuição de rochas metabásicas toleíticas, apresentando metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito superior. São reconhecidos dois ciclos deposicionais. O ciclo deposicional inferior é caracterizado por uma sedimentação madura, representada por quartzitos e mica xistos, enquanto o ciclo deposicional superior apresenta uma sedimentação imatura, representada por gnaisses, mica xistos, e, minoritariamente, quartzitos. A unidade tectônica intermediária é representada por um sistema de cavalgamentos, consistindo principalmente de quartzitos e filitos, do Grupo Canastra, metamorfisados em condições de fácies xisto verde inferior. Lascas tectônicas de rochas do embasamento e de sua cobertura metassedimentar, o Grupo Bambuí, são incluídas no sistema de cavalgamento. A unidade tectônica autóctone é representada por um embasamento granito-gnaiss-greenstone, Proterozóico Inferior (1.800 Ma) a Arqueano, o Complexo Campos Gerais, e uma cobertura metassedimentar do Proterozóico Superior, o Grupo Bambuí, o qual representa uma seqüência plataformal, pelito-carbonática.

Uma revisão da nomenclatura estratigráfica aplicada às seqüências metassedimentares referidas acima, indica que o termo Grupo Araxá deve ser utilizado para as rochas da Nappe de Passos, no lugar do termo Grupo Araxá-Canastra, o qual tem sido usado por muitos autores. Na unidade tectônica intermediária o nome Grupo Canastra é recomendado para substituir os termos

Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro e Seqüência Serra da Boa Esperança.

Uma foliação de baixo ângulo paralela às superfícies das falhas de empurrão, é reconhecida em cada uma das três unidades tectônicas. O desenvolvimento desta foliação foi parcialmente contemporâneo para as três unidades tectônicas. Além disto, o padrão estrutural torna-se mais complexo da unidade tectônica autóctone, inferior, para a unidade tectônica alóctone mais superior.

O padrão estrutural da Nappe de Passos é caracterizado por uma foliação de baixo ângulo, geralmente paralela às unidades litoestratigráficas da nappe, e por uma lineação de estiramento/mineral, de orientação WNW, associada. Uma história de deformação não coaxial e um transporte de aproximadamente 150 km para ESE, são bem caracterizados por indicadores cinemáticos. Dois conjuntos de dobras normais, abertas a suaves, com baixo caimento, são superpostos à foliação principal. Apresentam orientação axial W-NW e NNW-NE. As estruturas da nappe são agrupadas em quatro fases de deformação, D₁ a D₄, sendo que o transporte da nappe e a foliação principal são relacionados à fase D₂.

A Nappe de Passos é caracterizada por apresentar um gradiente metamórfico invertido, variando da fácies xisto verde médio até a fácies anfibolito superior. Dados geotermobarométricos indicam condições de 486°C - 6 kbar, próximo à base da nappe, que aumentam progressivamente até 739°C - 11,2 kbar, próximo ao topo da nappe. O metamorfismo invertido é interpretado como decorrente da deflexão das isothermas na zona de subducção, aliado à contínua expulsão das rochas de mais alta pressão para níveis crustais mais rasos, ocasionado pelo intenso cisalhamento não coaxial, típico do processo de subducção.

Os dados litoestratigráficos, estruturais e metamórficos, indicam que a Nappe de Passos consiste de rochas metassedimentares, depositadas numa margem continental passiva. Subseqüentemente, estas rochas foram deformadas e metamorfasadas numa zona de subducção e, então, tectonicamente expulsas para níveis crustais mais rasos, durante uma colisão continental do Ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

The objective of this study is to document and explain the inverted metamorphism of the Passos Nappe over an area of 2,700 km² in the southern part of the Brasília Fold Belt in Minas Gerais State. Structural analysis in the field, more than 400 thin sections, and microprobe determinations for geothermobarometry support my results.

In the southern part of the Brasília Fold Belt, three tectonic units, one autochthonous and two allochthonous, are identified. These were imbricated by large thrust faults during Brasiliano orogeny about 600 Ma. The uppermost tectonic unit, the Passos Nappe, is mainly a psammitic-pelitic metasedimentary sequence, with minor associated tholeiitic basic rocks, metamorphosed to greenschist to upper amphibolite conditions. Two depositional cycle are recognized. Its lower depositional cycle is characterized by a mature sedimentation represented by quartzites and mica schists, whereas its upper depositional cycle had an immature sedimentation and is now represented by gneiss and mica schists with minor associated quartzites. The intermediate tectonic unit is a thrust system, mainly consisting of quartzites and phyllites, the Canastra Group, all in the lower greenschist metamorphic grade. Slices of basement rocks and of the Bambuí Group, its metasedimentary cover, are included in the thrust system. The autochthonous tectonic unit has two parts: a granitic-gneiss-greenstone basement of Early Proterozoic (~ 1,800 Ma) to Archean age, the Campos Gerais Complex, and a Late Proterozoic metasedimentary cover, the Bambuí Group, which represents a pelitic-carbonate platform sequence.

A review of the stratigraphic nomenclature applied to all the above metasedimentary sequences suggests that the term Araxá Group should be utilized for the rocks of the Passos Nappe, and not the Araxá-Canastra Group, which has been used by many workers. In the intermediate tectonic unit the name Canastra Group is recommended to replace the two terms Carmo do Rio Claro Metasedimentary Sequence and Serra da Boa Esperança Sequence.

A low angle foliation, parallel to the thrust surfaces, is recognized in each of the three units. The development of this foliation was partially coeval for the three tectonic units. In addition, the structural pattern becomes more complex upward from the basal autochthonous to the uppermost allochthonous tectonic unit.

The structural pattern of the Passos Nappe is mainly characterized by a low angle foliation, that generally parallels the lithostratigraphic units of the nappe, and by an associated WNW mineral/stretching lineation. A noncoaxial strain history and a tectonic transport of about 150 km to ESE are well constrained by shear sense indicators. Two sets of open to gentle, low plunge, upright folds are superimposed on the main foliation, which has W-NW and NNW-NE axial trends. The nappe structures are grouped into four deformation phases, D1 to D4. The nappe transport and the main foliation are D2 related.

An inverted metamorphic gradient, medium greenschist to upper amphibolite facies, is typical to the Passos Nappe. Geothermobarometric data indicate 486°C - 6 kbar near the nappe's base, and an increasing temperature and pressure conditions up to 739°C - 11.2 kbar, near the top of nappe. Deflection of isotherms in the subduction zone and continuous expulsion of more high pressure rocks to shallow crustal levels, due a strong noncoaxial shear, are believed to have caused this inverted metamorphism.

Lithostratigraphic, structural and metamorphic data suggest that the Passos Nappe consists of sedimentary rocks deposited on a passive continental margin; these were subsequently deformed and metamorphosed in a subduction zone, and then, squeezed out to a shallow crustal level during the continental collision of the Brasiliano Cycle.

1- INTRODUÇÃO

A elaboração desta tese de doutoramento surgiu de um programa de pesquisa de um grupo de quatro professores do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Unesp- Rio Claro (o autor do presente trabalho, Norberto Morales, Antenor Zanardo e Cláudio Valeriano, este último atualmente no DGG da UERJ), que visava a compreensão da geologia da porção Sudoeste de Minas Gerais. Depois de, aproximadamente, três anos de trabalhos de mapeamento nesta região cada um dos integrantes deste grupo optou por um assunto para abordar como tema de tese de doutoramento, representadas pelo presente trabalho e pelas teses referidas na bibliografia como: VALERIANO (1992); ZANARDO (1992) e MORALES (1993).

1.1- ESCOPO DO TRABALHO

Na Região da Represa de Peixoto, situada a norte da cidade de Passos (MG), ocorre uma importante unidade tectônica do sudoeste de Minas Gerais, que corresponde a uma nappe constituída essencialmente por metassedimentos, com pequena contribuição de metavulcânicas. As associações minerais evidenciam um gradiente metamórfico invertido, ou seja, com a temperatura de formação das rochas metamórficas aumentando da base para o topo da nappe. Esta unidade tem sido referida na literatura geológica como Nappe Araxá-Canastra (SIMÕES *et al.*, 1988; SIMÕES e VALERIANO, 1990; MORALES *et al.*, 1991; ZANARDO, 1992; VALERIANO, 1993; MORALES, 1993), entretanto, para evitar denominação com conotação estratigráfica para uma unidade tectônica (ver discussão no Capítulo 4), esta unidade será referida neste trabalho como Nappe de Passos.

A presente tese aborda a geologia da Nappe de Passos trazendo novos dados referentes, principalmente, ao metamorfismo e a geologia

estrutural desta unidade, os quais permitem a elaboração de um quadro geológico mais completo, a partir do qual propõe-se um novo modelo para a evolução tectonometamórfica desta nappe.

Para a elaboração de um modelo tectonometamórfico de uma área, é imprescindível a integração de dados estratigráficos, estruturais e metamórficos, sendo que a base para o levantamento de todos estes dados encontra-se no trabalho de campo. Daí, buscou-se, através do mapeamento, um conhecimento básico da geologia que permitisse fundamentar adequadamente as interpretações estratigráficas, metamórficas e estruturais.

Apesar da geocronologia e a litoquímica serem importantes ferramentas na elaboração de um modelo tectonotermal, não buscou-se levantar novos dados sobre este tema devido à limitação do tempo para a realização do plano de tese.

A Nappe de Passos constitui-se num importante objeto de estudo não só pelo seu significado na evolução tectônica da porção meridional da Faixa Brasília, mas também pelo fato de apresentar metamorfismo invertido que é um tema muito discutido na última década (MASON, 1984, DUEBENDORFER, 1988; HUBBARD, 1989; PEACOCK, 1989; BHATTACHARYYA, 1992).

1.2- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada situa-se na região da Represea de Peixoto, no sudoeste de Minas Gerais, incluindo as cidades de Passos, Itaú de Minas, Cássia e Delfinópolis, perfazendo cerca de 2140 km² (Fig. 1.1). Inclui integralmente a folha topográfica (1: 50.000) Delfinópolis, e, parcialmente as folhas Passos, Cássia, Serra da Guarita, Chapadão da Zagaia, Marechal Mascarenhas e Desemboque.

FIGURA 1.1 a) Localização da área estudada em relação aos estados de Minas Gerais e São Paulo. O detalhe mostra as principais rodovias de acesso para a área. b) Localização em relação às folhas topográficas (1:50.000). O contorno sombreado corresponde à área do mapa geológico apresentado no anexo 1.

1.3- OBJETIVOS

O estudo da Nappe de Passos no presente trabalho teve como objetivos principais:

- caracterizar o padrão estrutural da área estudada;
- levantar a litoestratigrafia da nappe;
- melhor caracterizar as variações metamórficas;
- levantar dados de química mineral para estudos termobarométricos;
- elaborar um modelo para explicar o metamorfismo invertido.

2- METODOLOGIA

Através de reconhecimentos geológicos regionais ao longo da área de ocorrência da Nappe de Passos, foram selecionadas diversas áreas-chaves para mapeamento em escala 1:25.000 (Fig.2.1), dentro de um programa de pesquisa realizado em conjunto com docentes e estagiários do curso de geologia da UNESP, Rio Claro. A partir do conhecimento geológico destas áreas-chaves delimitou-se uma região com cerca de 2700 Km² para estudo do padrão metamórfico da nappe, que incluiu quatro das áreas-chaves. Os dados das áreas-chaves foram então integrados através de mapeamentos nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, e em alguns locais, por meio de perfis regionais, sendo o resultado desta integração apresentado na escala 1:100.000 (Anexo 1). O mapeamento das áreas-chaves 1 e 2 (Fig.2.1) foi elaborado em conjunto com professores do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, através de disciplinas de campo do curso de geologia, e o das áreas 3 e 4 foi executado com a colaboração de alunos, estagiários do Depto. de Petrologia e Metalogenia. Parte dos resultados destes mapeamentos encontra-se publicada nos seguintes trabalhos: HEILBRON *et al.* (1987); SIMÕES *et al.* (1988); SIMÕES & VALERIANO (1990) e SIMÕES (1991).

A metodologia de mapeamento utilizada traz bons resultados pois, uma vez levantadas as feições estratigráficas, estruturais e metamórficas na escala mais detalhada (1:25.000), torna-se bem mais fácil a identificação das unidades estratigráficas e metamórficas, bem como o mapeamento das estruturas, em escala regional.

O zoneamento metamórfico foi elaborado através do reconhecimento de minerais índices, tanto em seções delgadas como, quando possível, diretamente no afloramento. Deu-se um maior enfoque ao metamorfismo das rochas básicas, que ocorrem como intercalações ao longo de praticamente toda a seção estratigráfica da nappe e por isso são indicadas para caracterizar as variações metamórficas existentes.

FIGURA 2.1 Mapa geológico mostrando as principais unidades da região da Sinformal de Passos, modificado a partir de SIMÕES & VALERIANO (1990). Encontram-se indicadas a área enfocada no presente trabalho (linha grossa) e as áreas-chaves mapeadas na escala 1: 25.000 (linha fina).

O quimismo dos principais minerais metamórficos foi determinado para 26 amostras de metabásicas e 4 de metapelitos, através de análise em microsonda eletrônica, no Laboratório de Microsonda do IG-UnB, a fim de se obter dados para estudos geotermobarométricos.

As metodologias específicas para os cálculos das fórmulas minerais serão abordadas na seção de geotermometria e geobarometria (seção 6.3).

Ao longo dos trabalhos de campo foram coletadas amostras, algumas orientadas, para fins de estudos petrográficos e estruturais, das quais foram confeccionadas cerca de 476 seções delgadas. Os dados estruturais foram levantados buscando-se dar atenção às relações de superposição de estruturas e aos indicadores cinemáticos.

As seções geológicas e os mapas foram confeccionados através do programa AUTOCAD 12, no Laboratório de Geoinformática do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP-Rio Claro.

Para os cálculos das fórmulas minerais foi utilizado o programa MINFILE de M. Afifi & E.J. Essene, versão 3-88. Os cálculos dos geotermômetros e geobarômetros foram realizados através de programas elaborados em GWBASIC.

3- SITUAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

A Nappe de Passos é uma unidade tectônica, cuja importância foi destacada principalmente por TEIXEIRA & DANNI (1978) e SCHMIDT & FLEISCHER (1978). Mapeamentos posteriores (MORALES *et al.*, 1983; OLIVEIRA *et al.*, 1983; HEILBRON *et al.*, 1987; SIMÕES *et al.*, 1988; VALERIANO *et al.*, 1989) permitiram uma melhor delimitação de seus contornos, mostrando que a superfície de cavalgamento desta nappe desenha um contato sinuoso, definindo uma estrutura alongada na direção NW-SE (Fig. 2.1). No limite norte da Nappe de Passos, a superfície de cavalgamento coincide com uma zona de cisalhamento subvertical, sinistral, a qual provavelmente corresponde a uma rampa lateral. A norte desta zona de cisalhamento, rochas semelhantes às da Nappe de Passos só tornam a aparecer expressivamente a cerca de 90 Km a NNW, na região da sinformal de Araxá.

Na sua porção sul, nas proximidades da cidade de Itaú de Minas, a superfície de cavalgamento é truncada pela zona de cisalhamento de Cássia, tornando a ser identificada logo a sul da cidade de Pratápolis. O seu limite sul, a ESE da cidade de São Sebastião do Paraíso, é marcado por zonas de cisalhamento verticais aproximadamente E-W, relacionadas ao cinturão de cisalhamento Campo do Meio (MORALES, 1993), que seccionam a nappe, mascarando seu traçado. Provavelmente sua continuidade para sul é representada pelos grupos Carrancas e Andrelândia (atualmente redefinidos como ciclos deposicionais Carandaí e Andrelândia, ANDREIS *et al.* 1989), conforme apresentado por TROUW *et al.* (1984), e corroborada pelos trabalhos do Projeto Radam e de ZANARDO (1992). Todavia, a continuidade física destas seqüências metassedimentares ainda carece de comprovação através de mapeamentos de maior detalhe.

A nappe de Passos é constituída por um pacote essencialmente metassedimentar que cavalga um terreno autóctone composto por uma cobertura metassedimentar pelito-carbonática, de baixo grau metamórfico, conhecida na literatura como Grupo Bambuí, e seu embasamento do tipo

granito-gnaiss-migmatito-*greenstone*, que corresponde ao Complexo Campos Gerais e às seqüências metavulcano-sedimentares associadas (Seqüência Morro do Ferro e equivalentes).

Entre a nappe de Passos e o terreno autóctone geralmente encontra-se uma outra unidade, caracterizada por metassedimentos psamo-pelíticos, de baixo grau metamórfico. Por apresentar características sedimentares diferentes das rochas do Grupo Bambuí, por possuir grau de metamorfismo inferior ao das rochas do Grupo Araxá e por ser, localmente, truncada pela Nappe de Passos, esta unidade foi denominada informalmente por HEILBRON *et al.* (1987) como Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro, sendo a sua área de ocorrência melhor definida posteriormente por VALERIANO *et al.* (1989) e SIMÕES & VALERIANO (1990). O contato desta unidade com o Grupo Bambuí é feito através de falha de empurrão (VALERIANO *et al.*, 1989). Mais recentemente, VALERIANO (1993) propôs que esta unidade passasse a ser denominada de Seqüência Serra da Boa Esperança, por reconhecer que nos arredores da cidade de Carmo do Rio Claro (MG) sua ocorrência é restrita e incompleta. Ao contrário, na Serra da Boa Esperança (a NW da cidade de Boa Esperança - MG) encontra-se bem representada. Por outro lado, uma revisão das denominações estratigráficas utilizadas para estas unidades (ver Capítulo 4) indica que com o conhecimento atual e para evitar a proliferação de denominações estratigráficas locais, o termo Grupo Canastra é o mais indicado para esta unidade.

As estruturas observadas nas rochas da nappe de Passos podem ser agrupadas em termos de quatro fases de deformação. A fase D₂ deu origem à foliação principal (S₂), estrutura presente em todos os afloramentos da área, a qual é plano axial a dobras apertadas a isoclinais com orientação axial predominantemente WNW. Esta foliação apresenta atitude paralela a subparalela à superfície de cavalgamento e está relacionada com o transporte da nappe. A fase D₁ é caracterizada por uma foliação geralmente paralela à estratificação sedimentar (S₀) e que freqüentemente encontra-se transposta para a direção de S₂. Desta forma a foliação principal da área em geral corresponde a sobreposição de três estruturas planares (S₀, S₁ e S₂). Associada à foliação principal, é sempre encontrada uma lineação de estiramento, com direção WNW, a qual é interpretada como indicadora da direção aproximada do transporte da nappe. Indicadores cinemáticos observados em cortes paralelos a esta lineação mostram um transporte tectônico para ESE.

As fases D₃ e D₄ são evidenciadas por dobras abertas a suaves de caráter dúctil-ruptil que deformam a foliação principal (S₂), e em geral são desprovidas de foliação plano axial. As dobras D₃ apresentam planos axiais íngremes a verticais e eixos NW, com caimentos suaves. A fase D₄ também apresenta planos axiais íngremes a verticais, porém com eixos na direção NNW a NE, e com caimentos suaves. Em termos de estruturas maiores, a fase D₃ gerou as estruturas sinformais de Passos e da Serra do Chapadão, a antiforma de Itaú de Minas e a Falha de Cássia. Relacionadas à fase D₄ foram reconhecidas algumas dobras na região de Delfinópolis e a falha da Serra de Santa Maria.

Nas rochas do embasamento, no domínio autóctone, é reconhecida uma foliação subvertical, paralela ao bandamento migmatítico, a qual é discordante da foliação principal da Nappe de Passos. Devido ao caráter discordante e ao grau metamórfico em que está equilibrada (fácies anfibolito superior), tal foliação é interpretada como uma história mais antiga, relacionada a formação do embasamento, que de acordo com os dados de TEIXEIRA *et al.* (1989) devem datar do Proterozóico Inferior ou Arqueano. Próximo à superfície de cavalgamento, as rochas do embasamento tendem a apresentar uma foliação de baixo ângulo, paralela a subparalela à foliação principal da Nappe de Passos, indicando que o embasamento foi afetado parcialmente durante o transporte da nappe.

A presença de rochas marcadamente menos metamórficas (representadas pelo Grupo Bambuí e pelo Grupo Canastra) por baixo da superfície de cavalgamento evidenciam que o posicionamento da nappe ocorreu após o auge do metamorfismo. A nappe é caracterizada pela existência de um gradiente metamórfico invertido, mostrando rochas da zona da biotita da fácies xisto verde, na base, passando para rochas da fácies anfibolito, atingindo as condições para anatexia no topo (TEIXEIRA & DANNI, 1978; SIMÕES *et al.*, 1988).

4- ANÁLISE DAS DENOMINAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS: UMA NOVA PROPOSTA

Desde os trabalhos de TEIXEIRA & DANNI (1978) e FLEISCHER & SCHMIDT (1978), os termos Grupo Araxá e Grupo (ou formação) Canastra têm sido empregados para se referir às rochas da nappe de Passos.

TEIXEIRA & DANNI (1978) denominaram de Grupo Araxá toda a nappe de Passos, atribuindo o nome de Formação Canastra à sua porção inferior, caracterizada por uma maior abundância de rochas metapsamíticas. Estabeleceram uma subdivisão do Grupo Araxá em três seqüências: Itaú, Serra da Ventania e Passos; onde as duas primeiras corresponderiam à Formação Canastra. Posteriormente outros autores que trabalharam na região utilizaram esta mesma denominação estratigráfica (MORALES *et al.*, 1983; OLIVEIRA *et al.*, 1983; CORREIA & GIRARDI, 1989; TEIXEIRA *et al.*, 1986).

HEILBRON *et al.* (1987) utilizaram o termo Grupo Araxá-Canastra para as rochas da nappe de Passos, no intuito de ressaltar a passagem transicional entre as porções inferior (Canastra) e superior (Araxá) da nappe. Outros autores já haviam utilizado esta mesma denominação para a nappe de Passos (TEIXEIRA *et al.*, 1985; CRÓSTA *et al.*, 1986), entretanto, sem apresentar os motivos para tal opção. A partir de então o termo Grupo Araxá-Canastra tem sido empregado por diversos autores (SIMÕES *et al.*, 1988; VALERIANO *et al.*, 1989; ZANARDO *et al.*, 1990; SIMÕES & VALERIANO, 1990; SCHRANK *et al.*, 1990; MORALES *et al.*, 1991; ZANARDO, 1992; VALERIANO, 1993).

SIMÕES e VALERIANO (1990) chamaram a atenção para o fato de que a porção inferior da nappe é marcada por uma sedimentação essencialmente matura, enquanto a porção superior é caracterizada pela freqüente ocorrência de sedimentos imaturos, representados por gnaisses. Estes autores utilizaram, para estas duas porções da nappe, as denominações de Ciclo Deposicional Canastra e Ciclo Deposicional Araxá, respectivamente. No presente trabalho estes dois ciclos são denominados de Inferior e Superior.

Nos arredores da cidade de Carmo do Rio Claro (MG), HEILBRON *et al.* (1987), reconheceram uma seqüência constituída por quartzitos, filitos/ardósias e paraconglomerados, de grau metamórfico caracteristicamente inferior ao das rochas da nappe de Passos. Os referidos autores propuseram que fosse utilizada a denominação informal de Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro para esta nova unidade. Nesta definição original, foi incluída na nova unidade a parte inferior dos filitos da Seqüência Itaú de TEIXEIRA & DANNI (1978).

Posteriormente, VALERIANO *et al.* (1989) estudando a continuidade da Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro para Leste, constataram que os paraconglomerados e grande parte dos filitos/ardósias, incluídos por HEILBRON *et al.* (1987) nesta seqüência, fazem parte do Grupo Bambuí. Desta forma, a unidade que predomina nos arredores da cidade de Carmo do Rio Claro é o Grupo Bambuí. Igualmente, os filitos/ardósias que ocorrem na base da nappe de Passos (porção inferior da Seqüência Itaú, de TEIXEIRA & DANNI, 1978), aos quais associam-se os mármore dos arredores da cidade de Itaú de Minas, fazem parte do Grupo Bambuí. VALERIANO *et al.* (1989) mostraram, também, que a Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro apresenta caráter alóctone, cavalgando o Grupo Bambuí, e que nos arredores da cidade homônima é representada apenas por pequenos *klippens*. Devido a isto, mais recentemente, VALERIANO (1993) propôs o abandono do termo Seqüência Metassedimentar Carmo do Rio Claro em favor do termo Seqüência Serra da Boa Esperança, uma vez que na Serra da Boa Esperança, situada a NW da cidade de Boa Esperança (MG), as rochas da unidade em questão apresentam extensas e boas exposições.

Considerando-se o histórico acima, pode-se concluir que (excluindo-se as seqüências metavulcano-sedimentares associadas ao embasamento) são reconhecidos na área três conjuntos metassedimentares, associados a três compartimentos tectônicos distintos, imbricados de W para E, através de falhas de empurrão (Fig. 4.1). Destes compartimentos tectônicos, um é essencialmente autóctone e outros dois são alóctones (SIMÕES & VALERIANO, 1990; VALERIANO, 1993).

FIGURA 4.1 Seção esquemática da porção frontal da Nappe de Passos, mostrando o imbricamento das três unidades tectônicas individualizadas na porção meridional da Faixa Brasília. Modificado de VALERIANO (1992).

Em resumo, atualmente, são aplicadas as seguintes denominações estratigráficas para estas três unidades metassedimentares:

compartimento autóctone - Grupo Bambuí;

compartimento alóctone inferior - Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro, com nova proposta para ser denominada de Sequência Serra da Boa Esperança;

compartimento alóctone superior - Grupo Araxá-Canastra.

Das denominações estratigráficas apresentadas acima, somente a do Grupo Bambuí pode ser considerada realmente adequada, não só pela associação litológica, mas também pela continuidade física com a localidade tipo. Já com relação às outras duas unidades restam algumas dúvidas, por exemplo:

- 1) O Grupo Araxá desta região é equivalente às rochas da localidade tipo, isto é, Grupo Araxá de BARBOSA (1955), definido na região de Araxá (MG)?
- 2) Existe, realmente, uma equivalência entre a porção basal da nappe de Passos e o Grupo Canastra da localidade tipo, definido por BARBOSA (1955)?
- 3) Dentro deste contexto, a Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro (ou Sequência Serra da Boa Esperança) corresponderia a alguma das unidades já consagradas na literatura geológica?

A resposta definitiva para esta pergunta depende do mapeamento da continuidade lateral destas unidades em direção às localidades-tipo dos Grupos Araxá e Canastra, e também da comparação das características litológicas, estratigráficas e estruturais entre os conjuntos em questão.

A complexidade estrutural que existe nesta região exige que para uma compreensão adequada da geologia, os mapeamentos sejam realizados numa escala, no mínimo 1:50.000, e em alguns locais na escala 1:25.000. Certamente para se alcançar tal conhecimento geológico provavelmente serão necessários, vários anos, principalmente devido à falta de um programa e de incentivo para o mapeamento básico. Por outro lado, a correlação através das feições litológicas, estratigráficas e estruturais, que a princípio pode ser feita a

distância, é ainda precária devido à falta de descrições detalhadas das unidades nos locais-tipo.

No intuito de se fazer tais correlações, foram realizadas, pelo presente autor, seções geológicas regionais nas áreas-tipo dos Grupos Araxá e Canastra (Fig. 4.2). Também dão apoio a estas correlações os dados do mapeamento do extremo sudeste da Serra da Canastra (1:25.000), realizado por SIMÕES & VALERIANO (1988, inédito; ver localização da área 11, na Fig. 2.1). Os principais aspectos observados são relatados a seguir.

- 1) Os xistos e gnaisses da região de Araxá são semelhantes aos da Nappe de Passos, porém devido aos poucos afloramentos observados (região fortemente intemperizada), não se pode assegurar que sejam idênticos. Chama atenção a ocorrência de extensos domínios de ortognaisses, que a princípio parecem ser corpos intrusivos nos metassedimentos do Grupo Araxá e não porções aflorantes do embasamento, como interpretado originalmente por Barbosa *et al.* (1970). Tais domínios extensos de ortognaisses não são reconhecidos na Nappe de Passos.
- 2) Os quartzitos e filitos da Região do Rio Quebra Anzol (área-tipo do Grupo Canastra) são finamente recrystalizados e com frequência exibem porções com o contorno dos grãos sedimentares ainda preservados. Associam-se a muscovita filitos, os quais podem conter clorita e, mais raramente, biotita fina. Filitos carbonosos, de ocorrência mais local, também são encontrados.
- 3) Na Serra da Canastra, junto à nascente do Rio São Francisco (extremo norte da área 11, mostrada na Fig. 2.1), os quartzitos são finamente recrystalizados, não tendo sido observados contornos de grãos sedimentares preservados. Logo a sul, no Chapadão da Babilônia, ocorre um pacote de quartzitos nos quais pode-se reconhecer, com frequência o contorno original dos grãos sedimentares. A estes quartzitos associam-se filitos muscovíticos e mais raramente, camadas (lentes ?) métricas de albita-clorita xisto (metabásicas). Este conjunto se estende para sul até entrar em contato com as rochas da Nappe de Passos.
- 4) Em termos estruturais observa-se uma foliação de baixo ângulo com uma lineação mineral sempre presente, tanto nas rochas do Grupo Canastra quanto nas do Grupo Araxá. Zonas de cisalhamento subverticais, espaçadas (BARBOSA *et al.*, 1970), apresentando caráter sinistral (MAGALHÃES *et*

FIGURA 4.2 Mapa geológico da porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, segundo DARDENNE (1978), mostrando a localização das quatro seções geológicas regionais (A, B, C e D) que foram levantadas para auxiliar nas correlações estratigráficas.

al., 1989), cortam estas litologias, sendo os seus rejeitos ainda desconhecidos. Próximo a estas zonas desenvolve-se uma foliação de alto ângulo a qual, em geral, mascara a foliação de baixo ângulo.

- 5) Na base dos xistos do Grupo Araxá, na sinforma de Araxá, o qual também constitui uma estrutura alóctone, não foram encontrados quartzitos semelhantes aos que ocorrem na base da Nappe de Passos.
- 6) As rochas dos Grupos Araxá, Canastra e Bambuí encontram-se tectonicamente imbricadas e os indicadores cinemáticos observados, embora com pequena amostragem, indicam o sentido de transporte aproximadamente de W para E. Algumas observações feitas por SCHRANK *et al.*, (1990) também indicam este mesmo sentido.

Com base nos dados expostos acima, pode-se estabelecer as seguintes correlações entre as rochas dos Grupos Araxá e Canastra das áreas-tipo e as unidades litoestratigráficas da Nappe de Passos:

- a) as rochas da Seqüência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro (ou Seqüência Serra da Boa Esperança, de VALERIANO, 1993) mostram forte semelhança com as litologias do Grupo Canastra, principalmente pela preservação parcial dos contornos dos grãos sedimentares;
- b) quanto à Nappe de Passos, o ciclo deposicional superior pode ser equivalente ao grupo Araxá, apesar da ausência (ou raridade) de intrusivas ácidas gnaissificadas; por outro lado, o ciclo deposicional inferior não encontra equivalentes na região de Araxá, talvez devido à não deposição ou a truncamento tectônico pela falha de empurrão.
- c) o Grupo Bambuí certamente é a mesma unidade nas duas localidades.

A partir destas correlações propõe-se que para a Região de Passos seja utilizada a seguinte terminologia estratigráfica:

GRUPO ARAXÁ - para se referir às litologias da Nappe de Passos, incluindo os ciclos deposicionais superior e inferior, mesmo sabendo que este último não apresenta equivalente na área-tipo do Grupo Araxá;

GRUPO CANASTRA - para o conjunto litológico que vem sendo chamado de Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro (ou Sequência Serra da Boa Esperança , VALERIANO, 1993);

GRUPO BAMBUÍ - continua sendo aplicado aos metassedimentos de baixo grau que ocorrem caracteristicamente no domínio autóctone. (sem necessidade de alteração).

É importante destacar que nesta proposta o termo Grupo Canastra não deve ser mais utilizado para se referir ao ciclo deposicional inferior da Nappe de Passos, uma vez que estas rochas não apresentam as mesmas características petrográficas da área-tipo do Grupo Canastra, e , além disso, sobrepõem-se tectonicamente à rochas aqui tidas como equivalentes ao Grupo Canastra. Por outro lado, não deve ser descartada a possibilidade de que o ciclo deposicional inferior seja realmente equivalente ao Grupo Canastra, porém representando fácies sedimentares e/ou metamórficas distintas.

A proposta ora apresentada tem a finalidade de homogeneizar as nomenclaturas estratigráficas utilizadas nas regiões de Passos e Araxá, no sentido de facilitar trabalhos futuros. Entretanto, deve-se ter em mente que tal proposta baseia-se em dados ainda escassos e , por isso, deve ser utilizada como uma hipótese de trabalho, a qual deve ser testada nas oportunidades que se apresentem.

5- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

No presente trabalho deu-se maior importância à Nappe de Passos que constitui o objetivo central da tese. A geologia dos outros dois domínios tectônicos será abordada de forma mais sucinta, apenas para dar uma visão mais completa do quadro geológico em que está inserida a Nappe de Passos.

5.1 - DOMÍNIO AUTÓCTONE

O domínio autóctone é caracterizado por um embasamento do tipo granito-gnaiss-*greenstone*, representado pelo Complexo Campos Gerais e seqüências metavulcano-sedimentares associadas, sobreposto por uma cobertura metassedimentar conhecida como Grupo Bambuí.

As rochas do Grupo Bambuí ocorrem como estreita faixa que bordeja a Nappe de Passos a sul da cidade de Passos e torna-se progressivamente mais expressiva para E, onde passa a predominar sobre as outras unidades, na região frontal da nappe (Fig.2.1). No mapa geológico apresentado no anexo 1 as rochas do Grupo Bambuí ocorrem apenas na porção sul como uma estreita faixa, tornando-se um pouco mais expressivas próximo à cidade de Itaú de Minas.

Nesta área o Grupo Bambuí é representado por ardósias/filitos localmente associadas a mármore, os quais incluem as jazidas exploradas pela Cia. de Cimento Itaú. As ardósias são constituídas essencialmente por muscovita e quartzo, apresentando uma foliação bem marcada, geralmente paralela a um bandamento composicional de escala milimétrica. Apresentam-se fortemente alteradas por intemperismo, mostrando cor vermelha a laranja. Localmente observa-se um bandamento decimétrico evidenciado pela provável

variação da proporção de seus minerais constituintes. Não raro, apresentam-se com granulação mais grossa, passando a filitos. O mármore ocorre como corpos lenticulares dentro da ardósia, podendo alcançar espessuras de até 15m. O contato entre o mármore e as ardósias não foi observado, mas é provável que ocorram ardósias carbonáticas que transicionem para o mármore.

Mais para leste, fora da área em questão, associados às ardósias são encontrados corpos lenticulares de metaconglomerados em geral clasto suportados e mais raramente matriz suportados, os quais correspondem a metadiamicritos. Apresentam seixos de rochas típicas do embasamento (gnaisse, jaspe e xistos ultramáficos), do Grupo Canastra (metarenito ortoquartzítico) e também seixos de muscovita xisto grosso, provavelmente do Grupo Araxá (VALERIANO *et al.*, 1989; SIMÕES E VALERIANO, 1990; VALERIANO, 1993).

Os litotipos encontrados no Grupo Bambuí nesta região indicam tratar-se de uma sedimentação em mar epicontinental, com sedimentação essencialmente pelito-carbonática, sujeita ocasionalmente a aporte de ruditos que originaram os metaconglomerados.

O contato do Grupo Bambuí com o embasamento é, em parte tectônico, por meio de falha de alto ângulo, a sul de Itaú de Minas e, em parte, se faz através de uma superfície de baixo ângulo, a qual deve representar uma discordância erosiva/litológica da época da deposição. Com as rochas do Grupo Araxá o contato é totalmente tectônico, através da superfície de cavalgamento.

As rochas do embasamento, conhecidas pela denominação de Complexo Campos Gerais (CAVALCANTE *et al.*, 1979), podem ser divididas em dois conjuntos: um constituído por gnaisses, migmatitos e granitóides, e outro por rochas relacionadas a Sequência Vulcanossedimentar do Morro do Ferro (TEIXEIRA *et al.*, 1989). No mapa geológico (anexo 1), estes dois conjuntos não foram diferenciados.

O primeiro grupo é o que predomina no embasamento, sendo representado por uma complexa associação de biotita gnaisses, migmatitos, e rochas granitóides cujas composições variam de tonalíticas a monzograníticas. Além das variações composicionais, ocorrem também variações texturais/estruturais passando de tipos equigranulares para tipos porfiroblásticos, e de gnaisses bandados para gnaisses homogêneos, e também

de rochas com xistosidade para rochas com forte foliação milonítica (CROSTA *et al.*, 1986; MORALES *et al.*, 1983; MORALES *et al.*, 1991; SZABÓ, 1989).

As rochas relacionadas a Seqüência Vulcanossedimentar Morro do Ferro ocorrem na forma de domínios lenticulares, geralmente alongados, com dimensões variadas, embutidos nos gnaisses/migmatitos do Complexo Campos Gerais. São encontrados vários tipos litológicos, incluindo clorita-tremolita/actinolita xistos, serpentinitos, talco xistos, anfibólio xistos, anfibolitos, formações ferríferas, quartzitos (prováveis *metacherts*) e muscovita xistos.

O domínio do embasamento apresenta-se cortado por zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis, verticais, com forte componente de transcorrência sinistral. Estas zonas apresentam orientação WNW, com espessuras variadas, alcançando dimensões quilométricas, sendo comuns as feições miloníticas e, por vezes, cataclásticas. Este padrão das zonas de cisalhamento foi bem caracterizado por MORALES *et al.*, 1991, os quais mostraram que a foliação pretérita do embasamento, que apresenta uma orientação NNW, é defletida nas zonas de cisalhamento, sendo reorientada e/ou transformada para dentro das zonas de cisalhamento. Estes autores identificaram que a foliação mais antiga do embasamento foi estabelecida no mínimo em condições de fácies anfibolito superior (hornblenda+andesina+diopsídio) sendo reequilibrada para fácies xisto verde ao longo da zona de cisalhamento. Considerando a orientação destas zonas de cisalhamento, e o seu caráter sinistral, elas foram interpretadas por estes autores como consequentes de uma compressão de orientação aproximadamente EW, a qual também teria sido responsável pelo transporte da Nappe de Passos.

Ao longo da zona de cisalhamento de Cássia foram mapeados dois domínios lenticulares de gnaisses/migmatitos fortemente milonitizados, e cataclasados, os quais são interpretados como lascas do embasamento tectonicamente embutidas na seqüência alóctone como consequência dos movimentos ao longo da zona de cisalhamento. Estas são as duas únicas ocorrências do embasamento na área mapeada (Anexo 1).

5.2- GRUPO CANASTRA

As rochas Grupo Canastra estão sempre posicionadas entre a Nappe de Passos e o domínio autóctone, ocorrendo ao longo da maior parte da superfície de cavalgamento (Fig.2.1). A sul da cidade de Passos a Nappe de Passos encontra-se diretamente em contato com as rochas do grupo Bambuí, tendo sido identificadas apenas raras ocorrências, de escala decimétrica, de litologias típicas do Grupo Canastra. O mapeamento geológico da porção frontal desta nappe, próximo à cidade de Ilícinea (Fig.2.1), demonstrou que o Grupo Canastra apresenta contato tectônico, através de falha de empurrão, com as rochas do grupo Bambuí, sendo freqüente a presença de lascas tectônicas do embasamento entre estas duas unidades (VALERIANO *et al.*, 1989; VALERIANO, 1993).

No mapa geológico apresentado (anexo 1) o Grupo Canastra ocorre na porção norte, definindo o limite da Nappe de Passos. No extremo noroeste desta área o Grupo Canastra aflora no núcleo de uma estrutura antiformal da fase D₂, sendo constituída por quartzitos e quartzitos micáceos. Uma feição característica destas litologias é a freqüente preservação do contorno sedimentar dos grãos de quartzo (Foto 5.1), que indica que os quartzitos são derivados de arenitos ortoquartzíticos e os quartzitos micáceos foram originados a partir de siltitos. Nesta área de ocorrência, os quartzitos micáceos ocupam a porção basal do pacote, apresentando um acamamento que varia de milimétrico a decimétrico. Os quartzitos puros formam a unidade superior, que apresenta acamamento de escala predominantemente decimétrica, alcançando localmente a escala métrica. Foram identificadas marcas de onda e estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, de porte decimétrico, as quais indicam um acamamento em posição normal.

A presença de estratificações cruzadas, a boa seleção e o grau de maturidade dos quartzitos indicam que estas litologias podem representar uma sedimentação plataformar, marinha rasa, ou depósitos fluviais. Todavia, os dados de estruturas sedimentares são ainda escassos para caracterização mais precisa do ambiente de sedimentação desta unidade. Por outro lado, a boa

FOTO 5.1 Padrão textural frequentemente observado nos quartzitos do Grupo Canastra, no qual o contorno dos grão sedimentares encontra-se parcialmente preservado. As três fotos mostram diferentes graus de deformação, onde foliação principal (na posição horizontal nas três fotos) é praticamente imperceptível em (a), passando a perceptível em (b) e bem desenvolvida em (c). A escala é a mesma e os nicóis estão cruzados para as três fotos.

preservação das estruturas sedimentares nestas rochas permitirá que em trabalhos futuros venha a ser definido o ambiente de sedimentação destas litologias.

A outra área de ocorrência do Grupo Canastra apresentada no mapa do Anexo 1 é representada por quartzitos, quartzitos micáceos e filitos. Foram realizadas apenas algumas seções geológicas neste setor, o qual apresenta-se mais intensamente deformado, com transposição da estratificação primária (S_0), o que dificulta o mapeamento. Por isso estas litologias são apresentadas aqui indivisas. Nesta área as litologias encontram-se mais deformadas, devido à presença da zona de cisalhamento vertical. Por isso a preservação do contorno dos grãos sedimentares é menos freqüente, e a textura dos quartzitos, observada em lâmina, é caracterizada por um padrão finamente poligonizado (Foto 5.2).

Em termos estruturais o Grupo Canastra apresenta uma foliação principal que corresponde a foliação S_2 da Nappe de Passos. Na estrutura antiformal, no extremo NW da área, esta foliação ocupa a posição plano axial da estrutura, exibindo uma distribuição em leque (Fig. 5.1). Nos quartzitos micáceos pode-se identificar que paralelo ao bandamento composicional (S_0), dobrado na estrutura antiformal, existe uma clivagem ardósiana (S_1), que é cortada pela foliação principal (S_2). A interseção de S_0/S_1 e S_2 define uma lineação marcante que apresenta orientação em torno de $10^\circ/140^\circ$, a qual é a atitude aproximada da linha de charneira da estrutura maior. Lineação de estiramento nesta área de ocorrência do Grupo Canastra não é muito comum de se observar, provavelmente por ser mascarada pela lineação de interseção, entretanto em dois pontos estudados em lâminas orientadas, obteve-se uma orientação em torno de $10^\circ/280^\circ$, a qual é aproximadamente paralela à lineação mineral/estiramento da Nappe de Passos. Na porção norte da área, a lineação de estiramento é bem marcada e coincide com a orientação observada nas rochas da Nappe de Passos. VALERIANO (1993) mostrou que apesar da grande dispersão causada pelos dobramentos posteriores à foliação principal (S_2), a lineação de estiramento nas rochas do Grupo Canastra, que ocorrem na região entre Pihum-í e Ilicínea, quando retirados os efeitos dos dobramentos, apresenta uma dispersão entre os rumos 045° e 135° , indicando que pode ser compatível com a direção de estiramento da Nappe de Passos.

a)

800 μ

b)

FOTO 5.2 Padrão textural dos quartzitos do Grupo Canastra próximo ao limite norte da Nappe de Passos. Predominam quartzitos finamente recristalizados (a) nos quais, por vezes podem ser reconhecidos relictos dos grãos sedimentares originais (b). Amostras dos pontos 567 e 568 (a e b, respectivamente), nicóis cruzados, escala idêntica para as duas fotos.

FIGURA 5.1 - Seção geológica da estrutura antiformal da Barragem de Peixoto, mostrando a disposição em leque da foliação principal S_2 e o contraste da atitude desta foliação acima e abaixo da superfície de cavalgamento. A seção possui orientação N50E e passa 1 Km a sul da Barragem de Peixoto.

5.3 - NAPPE DE PASSOS

5.3.1 - Estratigrafia e Litologias

O empilhamento litológico da Nappe de Passos na região, foi descrito primeiramente por TEIXEIRA & DANNI (1978), os quais identificaram as unidades litológicas principais, e interpretaram que todo o pacote encontrava-se invertido, por corresponder ao flanco inverso de uma mega-anticlinal recumbente. Posteriormente, HEILBRON *et al.* (1987) apresentaram 4 colunas estratigráficas (Fig. 3 do referido trabalho) referentes ao segmento da nappe entre as cidades de Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, as quais apresentam pequenas variações entre si, mas guardam grande semelhança com a coluna proposta por TEIXEIRA & DANNI (1978). Entretanto esta nova proposta traz duas diferenças importantes para o quadro geológico da área:

1) foi reconhecido que na porção basal da nappe ocorriam ardósias, as quais, nas proximidades da cidade de Carmo do Rio Claro, associavam-se a metadiamictitos e a quartzitos de baixo grau metamórfico; este conjunto foi denominado informalmente de Sequência Carmo do Rio Claro;

2) o empilhamento identificado na nappe foi considerado como a sequência estratigráfica normal, uma vez que os dados estruturais não indicavam um flanco inverso de dobra.

TEIXEIRA & DANNI (1978) propuseram a inversão estratigráfica para explicar o gradiente metamórfico inverso existente na nappe, a qual apresenta as rochas menos metamórficas na porção basal e as mais metamórficas no topo. SIMÕES *et al.* (1988) mostraram que gradientes metamórficos inversos podem ocorrer sem que haja inversão estratigráfica, e defenderam a posição normal da estratigrafia da nappe de Passos com base na presença de estratificações cruzadas identificadas na Serra do Chapadão (a E da cidade de São Sebastião do Paraíso). Por isso, no presente trabalho

considera-se que a nappe de Passos representa uma seqüência estratigráfica em posição normal.

As colunas estratigráficas apresentadas por TEIXEIRA & DANNI (1978) e por HEILBRON *et al.* (1987) caracterizaram bem a porção basal da nappe de Passos, porém, a porção superior do pacote não foi subdividida. Em parte isto se deve à inexistência de camadas que permitam uma boa caracterização fotogeológica, à ausência de camadas guias de fácil identificação no campo e à escassez de afloramentos. No presente trabalho é apresentada uma coluna estratigráfica que inclui uma proposta de subdivisão da porção superior da nappe.

Uma vez que a Nappe de Passos é uma unidade tectônica, com significativa deformação interna, ao se tratar de sua estratigrafia é importante levar em consideração dois pontos, que serão abordados a seguir.

- 1) As condições de metamorfismo (ver Capítulo 6) indicam que as rochas da Nappe de Passos foram tectonicamente conduzidas a grandes profundidades na crosta. Este processo corresponde provavelmente à primeira fase de deformação (D₁, ver seção 5.3.2), da qual se tem pouco registro. Como esta fase precedeu o metamorfismo principal, é possível que um (ou mais) dos contatos litológicos mapeados na nappe corresponda à uma falha de empurrão paralela ou subparalela aos planos de acamamento. Isto implicaria numa falsa estratigrafia.
- 2) Como será visto na seção 5.3.2, a deformação mais evidente (D₂) desta nappe é um forte cisalhamento não coaxial, subparalelo a paralelo ao plano de acamamento. Tal processo conduz a uma falsa estratigrafia, que, no caso da Nappe de Passos, cujo transporte tectônico foi de WNW para ESE, implica na sobreposição sistemática das rochas situadas a WNW sobre as rochas situadas a ESE, mesmo que não existam falhas de empurrão internas à nappe. A título de exemplo, pode-se testar qual a distância que foi transportada a porção do topo da nappe (Unidade I), em relação à base (Unidade A). Para tal faz-se necessário estimar a quantidade de deformação interna da nappe. Embora não tenham sido realizados estudos quantitativos, a presença de dobras em bainha, a freqüente orientação cristalográfica do quartzo em quartzitos e as feições miloníticas, comumente encontradas, permitem assumir uma deformação cisalhante mínima com $\gamma = 10$. Tomando-se o valor da distância,

perpendicular ao acamamento, da base da Unidade I até à superfície de cavalgamento (4,45 km), e considerando-se um mecanismo de cisalhamento simples, as rochas da Unidade I, antes do início desta deformação, estariam a cerca de 44,5 km de distância do ponto que hoje ocupam sobre as rochas da Unidade A (esta distância corresponde à posição relativa entre as rochas das duas unidades e é independente do transporte da nappe como um todo, o qual é superior à 150 km). Como a quantidade de deformação real, pode ter sido superior àquela estimada acima, é possível que este processo tectônico tenha modificado significativamente a sucessão vertical das fácies sedimentares.

Por estas razões, a coluna estratigráfica ora apresentada (Fig. 5.2) deve ser entendida como uma coluna "pseudoestratigráfica".

Seções estratigráficas levantadas ao longo da área estudada apresentam pequenas diferenças entre si, principalmente na porção basal do pacote. Tais diferenças são interpretadas como variações laterais estabelecidas durante a sedimentação, entretanto a unidade basal pode variar de uma localidade para outra devido a truncamentos e/ou duplicações próximo à superfície de cavalgamento. Por exemplo, na base da seção estratigráfica na localidade da barragem de Peixoto ocorre uma unidade com alternância de quartzito, quartzo xisto e muscovita xisto (com abundantes micas esverdeadas), que não é encontrada tão expressivamente na base da coluna de Itaú, provavelmente devido ao truncamento desta unidade na porção sul da sinformal de Passos. No mapa geológico apresentado no presente trabalho (anexo 1), as unidades litoestratigráficas cartografadas na nappe de Passos, representam uma coluna estratigráfica generalizada cuja aplicação é possível para o domínio da sinformal de Passos, e a princípio, parece ser válida para toda a área de ocorrência da nappe nesta porção do sudoeste de Minas Gerais. Esta coluna estratigráfica está representada na figura 5.2 e será utilizada ao longo deste trabalho.

A unidade basal (A) é caracterizada por xistos muscovíticos finos com intercalações decimétricas a métricas de quartzitos. Os xistos são constituídos por muscovita e quartzo, podendo apresentar camadas que também contenham clorita e biotita como minerais essenciais. Turmalina é o mineral acessório mais freqüente, ocorrendo ainda zircão e opacos. As intercalações de quartzito e quartzo xisto são de escala centimétrica, decimétrica ou métrica, e

FIGURA 5.2 Coluna estratigráfica do Grupo Araxá na Nappe de Passos. Os valores ao lado da coluna indicam a espessura de cada unidade, que, devido à deformação, corresponde a uma espessura aparente.

apresentam contato brusco ou transicional com o xisto, ocasionalmente estes quartzitos tornam-se mais expressivos, a ponto de serem representados em mapa. Também é comum a ocorrência de xisto com micas esverdeadas em amostra de mão, que ao microscópio mostram-se incolor a levemente pardas, e com birrefringência igual a da muscovita. Estas micas são denominadas informalmente de mica verde e a análise de microsonda em uma amostra revelou tratar-se de uma muscovita rica em ferro ($\text{FeO} = 6,5\%$ - ver Tabela 5.1).

TABELA 5.1 Análise de microsonda de mica esverdeada. Amostra da unidade A, ponto P2-9.

	Análise Química					Fórmula Mineral para 22 oxigênios			
	Grãos Analisados					Grãos Analisados			
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO2	48.8	48.2	49.0	49.2	Si	6.6	6.5	6.6	6.6
TiO2	0.6	0.6	0.8	0.8	Ti	0.0	0.0	0.0	0.0
Al2O3	27.9	27.8	28.0	28.0	Al	4.4	4.4	4.4	4.4
Cr2O3	0.0	0.0	0.0	0.0	Cr	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	1.7	1.8	1.9	1.8	Mg	0.3	0.3	0.3	0.3
CaO	0.0	0.0	0.0		Ca	0.0	0.0	0.0	
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	Mn	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	6.4	7.0	6.5	6.3	Fe	0.7	0.8	0.7	0.7
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	Ni	0.0	0.0	0.0	0.0
BaO	0.3	0.0	0.1	0.2	Ba	0.0	0.0	0.0	0.0
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.1	Na	0.0	0.0	0.0	0.0
K2O	8.2	8.3	7.6	8.1	K	1.4	1.4	1.3	1.3
H2O	4.2	4.2	4.3	4.2	F	0.1	0.0	0.0	0.1
F	0.3	0.1	0.1	0.3	Cl	0.0	0.0	0.0	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	TOTAL	13.9	13.9	13.7	13.8
Total	99.0	98.8	98.9	99.5	O-2	22.0	22.0	22.0	22.0

Dentro da unidade A encontram-se corpos lenticulares de mármore com dimensões decamétricas, os quais só foram reconhecidos entre Itaú de Minas e Alpinópolis. Tais corpos não ocorrem na região de Peixoto, tampouco foram identificados no segmento da nappe a norte de Delfinópolis. Isto indica que as rochas carbonáticas ocorrem no segmento da nappe em que o Grupo Canastra é praticamente inexistente, ou seja, a nappe está em contato direto com as rochas do Grupo Bambuí. Embora possa ser apenas uma coincidência, é possível que estes mármore representem lascas de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, tectonicamente embutidas na porção basal da nappe, uma vez

que abaixo da superfície de cavalgamento, neste local, são abundantes rochas carbonáticas no Grupo Bambuí.

Ainda dentro da unidade A são encontradas camadas métricas de um biotita xisto feldspático, cujos cristais de plagioclásio apresentam-se idiomórficos, freqüentemente com geminações complexas, os quais sugerem uma possível origem vulcânica, conforme interpretado por TEIXEIRA & DANNI (1978) e HEILBRON *et al.* (1987). A passagem da unidade A para a unidade B é caracterizada pelo aumento da freqüência das intercalações de quartzito, definindo assim uma passagem transicional de uma unidade para outra.

A unidade B corresponde a um pacote de quartzitos com espessura em torno de 70 metros, que geralmente formam serras que destacam-se bem na topografia e por isso é um excelente guia para cartografia geológica. É composta por alternância de camadas métricas quartzitos puros e micáceos, com intercalações métricas ocasionais de muscovita xisto. Os contatos entre estas diferentes litologias é ora gradacional, ora brusco. Algumas camadas mostram uma estratificação interna de escala centimétrica a milimétrica marcada pela variação da proporção de seus constituintes minerais, geralmente muscovita e quartzo. Alguns quartzitos mostram um acamamento centimétrico marcado pela maior ou menor concentração de minerais pesados tais como magnetita, turmalina, ilmenita e zircão, formando bandas negras e cinzas em quartzitos com pouca ou nenhuma mica. Dentre as intercalações micáceas é comum a presença de camadas de 2 a 3 metros de espessura que apresentam mica verde, semelhante a encontrada na unidade A (muscovita rica em ferro). No topo desta unidade encontra-se um pacote, de 5 a 10 metros de espessura, constituído por quartzitos micáceos com intercalações decimétricas a métricas de muscovita xisto. Este pacote, que também é caracterizado por muscovitas verdes, marca a transição para a unidade superior (C).

A unidade C é caracterizada por muscovita xisto, clorita-muscovita xisto e biotita-clorita-muscovita xisto, que ocorrem como alternâncias de escala métrica, havendo entretanto uma predominância dos xistos com biotita para o topo da unidade. Em geral estes xistos apresentam uma granulação relativamente fina, mostrando por vezes um aspecto de filito. Estas rochas geralmente são encontradas alteradas pelo intemperismo, o qual promove uma decomposição preferencial da biotita e da clorita, em relação a muscovita, o

que torna difícil a avaliação da proporção dos três tipos litológicos dentro da unidade. Nos termos com biotita e clorita é comum a presença de feldspato, geralmente plagioclásio. O quartzo é sempre presente e podendo ocorrer ainda pistacita e mais raramente carbonato. Como acessórios são encontrados opacos, titanita e zircão. É comum a presença de camadas decimétricas a métricas de quartzitos puro a micáceo, intercaladas nos xistos. Ocasionalmente são encontradas intercalações métricas de clorita-actinolita xisto, e hornblenda xisto, as quais representam manifestações vulcânicas e/ou subvulcânicas esporádicas ocorridas ao longo da sedimentação deste pacote. Alguns dos biotita xistos feldspáticos apresentam por vezes um aspecto bandado tornando-se fortemente semelhantes aos gnaisses que constituem a unidade sobreposta.

A primeira ocorrência expressiva de gnaisses define o início da unidade D, a qual é constituída essencialmente por biotita-muscovita gnaisses bandados, com intercalações ocasionais de muscovita xisto, quartzito feldspático, quartzito e mais raramente anfibolito. Os gnaisses apresentam um bandamento centimétrico a métrico caracterizado pela variação na proporção de micas e quartzo + feldspato, sendo freqüentes camadas centimétricas a decimétricas muito ricas em biotita, originando um tipo de biotita xisto feldspático. A granulação é média a grossa, e geralmente exibem uma foliação milonítica. Em alguns dos perfis realizados nesta unidade o bandamento da litologia pareceu ser mais intenso, ou seja, com maior freqüência de camadas micáceas em direção ao topo. Entretanto a ausência de perfis com afloramento contínuo dificulta a comprovação deste tipo de variação. Os gnaisses são constituídos por biotita, muscovita, plagioclásio, pistacita, quartzo e feldspato potássico que por vezes ocorre, geralmente subordinado ao plagioclásio. As outras litologias ocorrem nesta unidade como intercalações pouco freqüentes. Os xistos normalmente são ricos em muscovita, apresentando mais raramente a biotita associada. Os quartzitos são levemente micáceos e ocasionalmente são feldspáticos. As rochas anfibolíticas intercaladas dentro desta unidade parecem ser relativamente raras, e dentre as poucas encontradas, reconheceu-se uma composição mineralógica marcada por hornblenda e plagioclásio (oligoclásio), rutilo, titanita e ilmenita, por vezes acompanhados de epidoto e biotita de origem retrometamórfica. Os anfibolitos observados nesta unidade apresentam normalmente uma foliação milonítica.

Esta unidade gnáissica é interpretada como um pacote de metassedimentos psamíticos imaturos, marcando uma mudança forte nas

condições de sedimentação, as quais eram caracterizadas por sedimentação de clásticos maduros. Um argumento a favor desta interpretação é o fato de que os quartzitos que ocorrem intercalados nesta unidade em geral são feldspáticos ao passo que os que ocorrem associados aos xistos (unidades E, G e I) geralmente não são feldspáticos. Exatamente desta unidade para o topo torna-se comum a recorrência de sedimentação de psamitos imaturos (feldspáticos) ao longo da coluna estratigráfica do Grupo Araxá, por isso ela é interpretada como o início de um novo ciclo deposicional, aqui denominado de ciclo deposicional superior.

Sobrepondo-se aos gnaisses ocorre um pacote de xistos que definem a unidade E. Constituem esta unidade muscovita xistos e biotita-muscovita xistos, os quais apresentam camadas com granada, cianita e ocasionalmente estauroлита. Normalmente exibem intercalações decimétricas a métricas de quartzito, quartzo xisto (com ou sem granada), anfibolitos, granada anfibolitos, gondito e biotita gnaisses, sendo estas duas últimas litologias menos freqüentes. Também foram identificadas algumas raras ocorrências de magnetita quartzito, grunerita quartzito e rochas calcissilicáticas. Estas litologias, bem como os gonditos, normalmente estão associadas a anfibolitos, sendo por isso interpretadas como produtos vulcano-exalativos do magmatismo básico que deu origem aos anfibolitos. O tamanho dos grãos de granada nos xistos varia de camada para camada, podendo ser desde milimétrico até 3 centímetros de diâmetro, refletindo as variações composicionais do sedimento original.

A unidade F é representada por um pacote pouco espesso de gnaisses, constituídos por biotita, muscovita, plagioclásio e, menos freqüentemente, microclínio. Geralmente apresenta uma textura porfiroblástica e/ou porfiroclástica, marcada por cristais de feldspato de 3 a 20 mm de comprimento. A cartografia desta unidade por vezes tornou-se difícil devido à sua pequena espessura e por causa da ocorrência de gnaisses, litologicamente idênticos, intercalados nos xistos das unidades E e G. É possível que a unidade F não apresente continuidade lateral igual as demais. Esta unidade de gnaisses está bem caracterizada a NW da cidade de Cássia, e na área a norte de Itaú de Minas o seu traçado é impreciso a duvidoso. No restante da área não foi reconhecida.

A unidade G corresponde a recorrência da associação litológica que constitui a unidade E. As litologias das duas unidades são idênticas, entretanto, considerando-se as limitações das condições de afloramento e o grau de detalhe dos trabalhos de campo realizados até o momento, é possível que trabalhos futuros venham a identificar aspectos que permitam uma distinção entre estas duas unidades. A descrição desta unidade é idêntica à da unidade E, tornando-se desnecessária a sua repetição aqui.

A unidade H é caracterizada por gnaisses com intercalações locais de biotita-muscovita xisto, quartzito, e, anfibolito. Os gnaisses representam aproximadamente 70% a 85% da unidade. As intercalações ocorrem em camadas de espessuras decimétricas a métricas, formando por vezes domínios de espessuras decamétricas constituídos essencialmente por associação de xisto e quartzito, com anfibolito subordinado. Os gnaisses desta unidade apresentam uma grande variedade de tipos litológicos marcada por diferenças texturais e mineralógicas. São encontrados gnaisses equigranulares a porfiroblásticos, e composicionalmente variam de biotita gnaisse, quartzo-biotita gnaisse, granada gnaisse, cianita-granada gnaisse e mais raramente hornblenda gnaisse. Estes diferentes tipos alternam-se em camadas de espessuras decimétricas a métricas, podendo predominar um ou outro, de afloramento para afloramento. A foliação principal é uma xistosidade (gnaissosidade) que em algumas zonas exibe caráter milonítico.

A unidade I é constituída por biotita-muscovita xistos, por vezes feldspáticos, com intercalações decimétricas a métricas de quartzito, quartzo xisto, e menos freqüentemente de biotita gnaisse e anfibolito. O conjunto como um todo assemelha-se às unidades E e G, entretanto a ocorrência freqüente de quartzitos de granulação exageradamente grossa e de cianita-quartzo xisto feldspático (semelhante a um gnaisse, porém muito quartzoso), constitui uma feição característica desta unidade. É possível que outras diferenças existam entre esta unidade e as unidades E e G, e que devido à escassez de afloramentos frescos e ao nível de detalhe dos trabalhos de campo realizados nesta unidade tais diferenças não tenham sido reconhecidas.

Uma feição marcante observada na Nappe de Passos é o aumento granulométrico progressivo desde a base (unidade A) até o topo (unidade I). Tal feição, ilustrada na foto 5.3, pode ser bem caracterizada nas rochas metabásicas e nos quartzitos, que são litologias encontradas praticamente em

todas as unidades da Nappe de Passos. É interessante notar que o padrão de variação textural exibido pelas metabásicas evidencia mais ter sido alcançado um tamanho de grão, referente ao auge metamórfico, progressivamente maior para o topo da seqüência, do que ter ocorrido uma cominuição do tamanho dos grãos, por efeito de deformação e retrometamorfismo a partir de rochas de granulação grossa (representadas pelas litologias do topo), com intensidade crescente em direção à base. Neste último caso seria esperada a presença de relíctos de minerais de maior granulação, nas litologias mais finas. Já para os quartzitos, torna-se mais difícil chegar a tal conclusão, pelo fato do quartzo ter a propriedade de recrystalizar-se em temperaturas relativamente baixas (300 °C), impossibilitando uma interpretação segura com relação à origem da textura ser por cominuição milonítica retrometamórfica ou ser referente ao auge do metamorfismo.

Deve-se destacar que o padrão granulométrico apresentado na Foto 5.3, refere-se às amostras que não apresentam, ou são escassos, os efeitos retrometamórficos e/ou miloníticos que afetam todas unidades da nappe, conforme descritos adiante na seção 5.3.2.

A subdivisão do Grupo Araxá, aqui apresentada é semelhante àquela elaborada por ZANARDO, 1992, apesar das diferentes denominações utilizadas. Além das definições dos contatos e continuidade lateral das unidades, em parte devidas às distintas escalas de trabalho, as principais diferenças existentes entre as duas propostas são:

- 1) os filitos muscovíticos associados aos mármore, mapeados no presente trabalho como pertencentes ao Grupo Bambuí, foram interpretados por ZANARDO (1992) como base da Nappe de Passos;
- 2) a unidade do topo (I), definida neste trabalho é aproximadamente equivalente àquela de ZANARDO (1992), contudo, este autor inclui nesta unidade gnaisses mapeados no presente trabalho como pertencentes à unidade H;
- 3) as unidades E e G do presente trabalho correspondem a uma subdivisão da unidade XQA de ZANARDO (1992), enquanto que parte das rochas individualizadas como unidade F foi incluída na unidade Gnq pelo referido autor, a qual corresponde à unidade H do presente trabalho.

UNIDADE (Ponto)

a)

I (167)

H (C5-16)

G (204)

E (287)

D (460)

C (I-59)

C (P-134)

800 μ

FOTO 5.3 Variação da granulação das rochas da Nappe de Passos desde a base até o topo. Nicóis cruzados e escala idêntica para todas as fotos. Os números entre parênteses ao lado do nome da unidade correspondem ao ponto da amostra fotografada. a) Rochas metabásicas das unidades estratigráficas C, D, E, G, H e I. b) Quartzitos das unidades A, B, C, D, E, G e H.

UNIDADE (Ponto)

b)

H (542)

G (C5-76)

E (272)

D (453)

C (105)

B (D1-44)

A (P1-4)

800 μ

FOTO 5.3 (continuação).

Com relação à evolução sedimentar, a unidade D define um marco importante no processo de sedimentação, pois corresponde ao primeiro aporte expressivo de sedimentos imaturos na bacia. A partir desta unidade torna-se comum a ocorrência de metassedimentos imaturos. Em virtude deste marco na história de sedimentação, SIMÕES & VALERIANO (1990) propuseram a divisão das rochas da nappe em dois ciclos deposicionais. No presente trabalho, estes ciclos são referidos como Ciclo Depositional Inferior (abrangendo as unidades A, B e C) e Ciclo Depositional Superior (Unidades D a I).

Estudos litoquímicos de gnaisses do Grupo Araxá apresentados por ZANARDO (1992) e OLIVEIRA *et al.* (1992), não permitem definir se estes gnaisses são ortoderivados ou paraderivados. Por outro lado, a freqüente associação destes gnaisses com metassedimentos típicos, como xistos aluminosos e quartzitos puros e/ou feldspáticos, muitas vezes com contatos gradacionais, apontam para uma origem sedimentar.

Já os estudos litoquímicos das rochas metabásicas da Nappe de Passos demonstram que tratam-se de rochas ortoderivadas, as quais dividem-se em dois grupos: alto Ti (TiO_2 médio ~2,7%) e baixo titânio (TiO_2 médio ~1,1%), os quais ocorrem ao longo de toda a coluna estratigráfica da nappe (CORREIA & GIRARDI, 1989; VALERIANO, 1992). Tanto o trabalho de CORREIA & GIRARDI (1989), baseado em elementos maiores e em elementos traços, quanto o de VALERIANO (1992), baseado em análises mais completas, incluindo elementos terras raras, concluíram que estas rochas metabásicas representam um magmatismo toleítico, quimicamente semelhantes aos basaltos de platôs continentais.

Os dados apresentados acima sugerem que as litofácies encontradas no ciclo deposicional inferior representam uma sedimentação plataformar, enquanto o ciclo deposicional superior corresponde a uma sedimentação mais profunda, relacionada a uma subsidência rápida, provavelmente de origem tectônica, representando sedimentos distais de plataforma ou na borda de um possível talude.

5.3.2 - Estruturas

Os estudos das estruturas macro, meso e microscópicas das rochas da nappe de Passos permitem caracterizar que quatro fases de deformação afetaram as rochas desta nappe. O padrão estrutural descrito abaixo é observado em todos os níveis estratigráficos, o que indica que todas as unidades sofreram uma história tectônica idêntica. Os critérios utilizados para identificação destas fases são explicados resumidamente a seguir e estão ilustrados esquematicamente na figura 5.3.

A feição estrutural mais marcante presente nas rochas da nappe de Passos é a xistosidade principal (S_2), a qual está presente em praticamente todos os afloramentos desta unidade. Esta foliação é plano axial de dobras apertadas a isoclinais que ocorrem com frequência na área (dobras D_2). O exame da superfície que foi dobrada mostra tratar-se de um bandamento composicional paralelo a uma foliação metamórfica (S_1). Sobre a xistosidade principal (S_2) são encontrados dois conjuntos de dobras que apresentam estilos idênticos, porém com orientações axiais aproximadamente perpendiculares entre si, sendo uma na direção WNW a NW e outra N a NNE. HEILBRON *et al.* (1987), identificaram relações de sobreposição destes dois conjuntos de dobras, denominando-as de D_3 e D_4 , respectivamente. Entretanto tais relações são escassas e na área estudada no presente trabalho não foi encontrado nenhum afloramento que permitisse definir a relação temporal destas duas fases. Apesar deste problema, será acatada aqui a relação temporal definida por aqueles autores.

5.3.2.1 - Fases de Deformação

A FASE D_1 .

A fase D_1 é caracterizada essencialmente pela foliação S_1 que é encontrada paralela ao bandamento composicional. Seu reconhecimento torna-se seguro nas charneiras de dobras D_2 , onde S_1 faz alto ângulo com a foliação principal (S_2).

FIGURA 5.3 Ilustração esquemática do padrão estrutural que, em geral, se observa nas rochas da Nappe de Passos. A estratificação primária (S_0) normalmente é paralela ou subparalela à foliação principal (S_2), de baixo ângulo de mergulho. Sobre esta foliação principal ocorre uma lineação mineral (L_m) e/ou de estiramento (L_e) com orientação WNW. Indicadores cinemáticos (representados no corte paralelo à lineação mineral) evidenciam que o transporte da nappe se deu de WNW para ESE. São comuns dobras apertadas a isoclinais, afetando a estratificação primária (S_0), com eixos em geral paralelos à lineação mineral, e com a foliação S_2 no plano axial. Examinando-se as charneiras destas dobras constata-se que paralela à S_0 existe uma outra foliação que também está sendo dobrada, a qual é denominada de S_1 . Dois conjuntos de dobras abertas a suaves, com planos axiais íngremes afetam a foliação principal. Possuem caráter dúctil/rúptil e apresentam eixos de caimentos suaves, e com direções $E_3 = W$ a NNW e $E_4 = NNW$ a NNE.

A foliação S_1 é uma xistosidade marcada pela orientação preferencial de minerais placóides (micas, feldspatos e anfibólio) e pela forma alongada dos grãos de quartzo recristalizado. Em alguns afloramentos, onde a foliação S_1 encontra-se dobrada pela fase D_2 , pode-se identificar uma lineação mineral a qual também está dobrada e por isso é identificada como L_1 . Nos afloramentos em que foi possível observar a mineralogia, L_1 é definida por muscovita e turmalina (em muscovita quartzito). Em alguns locais foi possível identificar que o quartzo também define esta lineação, entretanto a recristalização deste mineral durante D_2 , geralmente impossibilita o reconhecimento seguro de L_1 .

marcada por quartzo. Nestes locais, esta lineação apresenta uma orientação que varia de WNW a NW, a qual é idêntica à da lineação da fase D₂.

Localmente foram identificadas dobras apertadas a isoclinais dobradas pela fase D₂, é possível que tais dobras estejam relacionadas com a fase D₁. Entretanto em nenhuma destas dobras foi possível caracterizar se S₁ era a foliação plano axial, o que não permite assegurar com certeza que estas dobras são D₁, podendo tratar-se de dobras cedo-D₂. Dobras deste tipo também foram reconhecidas na Nappe de Passos por HEILBRON *et al.* (1987), TROUW *et al.* (1984) e VALERIANO (1993), os quais interpretaram como estruturas D₁.

A foliação S₁, da mesma forma que a estratificação reliquiar (S₀), em geral encontra-se paralela ou subparalela a S₂, o que indica que S₂ foi gerada já em baixo ângulo com S₁ (e S₀) ou, então, S₁ e S₀ foram totalmente transpostas para S₂. Nas charneiras de dobras D₂, que são freqüentes na área, a foliação S₁ apresenta-se paralela a S₀, indicando, por extrapolação, que pode-se considerar que S₁, em geral, é paralela a S₀ ao longo da Nappe de Passos.

Na foto 5.4 estão ilustradas zonas de charneiras de várias dobras D₂, onde pode-se observar que o bandamento composicional S₀ paralelo a S₁, cortado por S₂, a qual ocupa posição plano axial. É interessante notar que S₁ é definida por minerais metamórficos bem desenvolvidos, o que reforça a idéia de que S₁ é de origem tectônica e não uma anisotropia de origem sedimentar.

A FASE D₂

A fase D₂ é responsável pela foliação principal da área, consistindo assim em um importante evento deformacional na evolução estrutural da nappe de Passos. Esta foliação manifesta-se em alguns afloramentos como uma xistosidade e em outros pode-se reconhecer que é uma foliação do tipo clivagem de crenulação, onde a superfície crenulada é a foliação S₁ paralela a S₀ (Foto 5.4). Em muitos dos afloramentos em que S₂ é mesoscopicamente identificada como uma xistosidade, quando examinada ao microscópio mostra-se tratar de uma clivagem de crenulação apertada. É observada ao longo de toda a área estudada e em praticamente todos os afloramentos, apresentando em geral baixo ângulo de mergulho (Fig. 5.4).

FOTO 5.4 Fotomicrografias de charneiras de dobras D2, em várias litologias de diferentes unidades estratigráficas: granada muscovita xisto (a, b) da unidade H, biotita muscovita gnaiss (c, d) da unidade D, anfibolito (e) da unidade C, biotita-muscovita xisto feldspático das unidades E (f) e C (g) e muscovita xisto da unidade C (h). Nas oito fotografias é mostrada a relação entre S2 (na posição horizontal) e S1/S0 (dobrada). Nicois cruzados para todas. Pontos 541, 539, C6-44, 104, I59, C5-32, D2-99, P4-43, de (a) a (g), respectivamente.

FIGURA 5.4 Estereogramas referentes aos elementos estruturais da fase D2, para toda a área mapeada. a) Pólos da foliação principal (S2), cuja dispersão define uma guirlanda (linha tracejada) a partir da qual pode-se determinar o eixo (E3) referente a fase D3. b) Eixos de dobras D2 (E2), mostrando uma dispersão ao longo do plano da foliação principal, cujo pólo é indicado por S2. c) Lineação mineral referente à fase D2. Projeção equiárea, hemisfério inferior.

As dobras relacionadas com a fase D₂, que ocorrem com frequência ao longo de toda a área, Apresentam a foliação S₂ em posição plano axial e são apertadas a isoclinais, com charneiras predominantemente redondas e espessada em relação aos flancos. Manifestam-se como dobras intrafoliares, em geral nas escalas mesoscópicas e microscópicas e, mais localmente, na escala macroscópica. Os maiores comprimentos de onda identificados são da ordem de 10 km. Estas dobras possuem orientação axial predominantemente na direção WNW a NW, com caimentos suaves para NW e para SE, geralmente exibindo assimetria em Z olhando-se para NW (Fig. 5.4). Ocasionalmente são encontradas dobras D₂ com outras orientações axiais, chegando a ser em alguns casos, perpendicular à orientação preferencial NW. Dobras em bainha foram identificadas e invariavelmente apresentam o eixo X da bainha na direção WNW-NW, e a foliação S₂ paralela ao plano XY da bainha, indicando que estas dobras são estruturas da fase D₂.

Uma das localidades mais interessantes de ocorrência destas dobras está situada a NW da cidade de Delfinópolis, onde SIMÕES (1991; 1992) descreveu a ocorrência de inúmeras dobras em bainha, e caracterizou a existência de dobras em bainha de escala macroscópica. Nesta localidade as linhas de charneira das dobras mesoscópicas D₂ apresentam uma grande variação definindo uma guirlanda que coincide com o plano S₂. As dobras em bainha, embora não muito frequentes, foram reconhecidas ao longo de toda a nappe, principalmente em quartzitos, quartzo xistos e algumas em gnaisses (Foto 5.5).

FOTO 5.5 Dobras em bainha, moldadas pela superfície S₁/S₀, vistas em seção aproximadamente perpendicular ao eixo X da bainha, o qual é paralelo à lineação mineral (WNW). A foliação S₂ é penetrativa e ocupa a posição plano axial. Quartzitos da unidade C, Ponto 436.

A foliação S_2 apresenta um caráter milonítico, o qual, embora esteja presente em todas as unidades estratigráficas, é mais freqüente na porção inferior da nappe. A feição milonítica associada a S_2 é interpretada como uma continuidade do desenvolvimento desta foliação, durante o transporte da nappe até o seu posicionamento final (FOTO 5.6). Os processos de deformação, recrystalização e crescimento dos grãos, em geral atuaram concomitantemente. Entretanto, como durante esta fase a temperatura das rochas da Nappe de Passos diminuía à medida em que progrediam em direção às porções superiores da crosta, nos estágios finais desta deformação o processo de crescimento dos grãos passou a ser superado pelos processos de deformação e recrystalização, favorecendo ao aparecimento das feições miloníticas.

Outra estrutura D_2 freqüentemente observada na área é uma lineação mineral, presente em todas as unidades estratigráficas e em todos os tipos litológicos. Esta lineação é marcada pela orientação preferencial de minerais inequidimensionais, como por exemplo muscovita, biotita, cianita e turmalina em quartzitos, biotita, muscovita e feldspato em filitos e gnaisses, anfibólio nos anfibolitos (Foto 5.7). Além destes minerais, também o quartzo define esta lineação, pois mostra forma alongada, assumindo, por vezes, aspecto de verdadeiros *ribbons*. Os *ribbons* observados, segundo a nomenclatura de BOULLIER & BOUCHEZ (1978), são predominantemente policristalinos, incluindo os tipos: grãos deformados de tamanhos variados; mosaicos inequidimensionais; camadas de grãos retangulares; e grandes grãos de forma irregular. Estes dois últimos tipos foram observados apenas nos níveis superiores da nappe.

A lineação mineral apresenta uma orientação que varia de E-W a N30W, com caimentos suaves, ora para NW, ora para SE, sendo que a atitude preferencial encontrada para a área estudada é 7/N51W (Fig. 5.4c). Quando plotada em mapa pode-se notar que a orientação preferencial da lineação mineral exibe pequenas variações, de local para local, sendo ora próxima de E-W e ora próxima de NW (ver mapa de lineações, anexo 2). Comportamento idêntico foi descrito por VALERIANO (1992), para a porção oriental da nappe. Estas variações são em parte devidas à influência das deformações tardias, como por exemplo na porção sudoeste da área estudada, em que próximo à Falha de Cássia (que é uma estrutura D_3) a lineação mineral (D_2) tende a se paralelizar com a direção da falha (aproximadamente N30W). Uma outra causa para tal variação é a combinação das componentes de cisalhamento tangencial e

transcorrente (discutidas adiante, na seção 5.3.2.2), onde uma maior intensidade da componente tangencial conduz a uma orientação E-W, enquanto uma maior intensidade da componente transcorrente favorece à orientação NW.

FOTO 5.6 Padrão textural da foliação principal (S2), em escala microscópica, observado nas rochas da Nappe de Passos. A foliação principal pode apresentar um caráter milonítico evidente (fotos da coluna esquerda) ou não (fotos da coluna direita), estes dois aspectos estão presentes ao longo de toda a nappe, embora a feição milonítica seja mais freqüente próximo à base. a) e b) Anfibolitos da unidade D, amostras 460b e 460c. c) Anfibolito da unidade D, amostra 460b. d) anfibolito da unidade G, amostra 388. e) e f) quartzitos da unidade B, amostras coletadas próximo à barragem da represa de Furnas (fora da área) e no ponto 444, respectivamente. g) Muscovita-quartzo xisto da unidade E (amostra D1-89j). h) Muscovita xisto da unidade B, amostra D1-21. i) Biotita-muscovita ganaisse da unidade H, ponto C5-86. j) biotita gnaissse da unidade H, ponto C5-8. Nicóis cruzados.

Foto 5.6 (continuação).

Tal lineação mineral é interpretada como indicadora da direção de transporte da nappe uma vez que reflete claramente a direção de estiramento das rochas durante o desenvolvimento da foliação S_2 . A presença de dobras em bainha com seus eixos X paralelos à esta lineação constitui uma forte evidência de que o transporte tectônico se deu nesta direção. A análise das estruturas relacionadas a esta lineação revelam a presença constante de indicadores cinemáticos cuja assimetria indica, sistematicamente, um sentido de transporte do topo para ESE (anexo 2). Os indicadores cinemáticos mais freqüentemente encontrados são:

- a) porfiroclastos tipo sigma - encontrado principalmente nos feldspatos em gnaisses (Foto 5.8a e b);
- b) *mica fish* - normalmente observado em filitos, xistos e quartzitos micáceos (Foto 5.8c e d);

FOTO 5.7 Fotomicrografias mostrando dois cortes de uma mesma amostra, perpendiculares à foliação principal (S2), sendo um paralelo (coluna da esquerda) e outro perpendicular (coluna da direita) à lineação mineral. Os pares de fotos ilustram que a lineação é definida na escala do grão mineral e trata-se de uma feição presente em praticamente todos os tipos litológicos e em todas as unidades estratigráficas do Grupo Araxá. Nicóis paralelos para (a) e cruzados para as demais. Para as fotos de (a) a (f) a barra de escala vale 400 μ e para (g) 100 μ . Correspondem aos seguintes pontos/litologia/unidade: a) 500/anfibolito/G, b) D1-48/biotita gnaiss/E, c) 44/biotita gnaiss/H, d) 542/muscovita quartzito/H, e) 376/quartzito/E, f) 272/muscovita -quartzito/E, g) D2-99/ muscovita-quartzito /C.

seção paralela à lineação

seção perpendicular à lineação

d)

e)

f)

g)

Escala

FOTO 5.7 (continuação).

- c) grãos oblíquos de quartzo recrystalizado - geralmente observado em quartzitos e, por vezes em gnaisses (Foto 5.8e e f);
- d) foliação *S* e *C* - encontrada em xistos e gnaisses;
- e) bandas de cisalhamento extensional assimétricas - observadas em xistos, gnaisses e anfibolitos (por exemplo, foto 5.6c).

Estes critérios, conforme descritos por SIMPSON & SCHMID (1983) e PASSCHIER & SIMPSON (1986), quando ocorrem em abundância permitem estabelecer o sentido de transporte tectônico durante o evento deformacional ao qual encontram-se relacionados. Têm sido utilizados com sucesso por diversos autores, mostrando tratar-se de uma importante ferramenta para o estudo da cinemática de rochas deformadas.

A fase D_2 gerou dobras de escala macroscópica, algumas das quais puderam ser bem caracterizadas durante o mapeamento geológico. A presença de tais estruturas torna-se mais facilmente identificada nas rochas quartzíticas, as quais apresentam afloramentos menos alterados e mais contínuos do que os demais tipos litológicos. O padrão destas dobras D_2 está ilustrado nas seções geológicas (anexo 3), onde pode-se observar que esta fase gerou dobras apertadas, sub-recumbentes e com assimetria em *Z* (olhando para NW). Nota-se ainda a sobreposição da deformação D_3 , que gerou a estruturação sinformal da nappe, na região de Passos, a qual afeta tanto $S_0//S_1$ quanto S_2 .

A superfície de cavalgamento que separa a nappe de Passos das demais unidades, também está relacionada a fase D_2 . A foliação observada na base da nappe é paralela à foliação dos níveis estratigráficos superiores e ambas apresentam as mesmas características cinemáticas. O limite norte da nappe é dado por uma zona de cisalhamento vertical, dúctil-rúptil, a qual parece corresponder à própria superfície de cavalgamento, aí verticalizada, definindo uma rampa lateral. Entretanto, poderia representar uma falha de rasgamento. Falta, ainda, um maior detalhamento de campo para caracterizar tal estrutura. Junto à esta zona de cisalhamento observa-se um gradiente tectônico, numa faixa de 7 km de largura, marcado pela ocorrência de dobras com planos axiais íngremes, com linhas de charneira WNW, subhorizontais. O gradiente é bem caracterizado pelo aumento na frequência, no apertamento das dobras e no desenvolvimento de foliação plano axial, em direção à zona de cisalhamento. Estas dobras são cortadas nos dois flancos pela foliação S_2 ,

indicando que após sua formação, o cisalhamento tangencial, relacionado ao transporte de nappe, ainda atuava. Estas dobras são interpretadas como geradas devido à influência da zona de cisalhamento, e relacionadas com a evolução progressiva da própria fase D₂.

FOTO 5.8 Exemplos de indicadores cinemáticos freqüentemente encontrados nas rochas da Nappe de Passos, os quais sistematicamente indicam transporte tectônico para ESE. a) e b) Sistemas de porfiroclastos tipo σ de dois grãos distintos de uma mesma amostra de biotita gnaiss da unidade F (ponto C2-2). c) *Mica Fish* em muscovita xisto da unidade E (ponto D1-56). d) *Mica Fish* e porfiroclastos de feldspato assimétricos em biotita gnaiss da unidade D (ponto C6-107). e) e f) Recristalização assimétrica de quartzo em quartzito feldspático da unidade C (ponto 4) e em muscovita quartzito da unidade B (amostra coletada próximo da Represa de Furnas, a E da área estudada), respectivamente. Nicois paralelos em (a) e cruzados nas demais. Todas as seções são paralelas à lineação mineral, e possuem a mesma orientação, indicada no topo da foto.

Sendo a foliação S_2 uma estrutura desenvolvida durante o transporte da nappe, sua formação envolve uma longa história, desde o início do seu deslocamento do local de origem, até o seu posicionamento final. As condições metamórficas na Nappe de Passos indicam claramente que estas rochas foram trazidas de zonas crustais mais profundas (cujas condições de temperatura variam das de fácies xisto verde médio às de anfibolito superior) para um nível crustal mais raso (xisto verde inferior). Desta forma o desenvolvimento de S_2 foi acompanhado por um contínuo decréscimo de temperatura promovendo significativas diferenças entre a foliação cedo- D_2 e a tardi- D_2 .

A FASE D_3

Esta fase gerou dobras abertas a suaves, com planos axiais de direção NW, verticais a subverticais, e eixos de caimentos suaves, em geral para NW, e por vezes para SE (Fig. 5.5). As dobras são aproximadamente isópacas, e ocorrem em várias escalas, desde a microscópica até a macroscópica. O maior comprimento de onda identificado foi de aproximadamente 20 km, com amplitude da ordem de 2 km.

FIGURA 5.5 Estereograma mostrando as orientações dos eixos de dobras pós- D_2 . As medidas são referentes a toda a área estudada. Devido à maior frequência das dobras D_3 , o máximo definido corresponde à orientação preferencial do eixo E_3 (compare com a orientação do eixo determinado na figura 5.4a), entretanto a dispersão das curvas de mais baixa frequência em torno do norte e do sul, refletem a orientação preferencial dos eixos da fase D_4 . Rede equiárea, hemisfério inferior.

Apesar de apresentar uma ampla distribuição na área trabalhada, em alguns locais é praticamente inexistente, ou seja, a deformação D₃ apresenta um caráter heterogêneo exibindo uma grande variação de frequência das suas estruturas de local para local.

A estrutura da sinformal de Passos encontra-se relacionada com esta fase (seções geológicas, anexo 3), bem como a zona de falha de Cássia que ocorre no limite sul da área mapeada. Estas estruturas afetam claramente a foliação S₂, sendo evidente a maior frequência de dobras mesoscópicas D₃ nas proximidades das grandes estruturas.

Em alguns afloramentos ocorrem pequenas falhas, com rejeitos milimétricos a decimétricos, paralelas ao plano axial das dobras D₃, que, somando-se com a existência da falha de Cássia, indicam um caráter dúctil-rúptil para esta fase de deformação.

Junto à falha de Cássia, onde a deformação D₃ manifesta-se com maior intensidade, encontra-se uma faixa de aproximadamente 500 a 1000 metros de largura em que as rochas tornam-se miloníticas. Nos quartzitos da Serra de Itambé (NW da cidade de Cássia) que são truncados pela falha, identifica-se sobre a foliação milonítica uma lineação de estiramento com atitude 30/N60W a qual indica que a falha apresenta um caráter oblíquo com uma componente horizontal importante. O padrão de recristalização do quartzo (grãos assimétricos) neste milonito evidencia que esta componente horizontal apresenta caráter levógiro (Fig. 5.6).

O estereograma da foliação S₂ (Fig. 5.4) representativa para toda a área mostra uma dispersão dos pólos desta foliação, a qual define uma guirlanda, a partir da qual obtém-se a orientação axial das dobras D₃ (295/10). Esta orientação axial de D₃ é coincidente com a direção dos eixos de dobras D₂. Por isso observa-se o padrão de interferência em laço, em afloramentos onde dobras destas duas fases ocorrem juntas.

A FASE D₄

A fase D₄ é caracterizada por dobras abertas a suaves, de plano axial vertical a subvertical, e linhas de charneira de direção entre N e NNE, com caimentos suaves para SSW ou NNE (Fig. 5.5). As dobras são geralmente

isópacas, com charneiras arredondadas. Algumas das dobras apresentam-se como *kink bands*, e por vezes conjugados. É comum a ocorrência de falhas de pequeno rejeito, paralelas aos planos axiais das dobras. Foram identificadas dobras desde a escala microscópica até a escala macroscópica, sendo o maior comprimento de onda verificado da ordem de 15 km, com amplitude de 700 m. Entretanto, estas dobras maiores são de ocorrência localizada, em geral na forma de pares sinformal-antiformal.

FIGURA 5.6 Bloco diagrama ilustrando a configuração da Falha de Cássia, que corta a Nappe de Passos e coloca em contato os quartzitos da unidade C (bloco SW) com os granada-muscovita xisto da unidade E (bloco NE). Os quartzitos estão recobertos por arenitos da Bacia do Paraná (legenda de traços finos horizontais). Os detalhes desenhados mostram que em afloramentos próximos a falha (ponto C4-33) os quartzitos apresentam dobras (D3) e são localmente cortados por estreitas faixas miloníticas, paralelas ao plano da falha. Nestes milonitos pode-se observar sobre a foliação milonítica (S_m) uma lineação de estiramento ($L_m = 20/N60W$), a qual é interpretada como a direção de movimento da falha. Em seção delgada deste milonito, paralela a lineação L_m , o padrão oblíquo de recristalização do quartzo indica uma componente direcional sinistral.

Estruturas D₄ foram observadas ao longo de toda a área, entretanto em certos locais tornam-se pouco expressivas a ausentes, evidenciando o caráter heterogêneo desta deformação.

Estruturas maiores relacionadas a esta fase correspondem a grandes dobras suaves que afetam a foliação principal S₂ e S₀//S₁, as quais localmente encontram-se falhadas ao longo da direção plano axial. Duas destas estruturas maiores ocorrem na área estudada (anexo 1), uma a SW da cidade de Delfinópolis, e outra a N da cidade de Passos. Cada uma delas é representada por um par sinformal/antiformal os quais apresentam pequena continuidade ao longo do plano axial, não sendo, por isso, apresentadas no mapa geológico. A estrutura a norte de Passos, na sua continuidade para fora da área representada no mapa geológico (anexo 1), encontra-se falhada ao longo do plano axial, sendo esta falha responsável pela expressão geomorfológica da Serra de Santa Maria, que apresenta direção N-S, contrastando fortemente com a orientação NW da estrutura regional.

As dobras D₄ quando encontradas em um mesmo afloramento com dobras D₂, dão origem, por vezes, ao padrão de interferência tipo cogumelo (RAMSAY, 1967). Já com as dobras D₃ gera o padrão de domos e bacias.

O fato das dobra D₄ deformarem a foliação S₂ evidencia claramente a ordem cronológica destes dois eventos deformacionais. Entretanto, entre as estruturas D₃ e D₄, devido às suas geometrias é difícil de se estabelecer a relação temporal correta entre estes dois eventos. Conforme já mencionado anteriormente, a denominação de D₃ e D₄ que possui conotação temporal encontra-se baseada em algumas poucas evidências apresentadas por HEILBRON *et al.* (1987) que indicam que as estruturas de orientação axial NNE, sobrepõem-se às de orientação NW. Contudo devido à pequena frequência destas evidências deve-se considerar tal relação cronológica, ainda como uma proposta de trabalho e não como uma situação seguramente estabelecida.

5.3.2.2 - Interpretação Cinemática das Estruturas

O quadro estrutural apresentado acima identifica claramente grupos de estruturas que mostram características próprias e uma sucessão temporal definida, e por isso foram separados em fases de deformação. No presente trabalho entende-se por fase de deformação, um evento de deformação que gerou um conjunto de estruturas cinematicamente afins, numa área restrita. Este conjunto mostra uma relação de superposição bem definida com outros conjuntos de estruturas (de estilos semelhantes ou diferentes), atribuídos a outras fases, que por sua vez podem ser cinematicamente semelhantes ou não. Desta forma o termo fase de deformação não leva em consideração nem o tempo necessário para se gerar as estruturas de uma dada fase e nem tampouco o tempo que separa uma fase da outra. Ou seja, os critérios citados acima para se caracterizar uma fase de deformação, indicam apenas uma cronologia relativa, e por isso, não permitem definir o tempo de duração de um evento deformacional, o qual pode variar de muito curto a muito longo. E, igualmente, não permite a determinação do intervalo de tempo entre duas fases, o qual também pode variar de curto a longo.

A fase D_2 gerou como estruturas principais uma foliação (S_2) de baixo ângulo de mergulho e uma lineação mineral com caimento suave para WNW. O padrão regional da foliação S_2 na área de ocorrência da Nappe de Passos (Fig. 5.7) indica que a superfície envoltória desta foliação mergulha aproximadamente entre os rumos WNW e WSW. O plano da foliação pode ser considerado como o plano XY do elipsóide de deformação D_2 , e a lineação mineral (paralela ao estiramento) como indicadora da direção X. Levando-se em conta, ainda, que o transporte ao longo de S_2 ocorreu de WNW para ESE, conclui-se que a fase D_2 foi gerada por esforços tangenciais compressivos de direção aproximada WNW. No entanto, é possível que a presença da componente de cisalhamento transcorrente, de caráter sinistral, relacionada com a rampa lateral vertical que limita a porção norte da nappe, tenha ocasionado uma direção de estiramento finito orientada mais para NW do que o esperado para a componente de cisalhamento tangencial, conforme tem sido mostrado em trabalhos que abordam o strain em estruturas do tipo nappe. Isto implica na possibilidade de que a direção de compressão máxima (σ_1) tivesse orientação mais próxima de E-W e não WNW-ESE.

FIGURA 5.7 Mapa da Nappe de Passos mostrando a atitude da superfície de cavalgamento, a qual em geral é paralela à foliação principal S_2 . A orientação apresentada, indica que a envoltória da superfície de cavalgamento deve possuir um mergulho suave aproximadamente para W. O contorno da nappe foi extraído da Fig. 2.1.

O efeito da combinação de componentes de cisalhamento dúctil transcorrente e tangencial foi abordado por RIDLEY (1986). De acordo com os fundamentos apresentados por este autor, para a situação geológica da Nappe de Passos o efeito esperado é aquele ilustrado esquematicamente na figura 5.8, onde observa-se que a atuação de um cisalhamento dúctil transcorrente e um cisalhamento dúctil tangencial direcionado para E ($\sigma_1 = E-W$), produz uma lineação de estiramento WNW, oblíqua à orientação E-W, que seria esperada para a atuação exclusiva da componente tangencial. Tal processo deformacional deve ter sido realmente efetivo na Nappe de Passos e provavelmente foi importante na evolução da porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, a qual é marcada por zonas de transcorrência sinistras, desde a região do Triângulo Mineiro (MAGALHÃES *et al.*, 1991) até o limite sul da Nappe de Passos, na Serra do Chapadão (MORALES, 1993; MORALES *et al.*, 1991). Embora algumas destas transcorrências sejam posteriores ao movimento tangencial, é provável que, à semelhança daquela que ocorre no limite norte da Nappe de Passos, outras tenham atuado contemporaneamente ao movimento tangencial.

FIGURA 5.8 Esquema apresentado por RIDLEY (1986) para ilustrar a combinação de cisalhamento tangencial (ψ_t) e vertical (ψ_v). Um gradiente no cisalhamento tangencial (paralelo ao plano "xy" e ao bandamento composicional), com $\gamma_3 > \gamma_2 > \gamma_1$ produz um cisalhamento vertical com planos de cisalhamento paralelos ao plano "xz". A direção de deslizamento para os dois sistemas de cisalhamento é a mesma.

Neste sentido, as dobras D₂, que ocorrem na porção norte da área, podem ter iniciado como dobras de plano axial íngreme e eixos NW, com caimentos suaves, devido à componente compressiva do cisalhamento transcorrente. Em função da atuação simultânea do cisalhamento tangencial, as superfícies axiais são progressivamente giradas, assumindo uma atitude de baixo ângulo. Da mesma forma, as linhas de charneira tendem a ser rotacionadas de NW para WNW, paralelizando-se com a direção da lineação de estiramento D₂. Junto à zona de cisalhamento, onde a componente transcorrente sobrepõe-se à componente tangencial, as dobras mantêm um plano axial íngreme, associado à uma foliação plano axial bem desenvolvida. A figura 5.9 ilustra esta situação para dobras observadas a norte da cidade de Delfinópolis, algumas das quais encontram-se representadas no mapa geológico (anexo 1).

Quanto à fase D₁, a foliação S₁ apresenta envoltória subparalela a S₂, e localmente foram observadas lineações L₁ dobradas por dobras D₂, sendo que a reconstituição da orientação da lineação dobrada indica um subparalelismo com a direção L₂. Isto indica que, a princípio, a fase D₁ apresenta um elipsóide de deformação paralelo a subparalelo ao de D₂. Então estas duas fases podem ter sido geradas a partir de um mesmo campo de *stress*, o que sugere uma evolução progressiva de D₁ para D₂. Como as rochas da Nappe de Passos alcançaram grande profundidade (aproximadamente de 22 a 35 Km) durante o seu metamorfismo principal, cedo-D₂, é provável que a foliação S₁, aqui identificada como o elemento representante da fase D₁, tenha sido gerada durante os movimentos tectônicos que conduziram estas rochas supracrustais a níveis mais profundos, onde então foram metamorfisadas. Todavia, deve-se ressaltar que o reconhecimento seguro das estruturas D₁ é difícil, devido ao mascaramento ocasionado pelas fases posteriores. Daí, a interpretação cinemática a partir dos poucos dados que se dispõe, deve ser tomada com ressalvas.

A fase D₃ apresenta como estruturas principais dobras em várias escalas com eixos NW, planos axiais subverticais e falhas localizadas, sendo a falha de Cássia a única expressiva em mapa. A orientação da falha de Cássia (N50W/vertical) e seu rejeito oblíquo com importante componente horizontal de caráter sinistral, indica um sistema compressivo com orientação aproximadamente E-W. Dentro deste esquema, as dobras podem ser compreendidas como reflexo do cisalhamento sinistral que afetou a nappe como

FIGURA 5.9 Representação esquemática das dobras D2 formadas na porção norte da Nappe de Passos devido à influência da rampa lateral íngreme, que define o limite norte da nappe. A componente de cisalhamento subvertical promoveu a formação de dobras com orientação axial originalmente oblíqua à rampa lateral, conforme indicado no mapa. Na continuidade da deformação, as dobras foram giradas, tornando-se subparalelas à rampa lateral. O detalhe ilustra a posição das componentes de cisalhamento vertical e tangencial, além da configuração atual das dobras. Algumas destas dobras estão representadas no mapa geológico, a norte da cidade de Delfinópolis. O contorno da nappe foi extraído da Figura 2.1 e as atitudes indicadas correspondem a orientação da superfície de cavalgamento.

um todo, mesmo que ocorram longe das falhas. Uma vez que a frequência das dobras é muito superior à das falhas (tanto mesoscópicas quanto macroscópicas) o comportamento rúptil só é alcançado em zonas de maior deformação dúctil desta fase D3. Então, também a fase D3 pode ser explicada dentro de um campo de tensão idêntico ao da fase D2, contrastando entretanto nas condições de temperatura, as quais foram mais brandas durante D3.

Quanto à fase D4 ainda não foram reconhecidos indicadores cinemáticos que permitissem caracterizar adequadamente a direção dos esforços. Nem mesmo dados seguros sobre o rejeito das falhas geradas nesta fase foram identificados no campo. Apesar destas dificuldades, é possível fazer algumas inferências a partir da geometria das dobras D4. Estas formaram-se em um regime compressivo e apresentam planos axiais aproximadamente verticais, com linhas de charneira de direção N-NNE e pequeno caimento ora para N-NNE, ora para S-SSW. Tal geometria pode ser explicada por um esforço compressivo de direção WNW-ESE ou E-W. Outra possibilidade é que estas dobras estejam relacionadas a um cisalhamento direcional dextral, subvertical, de direção NE. Neste caso a direção do esforço principal poderia ser aproximadamente E-W. Outra possibilidade ainda, é a atuação dos dois mecanismos em conjunto. Nos dois casos citados acima, o campo de tensão não difere muito da orientação estabelecida para as fases anteriores (D3, D2 e D1). Neste sentido também é possível que a fase D4 represente uma manifestação tardia dos esforços responsáveis pelo transporte da nappe.

É interessante notar que regionalmente, seguindo-se na direção SE, a partir da região da Nappe de Passos, as estruturas da fase D4 tornam-se mais importantes, passando a predominar sobre as estruturas D3, as quais por sua vez passam a ser inexpressivas ou ausentes. Isto pode ser reconhecido nas rochas dos ciclos deposicionais Andrelândia e Carandaí, que ocorrem bordejando a cunha de Guaxupé, e que são correlacionáveis ao Grupo Araxá (TROUW *et al.*, 1984). Nas rochas dos Ciclos Depositionais Andrelândia e Carandaí têm sido reconhecidas apenas três fases de deformação, as quais por suas características de estilo e geometria podem ser perfeitamente correlacionáveis às fases D1, D2 e D4 descritas no presente trabalho. Nestas áreas as dobras correlacionáveis à fase D4 estão associadas a zonas de cisalhamento direcionais de caráter dextral. Tal configuração regional é uma forte indicação de que as fases D3 e D4 correspondem a um sistema de cisalhamento conjugado, havendo uma predominância local de um dos pares de

cisalhamento sobre o outro. Tal predominância também pode ter ocorrido ao longo do tempo.

A análise cinemática apresentada acima evidencia que para as fases D₂ e D₃, existem dados suficientes que indicam uma origem a partir de esforços compressivos de orientação E-W. Já para a fase D₄ não se dispõe ainda de outros indicadores cinemáticos, além das dobras. Por isso sua origem a partir dos mesmos esforços que geraram as outras duas fases, necessita ser melhor argumentada com outros elementos cinemáticos. Por outro lado, se a correlação desta fase (D₄) com a fase D₃, descrita por TROUW *et al.* (1984) para as rochas dos Ciclos Depositionais Andrelândia e Carandaí, estiver correta, então a origem de D₄ a partir de uma compressão aproximadamente E-W fica confirmada. Quanto à fase D₁ é difícil de se identificar elementos seguramente relacionados a este evento, que permitam uma interpretação cinemática confiável. Apesar disso, sugere-se uma evolução progressiva de D₁ para D₂.

6- METAMORFISMO DA NAPPE DE PASSOS

As rochas do Grupo Araxá na Nappe de Passos são caracterizadas pela presença de um gradiente metamórfico inverso, o qual varia desde a zona da biotita da fácies xisto verde, na base, até a fácies anfibolito superior com anatexia de camadas de composição favorável, no topo. Neste capítulo serão apresentadas as variações mineralógicas que caracterizam este gradiente, fazendo-se uma descrição voltada principalmente para as associações minerais diagnósticas, e não uma listagem completa de todas as associações identificadas, em todos os tipos litológicos.

Conforme discutido na seção anterior, a foliação principal da área foi gerada durante a fase D₂, a qual formou-se contemporaneamente ao transporte da nappe, e por isso guarda características tanto do seu ambiente de origem como do ambiente de seu posicionamento final. Isto é, registra as variações fisicoquímicas a que foi submetida a nappe desde o início até o final do seu transporte.

Nos registros metamórficos apresentados pelas rochas da Nappe de Passos, são identificadas associações minerais que podem ser divididas em dois eventos metamórficos, aqui denominados de metamorfismo principal (MP) e retrometamorfismo (RM). Um metamorfismo anterior ao MP certamente ocorreu, e é provável que alguns dos minerais encontrados como inclusões em porfiroblastos de granada (epidoto, cianita, rutilo) representem este evento metamórfico. Tais minerais, por vezes apresentam-se como inclusões alinhadas, as quais são interpretadas como marcadores de uma foliação (S₁) sobrecrecida pela granada. Entretanto, como discutido anteriormente (seção 5.3.2.2), a foliação S₁, que só é identificada em charneiras de dobras D₂, deve em geral representar um estágio precoce de S₂, por isso torna-se difícil a caracterização deste metamorfismo pré-MP. O MP gerou as paragêneses de mais alto grau em cada porção da nappe, e são estas paragêneses que definem o gradiente metamórfico invertido. As feições microtectônicas indicam que o auge do MP ocorreu pré ou cedo D₂ (SIMÕES *et al.* 1988). Reações retrometamórficas sin-

D₂ foram identificadas e são interpretadas como um reequilíbrio devido à diminuição de temperatura que ocorreu logo em seguida ao auge do metamorfismo principal, sendo por isso incluídas dentro do evento MP. O RM corresponde a reações retrometamórficas que afetam os minerais do evento MP, geralmente de forma parcial. A frequência e intensidade destas reações retrógradas em geral é maior em locais nos quais as deformações das fases D₃ e D₄ são mais intensas, o que evidencia que o evento RM está relacionado ao reequilíbrio mineralógico após o posicionamento final da nappe. Os três eventos metamórficos citados, muito provavelmente, correspondem a etapas preservadas, de uma evolução metamórfica contínua, desde o processo de soterramento das supracrustais até os estágios finais de exumação dos produtos metamórficos.

6.1- METAMORFISMO PRINCIPAL (MP)

A descrição do registro deixado pelo evento MP nas rochas da nappe de Passos, será feita para os três agrupamentos litológicos mais abundantes na área: metapelitos, metabásicas e gnaisses.

6.1.1- Metamorfismo dos Metapelitos

Na porção basal da nappe (unidades A, B e C) as paragêneses diagnósticas reconhecidas nos metapelitos são muscovita+clorita+quartzo e biotita+clorita+muscovita+quartzo (Foto 6.1a e b), as quais indicam condições de fácies xisto verde, zona da biotita e/ou da granada (WINKLER, 1976; YARDLEY, 1990). Tanto no campo como nas seções delgadas, procurou-se identificar a presença de granada, a qual não foi encontrada nestas unidades estratigráficas. A partir da unidade E a granada ocorre em xistos muscovíticos semelhantes aos das unidades A, B e C, o que pode indicar que nestas unidades

FOTO 6.1 Exemplos de associações minerais típicas dos xistos do Grupo Araxá. a) Biotita-clorita-muscovita xisto da unidade A (ponto P3-12). b) Biotita-muscovita xisto da unidade C (ponto D1-21). c) Biotita-granada-muscovita xisto da unidade E (ponto D1-89). d) Alanita-epidoto-biotita-muscovita xisto feldspático da unidade E (ponto C3-98). e) Cianita-granada-muscovita-biotita xisto da unidade G (ponto C1-67). f) Cianita-granada-biotita-muscovita xisto da unidade H (ponto 541). Nicóis cruzados para (c) e paralelos para as demais. Siglas dos minerais indicados nas fotos: a = allanita, bi = biotita, ci = cianita, cl = clorita, e = epidoto, gr = granada, m = muscovita, qz = quartzo.

o metamorfismo não alcançou a zona da granada. Por outro lado, como será discutido na seção 6.3, os estudos geotermobarométricos indicam temperatura de 486 °C e pressão em torno de 6 kbar para a unidade C, o que corresponde à zona da granada da fácies xisto verde. A confrontação destes dados sugere duas possibilidades: 1) a temperatura média indicada pela geotermometria está superestimada e estas rochas estariam abaixo da zona da granada ($\cong 450$ °C); 2) a temperatura está correta e a ausência de granada é devida à composição desfavorável dos protolitos desta unidade.

É importante destacar que os dados geotermobarométricos são restritos à unidade C, e por se tratar de um metamorfismo invertido, é provável que as unidades A e B tenham temperaturas do auge metamórfico inferiores às de C.

Na unidade D a participação de xistos é muito pequena, e as associações minerais identificadas são biotita + muscovita+quartzo e muscovita +quartzo (Tab. 6.1). Não foi observada clorita relacionada ao metamorfismo principal (MP). A noroeste da cidade de Cássia, junto à falha de Cassia, foi mapeado um domínio de ocorrência de muscovita-biotita gnaisses, interpretados como representantes do topo da unidade D. Estes gnaisses são portadores de granada, indicando que no topo da unidade D já ocorre granada.

Na unidade E os xistos apresentam associações minerais (Foto 6.1c e d) com granada (granada+muscovita+quartzo, granada+biotita+muscovita+quartzo), cianita (cianita+muscovita+quartzo, cianita+muscovita+biotita + quartzo, cianita+granada+muscovita+quartzo) e ocasionalmente com estaurolita (Foto 6.1c e d, Tab. 6.1), sendo que este último mineral é muito pouco freqüente o que dificulta a sua utilização para definir no zoneamento metamórfico as isógradas de entrada e saída da estaurolita. Os cristais de granada e de cianita atingem dimensões centimétricas, sendo que em algumas camadas cristais de 1 a 2 cm de diâmetro/comprimento são muito abundantes, fazendo com que o solo proveniente destas litologias apresente uma cascalheira rica nestes minerais. Ainda dentro da unidade E, são encontrados ocasionalmente veios quartzo-feldspáticos, com espessura de 1 a 5 cm, e comprimento decimétrico a métrico, geralmente paralelos ao plano da foliação principal. Além de quartzo e feldspato ocorre muscovita e turmalina, todos formando grãos de tamanho centimétrico (1-4 cm), caracterizando uma textura

pegmatítica para estes veios, os quais são interpretados como segregações pegmatíticas de origem metamórfica.

TABELA 6.1 Associações minerais diagnósticas, referentes ao auge do metamorfismo principal (MP), para cada unidade litoestratigráfica da Nappe de Passos. Abreviaturas: and = andesina, bi = biotita, ci = cianita, cl = clorita, cpx = clinopiroxênio, ep = epidoto, est = estauroлита, fk = feldspato potássico, gr = granada, hb = hornblenda, mu = muscovita, oli = oligoclásio, pl = plagioclásio, qz = quartzo. O traço indica que a litologia não foi descrita para aquela unidade.

Unidade	metapelitos	metabásicas	gnaisses
I	gr±bi+mu+qz	hb+oli±gr±cpx±qz± fk	±ci±gr+fk±pl+qz
H	gr±ci±bi+mu	hb+and±gr±cpx±qz± fk	±ci±gr+fk+pl+qz
G	gr±ci±bi+mu+qz	hb+and±gr±cpx±qz	±gr+fk+pl+bi+qz
F	-	-	fk+pl+bi+qz
E	gr±ci±est±bi+mu+qz	hb+and±qz (±cpx*)	fk+pl+bi±mu+qz
D	mu+bi+qz	hb+oli+qz	fk+pl+bi+mu+qz
A + B + C	±cl+bi+mu+qz	hb+alb (±oli)±cl+ep	-

* Clinopiroxênio foi encontrado apenas localmente, no topo desta unidade.

A unidade G apresenta as mesmas paragêneses que a unidade E, entretanto tornam-se mais freqüentes e maiores os veios pegmatíticos. Por exemplo, no ponto CA-4-7 observou-se um corpo pegmatítico com 12 metros de largura e 100 metros de comprimento, que corresponde ao maior pegmatito já descrito para rochas da Nappe de Passos. Entretanto, em sua maioria, os veios pegmatíticos são de espessura centimétrica e comprimento métrico. Também são encontradas na unidade G, lentes de 20 a 30 cm de material quartzo-feldspático de granulação média (2-5mm), as quais são interpretadas como produto de anatexia *in situ*.

Na unidade H ocorrem ocasionalmente alguns xistos intercalados, os quais, aparentemente apresentam paragêneses idênticas às da unidade E e G.

Na unidade I, os xistos ainda guardam forte semelhança com os xistos das unidade E, entretanto, apresentam-se freqüentemente associados a um cianita-biotita-quartzo gnaiss, o qual possivelmente representa um maior consumo do par muscovita+quartzo, gerando K-feldspato + cianita.

6.1.2- Metamorfismo das Rochas Básicas

As rochas básicas são encontradas desde a unidade C até o topo da Nappe de Passos. Considerando-se que estão limitadas a um certo campo de composição química, são adequadas para monitorar a variação de grau metamórfico ao longo da coluna estratigráfica da área. As principais associações minerais das rochas metabásicas de cada unidade são apresentadas a seguir. A constituição mineralógica das rochas metabásicas analisadas na microsonda eletrônica é mostrada na tabela 6.2, a qual também indica a unidade estratigráfica a que pertencem, bem como a distância de cada amostra à superfície de cavalgamento.

As rochas básicas encontradas na unidade C geralmente são xistos verdes e por vezes anfibolitos. São constituídas por clorita, magnésio-hornblenda ou hornblenda edenítica (algumas amostras apresentam teores de Na+K em A, > 0,50), epidoto e plagioclásio (dominantemente albita, por vezes associada a oligoclásio). A cor de pleocroísmo dos anfibólios desta unidade varia de verde a verde azulado. Em alguns grãos de anfibólio, identificou-se que seus núcleos apresentam composição de actinolita (Foto 6.2). Tal fato é interpretado como indicativo de aumento de temperatura durante o crescimento destes anfibólios.

Na unidade D as rochas básicas são relativamente raras, e apresentam uma mineralogia constituída por hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo, tendo como acessórios rutilo, ilmenita e titanita. A composição dos anfibólios varia de magnésio hornblenda a hornblenda tschermakítica e hornblenda pargasítica ferrosa (Fig. 6.1). A cor de pleocroísmo dos anfibólios é verde a verde levemente azulado. O plagioclásio apresenta composição An20 a An25, sendo que os núcleos exibem composição menos cálcica, entre An13 e An20 (composições determinadas em microsonda eletrônica). Esta variação

TABELA 6.2 Composição mineralógica das amostras de rochas metabásicas, que foram analisadas na microsonda eletrônica. Porcentagens baseadas em estimativa visual. AC = actinolita; AP = apatita; BI = biotita; CB = carbonato; CL = clorita; CPX = clinopiroxênio; EP = epidoto; GR = granada; HB = hornblenda; IL = ilmenita; KF = feldspato potássico; MT = magnetita; PL = plagioclásio; QZ = quartzo; RU = rutilo; TI = titanita; TU = turmalina; ZR = zircão.

		METAMORFISMO PRINCIPAL															RETROMETAMORFISMO							
Unidad		HB	CL	PL	EP	QZ	BI	GR	CPX	MT	RU	IL	TI	TU	AP	KF	ZR	EP	TI	IL	BI	CL	AC	CB
C	P3-134	20	15	29	33	1	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	P2-52	15	20	32	30	2	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	I59D	30	-	30	2	20	-	-	-	15	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	D1-119C	40	-	38	15	5	-	-	-	-	-	3	tr	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-
D	460C	55	-	32	-	3	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
D	460B	57	-	30	-	2	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1	tr	-	-	-	-
D	459C	60	-	30	-	10	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	tr	tr	-	-
D	459D	60	-	24	-	10	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	5	-	tr	-	1	-	-
E	D1-53B	35	-	15	-	5	-	40	-	-	4	-	1	-	tr	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-
E	D1-89K	60		15	-	10	-	5	-	-	2	-	-	-	tr	-	-	5	1	2	-	-	-	-
E	271	45		30	-	5	-	15	-	-	2	-	-	-	tr	-	-	tr	1	2	-	-	2	tr
G	498E	52		30	-	2	-	1	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	15	-	tr	-	-	-	-
G	193C	50	-	25	-	5	-	3	5	-	2	-	-	-	tr	-	-	8	1	1	-	-	-	-
G	293	53	-	30	-	5	-	5	-	-	tr	-	-	-	tr	-	tr	5	2	tr	-	-	-	-
G	C7-3B	57	-	20	-	10	-	tr	5	-	tr	-	-	-	tr	-	-	5	3	tr	-	-	-	-
G	C4-9	33	-	30	-	5	-	15	12	-	1	-	-	-	-	-	tr	3	-	1	-	-	-	-
G	500	55	-	30	-	4	-	5	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	3	tr	-	-	-	-
H	143A	30	-	15	-	2	-	30	15	-	tr	-	-	-	tr	-	-	2	4	2	-	-	-	-
H	144B	35	-	21	-	5	-	20	15	-	1	-	-	-	tr	-	tr	1	2	-	-	-	-	-
H	541A	53	-	22	-	2	-	14	7	-	tr	tr	tr	-	-	2	-	tr	-	-	-	-	-	-
H	409	50	-	27	-	8	-	5	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	2	2	5	-	-	1	-
H	177	50	-	20	-	2	-	15	7	-	tr	-	-	-	-	-	-	1	2	3	-	-	-	-
H	510	65	-	25	-	3	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-	-	3	4	-	tr	tr	-	-
H	C5-16	50	-	30	-	15	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-	-	4	1	tr	-	-	-	-
I	523A	48	-	37	-	3	-	-	6	-	tr	3	tr	-	-	3	tr	-	-	-	-	-	-	-
I	532	46	-	30	-	5	-	10	4	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	5	tr

composicional do plagioclásio também sugere um aumento de temperatura durante o metamorfismo principal que afetou estas rochas.

FOTO 6.2 Cristal de anfibólio de rocha metabásica da unidade C (ponto P3-134) apresentando núcleo com composição de actinolita (ac) e borda de magnésio hornblenda (hb). A matriz da rocha é constituída de clorita, epidoto, plagioclásio, anfibólio, quazto e magnetita. Nicóis paralelos.

Nas unidades E, G, H e I, os anfibolitos apresentam como associação mineral principal: anfibólio, plagioclásio, quartzo, rutilo/ilmenita, com ou sem granada (Foto 6.3). Epidoto e titanita ocorrem como produtos de retrometamorfismo. Nas unidades G, H e I, além dos minerais citados acima, ocorre clinopiroxênio em alguns anfibolitos, e na unidade E o clinopiroxênio só foi identificado nos estratos superiores desta unidade. A composição dos anfibólios nestas unidades varia de hornblenda edenítica a ferro pargasita, entre os anfibólios que apresentam $\text{Na}+\text{K}(\text{A}) > 0,50$. Os anfibólios que possuem o valor de $\text{Na}+\text{K}(\text{A}) < 0,50$ correspondem a magnésio hornblenda e hornblenda tschermakítica (Fig. 6.1). Resultados preliminares de análise química dos anfibolitos (obtidos através de Fluorescência de Raios-X, do Labogeo, do DPM-UNESP) indicam que esta variação do valor de $\text{Na}+\text{K}(\text{A})$ dos anfibólios provavelmente está relacionada à diferença de composição

FIGURA 6.1a Classificação dos anfibólios analisados de acordo com os parâmetros definidos por LEAKE (1978). Os diferentes símbolos correspondem às unidades estratigráficas.

química dos protolitos. As amostras cujos anfibólios possuem $\text{Na}+\text{K}(\text{A}) < 0,50$, apresentam uma faixa de variação de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, em rocha total, de 1,36 a 4,13 %, com média de 2,65 %. Já as amostras, cujos anfibólios possuem $\text{Na}+\text{K}(\text{A}) > 0,50$, apresentam $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, em rocha total, entre 2,42 e 6,22 %, com média de 3,76 %.

FIGURA 6.1b Diagramas de classificação composicional dos anfibólios, onde pode-se notar uma tendência para o predomínio das composições pargasíticas/tschermakíticas em direção às unidades (C a I) do topo. PG - pargasita, TS - tschermakita, ED - edenita, TR- tremolita e HB - hornblenda.

A composição do plagioclásio nos anfibolitos das unidades D, E, G, H e I varia, em geral, de An 20 a An 55, Embora haja sobreposição entre os campos de composição dos plagioclásios dos diferentes níveis estratigráficos, a média do teor de anortita de cada unidade mostra um aumento progressivo da unidade C até a unidade E. (An 49). A partir da unidade E o teor de anortita tende a diminuir, chegando a An 25 na unidade I (Fig. 6.2). Este quadro é interpretado como um aumento de temperatura em direção às unidades superiores. Sendo assim, reações de consumo do epidoto, dando origem ao componente edenita dos anfibólios, a partir da albita, promovem um aumento do teor de anortita nos plagioclásios. Tais reações são esperadas de ocorrer na faixa de temperatura entre xisto verde superior e anfibolito inferior, onde, em geral, o consumo de epidoto é acentuado (YARDLEY, 1990). Já nas condições de fácies anfibolito médio a superior, o epidoto e a albita (como componente do plagioclásio) tornam-se mais escassos inibindo a formação de anortita. Ao

mesmo tempo, a entrada de clinopiroxênio a partir do topo da unidade E, tornando-se mais abundante nas unidades superiores, promove um maior consumo de cálcio, favorecendo à diminuição do teor de anortita no plagioclásio.

FIGURA 6.2 Média do teor de plagioclásio para rochas metabásicas analisadas na microsonda, referentes a cada unidade estratigráfica da Nappe de Passos.

De acordo com as análises de micros-sonda, a composição dos clinopiroxênios varia de salita a ferro-salita. Em geral apresentam baixos teores de Na_2O ($< 1,3\%$), o que fornece um conteúdo de jadeíta inferior a quatro por cento (cálculo da fórmula segundo ESSENE & FYFE, 1967). Das cinco amostras analisadas, as duas da unidade G apresentam teores de Al_2O_3 e Na_2O menores do que as três amostras da unidade H (Anexo 4). Tal variação é coerente com o aumento de pressão da unidade G para a unidade H, detectado pelos estudos geobarométricos.

Rutilo ocorre como acessório em praticamente todas as amostras de anfibolito dos níveis D a I, entretanto, geralmente encontra-se parcialmente substituído por ilmenita (Foto 6.4a), que em muitas amostras predomina sobre o rutilo. Esta relação rutilo/ilmenita parece estar ligada também ao reequilíbrio da paragênese do metamorfismo principal (rutilo) nas condições de mais baixa T e P que sucederam o auge do metamorfismo. Um efeito retrometamórfico mais tardio é marcado pela substituição destes minerais por titanita (Foto 6.4b, e 6.4c).

FOTO 6.3 Associações minerais típicas das rochas metabásicas do Grupo Araxá. a) anfibólio-clorita xisto da unidade C (ponto P3-134). b) anfibolito da unidade D (ponto 460). c) Granada anfibolito da unidade E (ponto 287). Clinopiroxênio-granada anfibolito da unidade H (ponto 193). A textura simplectítica em (d) é uma alteração retrometamórfica de anfibólio para epidoto. Nicóis paralelos para (a) e (c) e cruzados para (b) e (d). cl = clorita, cpx = clinopiroxênio, ep = epidoto, gr = granada, hb = hornblenda, pl = plagioclásio, qz = quartzo.

FOTO 6.4 Relações de substituição entre rutilo, ilmenita e titanita, observadas nos anfibolitos do Grupo Araxá. A sequência observada é sempre ilmenita substituindo rutilo (a) e titanita substituindo ilmenita (b) ou rutilo. É comum encontrar numa mesma lâmina grãos de rutilo parcialmente substituídos por ilmenita e esta parcialmente substituída por titanita (c). Estas substituições são interpretadas como reequilíbrio retrometamórfico que acompanhou o resfriamento das rochas após o auge do metamorfismo principal. Nicóis paralelos. Ponto/unidade das amostras: 271/E, 201/H e 177/H, respectivamente (a), (b) e (c).

Os dados apresentados acima evidenciam que o grau de metamorfismo registrado nas rochas básicas torna-se mais alto em direção aos níveis estratigráficos mais elevados. As feições mais marcantes são listadas abaixo.

- 1) Variação da composição dos anfibólios ao longo da coluna estratigráfica, começando nas unidades mais basais (C) com composição de actinolita, hornblenda edenítica, passando nos níveis intermediários a predominar a composição de hornblenda pargasítica ferrosa (E e G) e nos níveis superiores (H e I) embora ainda predomine a composição de hornblenda pargasítica ferrosa, chega a ocorrer pargasita ferrosa (Fig. 6.1). Estas variações indicam um aumento na substituição de Si por Al^{IV} em direção ao topo da seqüência, que é característica de um aumento de temperatura (LAIRD & ALBEE, 1981).
- 2) A mudança de composição do plagioclásio (determinada em microsonda) que passa de albita/oligoclásio (até An 18) na porção basal (unidade C) para oligoclásio (An 17 a An 29) na unidade D e passando ainda, para andesina nas unidades superiores (E, G, H e I).
- 3) A entrada de clinopiroxênio a partir do topo da unidade E, que caracteriza condições de fácies anfibolito superior.
- 4) Além das feições acima, pode-se acrescentar o aumento progressivo do tamanho dos grãos metamórficos, desde a unidade A, até a unidade I, conforme discutido na seção 5.3.1 (Foto 5.3).

As associações mineralógicas descritas acima diagnosticam que os anfibolitos/anfibólio xistos da unidade C foram metamorfisados em condições de fácies xisto verde superior, já próximo ao limite da fácies anfibolito, como marcado pelo aparecimento de oligoclásio, ainda junto com albita (amostra RP-3-134). Já os anfibolitos da unidade D apresentam metamorfismo de fácies anfibolito inferior, devido à presença da paragênese plagioclásio (An 24) e hornblenda. A unidade E corresponde às condições de fácies anfibolito médio (plagioclásio - An >30 e hornblenda), com a passagem para anfibolito superior acima desta unidade marcada pela entrada de diopísídio a partir do topo da unidade E.

Este aumento do grau do metamorfismo em direção ao topo da nappe de Passos é corroborado pelos estudos termobarométricos realizados nos anfibolitos, que serão apresentados no capítulo 6.2.

6.1.3- Metamorfismo dos Gnaisses

Os gnaisses são encontrados com frequência na nappe de Passos a partir da unidade D, a qual, conforme comentado no capítulo de estratigrafia (5.3.1), é um marco importante na história de sedimentação do Grupo Araxá, por representar o primeiro aporte expressivo de sedimentos imaturos.

Foram analisadas 22 lâminas de gnaisses da unidade D, que é constituída essencialmente por este litotipo. A assembléia mineralógica encontrada é muscovita, biotita, plagioclásio, microclínio, quartzo e epidoto, além de acessórios como zircão, apatita e titanita. O plagioclásio, em geral, encontra-se fortemente saussuritizado. Estes gnaisses exibem uma foliação que em geral possui caráter milonítico que pode ser muito marcante ou sutil. Esta estrutura planar corresponde à foliação principal da área (S_2). Biotita e muscovita ocorrem geralmente associadas e as relações texturais sugerem que os dois minerais estiveram em equilíbrio. Apesar de terem alcançado o equilíbrio, a alta frequência de grãos grandes de muscovita circundados por grãos menores de biotita e a presença de pequenos cristais de biotita ocupando os interstícios de muscovitas recristalizadas em arcos poligonais em dobras D_2 (Foto 6.5) indicam que a biotita cresceu após a muscovita. É reconhecido nestas rochas que o crescimento de uma mica dependeu do consumo da outra, o que poderia ser interpretado como condição de desequilíbrio. Entretanto, entende-se que após o consumo dos reagentes que permitiram a formação da biotita, a reação cessou ficando a paragênese biotita+muscovita em equilíbrio. Uma geração de muscovita mais tardia, porém, definindo ainda a foliação S_2 , é reconhecida ao longo de zonas onde a foliação S_2 torna-se mais milonítica. Tais muscovitas apresentam-se como cristais menores recristalizados nas bordas dos cristais mais antigos de muscovita e em geral substituem a biotita (Foto 6.6).

400 μ 200 μ

FOTO 6.5 a) Grãos de muscovita formando arco poligonal em zona de charneira de dobra D2, acompanhados por grãos menores de biotita (ponto C6-26, unidade D). b) Porfiroblasto de muscovita definindo uma estrutura tipo mica fish, bordejado por cristais menores de biotita, sugerindo o crescimento biotita a partir de muscovita (ponto I-127, unidade D). Nicóis paralelos.

FOTO 6.6 Muscovita (cores claras) retrometamórfica formada a partir de biotita (cor escura) em gnaisses das unidades G (a) e H (b). Nicóis cruzados.

No topo da unidade D são encontrados gnaisses (pontos CA-6-46 e CA-6-26) que apresentam o plagioclásio, em geral, não saussuritizado, com composição de oligoclásio. A alteração nestes feldspatos, quando ocorre é localizada, restrita ao longo de planos de clivagem e/ou fraturas intracristalinas. Ainda no topo desta unidade, em algumas camadas mais micáceas ocorre granada, a qual representa a primeira ocorrência deste mineral na nappe de Passos, daí para as unidades superiores a granada passa a ocorrer com frequência.

Na unidade F os gnaisses, igualmente aos da unidade D, apresentam uma xistosidade S_2 bem marcada que pode ser milonítica ou não, sendo por vezes do tipo clivagem de crenulação. Ao contrário do que ocorre na unidade D, os gnaisses da unidade F apresentam o plagioclásio livre de inclusões (não se encontra saussuritizado), geralmente correspondendo a oligoclásio. Microclínio ocorre como porfiroblastos ou como cristais menores na matriz, e mostra-se mais abundante nesta unidade do que na unidade D. Nas amostras estudadas que apresentam a xistosidade S_2 sem feição milonítica a biotita é a mica que predomina, ocorrendo muscovita apenas rara e localmente, como produto retrometamórfico da biotita. Já nas amostras em que a xistosidade S_2 apresenta caráter milonítico pronunciado, a muscovita é abundante e é derivada da biotita. Estas características mineralógicas, juntamente com o fato de que nos afloramentos de gnaisses da unidade F, frequentemente são encontrados veios e/ou lentes de material quartzo-feldspático que definem a feição migmatítica destas rochas, indicam que os gnaisses desta unidade alcançaram condições de anatexia, o que, provavelmente, causou o consumo da muscovita e deu origem a feldspato potássico. Na unidade D veios quartzo-feldspáticos são escassos, e os que ocorrem provavelmente são veios de segregação metamórfica, relacionados a processos de dissolução e precipitação, através dos fluidos metamórficos, abaixo da condição de anatexia. Outra diferença marcante é que o microclínio dos gnaisses da unidade D em geral apresenta evidências de estar substituindo cristais de plagioclásio, enquanto que na unidade F o microclínio, embora apresente inclusões de plagioclásio, não mostra feições de substituição. Na unidade F a substituição de plagioclásio por microclínio só ocorre nas zonas em que a foliação S_2 apresenta-se milonítica. Tal fato sugere que a formação de feldspato potássico durante o metamorfismo principal só ocorreu acima da unidade D, entretanto, não se pode descartar que seja um efeito de diferença composicional dos protolitos.

Os gnaisses da unidade H são petrograficamente mais variados do que o das unidades D e F. A principal associação mineral observada nesta unidade é biotita+plagioclásio+k-feldspato+quartzo.

É comum encontrar, em algumas camadas esta associação mineral acrescida de granada e por vezes cianita. Com menor frequência encontra-se hornblenda partilhando da assembléia principal.

Veios anatéticos em geral são abundantes nesta unidade, exibindo composição, normalmente granítica, onde o feldspato potássico (ortoclásio microclinizado) é marcadamente mais abundante no leucossoma do que no mesossoma. Além disto, nota-se no leucossoma uma redução da porcentagem de biotita e granada, e um aumento de granulação em relação ao mesossoma. A muscovita, quando ocorre é identificada como retrometamórfica sobre biotita, ou então é restrita aos leucossomas.

Os migmatitos, observados com maior frequência nas unidades gnáissicas F e H, são predominantemente estromáticos, com leucossomas de espessuras centimétricas, exibindo, por vezes, melanossoma bem definido, em geral milimétrico. Estruturas do tipo schlieren e nebulítica ocorrem secundariamente. As bandas de leucossoma são, em geral, persistentes em comprimento, embora localmente ocorram como veios descontínuos. As características observadas sugerem que estes migmatitos formaram-se a partir de camadas de composições favoráveis, essencialmente sem mobilização do material neoformado.

6.1.4 - Efeitos Retrometamórficos Sin-D₂

As associações minerais descritas acima, referem-se ao auge do metamorfismo principal, o qual ocorreu no início da fase D₂. Entretanto, na continuidade desta fase de deformação, o deslocamento da nappe para porções mais rasas da crosta, promoveu uma diminuição da temperatura, permitindo o desenvolvimento de algumas reações retrógradas. Destas reações, a formação de muscovita a partir de cianita é a melhor caracterizada como relacionada ao

processo de retrometamorfismo sin-D₂. Observa-se com frequência a cianita envolvida por grãos de muscovita, os quais são deformados ao longo da foliação S₂ e em geral definem sigmóides que indicam transporte coerente com os demais indicadores cinemáticos (Foto 6.7). Uma outra reação retrometamórfica sin-D₂ é a alteração de biotita para muscovita, frequentemente observada em gnaisses e, por vezes, em xistos.

FOTO 6.7 Cristal (geminado) de cianita (ci) parcialmente alterado para muscovita (mu). Os grãos de muscovita provenientes da alteração da cianita são deformados ao longo da foliação principal (S₂), e com frequência definem sigmóides que apontam transporte tectônico para ESE, igualmente aos demais indicadores cinemáticos. Estas feições mostram que o processo retrometamórfico foi, no mínimo, contemporâneo a D₂. Cianita-granada-muscovita xisto (ponto 118), unidade G. Nicóis cruzados.

Outras reações que podem estar relacionadas com o retrometamorfismo sin-D₂ foram identificadas: (1) formação de ilmenita a partir de rutilo; (2) actinolita a partir de hornblenda; (3) epidoto a partir de plagioclásio e anfibólio; e, (4) clinopiroxênio para anfibólio. Entretanto, as feições texturais observadas não permitem caracterizar com segurança a relação temporal destes minerais com a foliação S₂, não sendo possível descartar a hipótese de que tenham se desenvolvido totalmente pós-D₂. A reação (1) foi identificada em metapelitos e metabásicas, a reação (2) em metabásicas e a (3) em metabásicas e gnaisses.

6.1.5- Distribuição Espacial das Zonas Metamórficas

Com o objetivo de ilustrar a distribuição espacial das principais zonas metamórficas referentes ao metamorfismo principal, elaborou-se um mapa metamórfico (Anexo 6) no qual foram lançados os seguintes minerais e associações minerais diagnósticas:

- a) ocorrência de granada em metapelitos;
- b) ocorrência de cianita em metapelitos;
- c) albita ($\pm$ oligoclásio) + hornblenda, em metabásicas;
- d) oligoclásio/andesina + hornblenda $\pm$ granada, em metabásicas;
- e) oligoclásio/andesina + hornblenda $\pm$ granada + clinopiroxênio, em metabásicas.

A partir da distribuição espacial destes minerais e associações minerais, foram traçadas três "isógradas": albita *out*, granada *in* e clinopiroxênio *in*. Estas isógradas permitem dividir a nappe em quatro zonas metamórficas (Anexo 6). Devido ao pequeno número de observações, principalmente no caso dos minerais cuja identificação segura exige análise microscópica (albita, oligoclásio e clinopiroxênio), o traçado das "isógradas" é ainda pouco preciso. Nos locais com poucos dados optou-se por seguir aproximadamente os contatos litoestratigráficos, pois a granulação das rochas é semelhante para uma dada unidade, porém aumenta progressivamente da base para o topo da nappe (ver Foto 5.3), indicando que as "isógradas" são aproximadamente paralelas aos planos de acamamento. No mapa apresentado fica claro o efeito das estruturas pós metamórficas sobre as "isógradas", que são truncadas por falhas D3, e dobradas pelas dobras D3.

Não traçou-se uma isógrada da cianita em metapelitos devido a este mineral, em geral, aparecer praticamente junto com as primeiras ocorrências de granada em metapelitos. Por outro lado, é importante lembrar que, como já comentado na seção 6.1.1, a unidade D que está situada logo abaixo das primeiras ocorrências de granada, é constituída essencialmente por gnaisses, o que pode ter impedido a formação de granada, por falta de composição

adequada. Isto, conseqüentemente implica numa maior imprecisão no traçado desta "isógrada", a qual pode ser deslocada até a base da unidade D.

6.2 - O EVENTO DE RETROMETAMORFISMO (RM)

Os processos retrometamórficos referentes ao RM, serão abordados aqui de forma sucinta, tendo em vista que o interesse maior do presente trabalho é a compreensão do metamorfismo invertido, relacionado ao evento metamórfico MP.

Embora o evento RM seja reconhecido praticamente ao longo de toda a área, possui como característica uma ocorrência localizada em zonas de fratura e/ou em zonas de maior concentração das deformações D₃ e D₄, desde a escala microscópica até a escala macroscópica.

As alterações retrometamórficas afetam as associações minerais do metamorfismo principal (MP), em geral, de forma apenas parcial. Os efeitos retrometamórficos mais freqüentemente observados são:

- granada passando a biotita e clorita;
- anfibólio passando a biotita, clorita e epidoto;
- saussuritização do plagioclásio, formando albita
- ilmenita e rutilo passando a titanita
- biotita passando a clorita

Um dos exemplos mais claros da relação temporal entre este evento retrometamórfico e as fases de deformação tardias (D₃ e D₄) é encontrado próximo à falha de Cássia, a qual é uma estrutura da fase D₃. Neste local as rochas do Grupo Araxá mostram-se progressivamente mais deformadas (com dobras e pequenas falhas) à medida em que se aproxima da falha. Da mesma forma, as alterações retrometamórficas tornam-se mais freqüentes próximo à falha. Longe da falha as alterações retrometamórficas são observadas ao longo

de fraturas e a medida em que se aproxima da falha, as fraturas tornam-se mais freqüentes e os minerais retrometamórficos transpõem os limites das fraturas, espalhando-se por toda a rocha. Entretanto, em geral, mesmo junto à falha ainda é possível identificar a mineralogia do metamorfismo principal, parcialmente preservada.

No caso do retrometamorfismo da granada e do anfibólio, que alteram para biotita e clorita, observa-se em geral que a biotita tende a ser substituída para clorita. Tal fato sugere que a biotita corresponde a um estágio intermediário do processo retrometamórfico.

A tendência para a transformação generalizada de granada e biotita para clorita nas rochas metapelíticas, indica condições de fácies xisto verde inferior, zona da clorita, para o evento RM.

Em uma amostra de cianita-granada-muscovita xisto (ponto 118), foram encontrados em lâmina alguns cristais de cloritóide, cujas relações texturais indicam um crescimento pós-D₂, pois sobrecrecem a foliação S₂ sem que esta se desvie em torno do cristal (Foto 6.8). Apesar de ser uma única

FOTO 6.8 Cristais de cloritóide (ctd) crescidos obliquamente à foliação principal (S₂). A ausência de efeitos de deformação nestes cristais indica um crescimento pós-D₂. Os cristais de clorita (cl) também são pós-D₂, porém no campo ilustrado desenvolveram-se mimeticamente à foliação S₂. A matriz é constituída por muscovita e quartzo. Granada-muscovita xisto da unidade G, ponto 118. Nicóis paralelos.

ocorrência, este mineral é interpretado como relacionado ao evento RM.

Uma vez que o evento RM está associado às fases de deformação tardias, estas são posteriores ao estágio final de posicionamento da nappe, este evento retrometamórfico representa o estágio final da evolução metamórfica da Nappe de Passos. No momento, não se dispõe de dados para discutir variações de temperatura do evento RM, a qual, a princípio parece ser aproximadamente homogênea na área estudada. Igualmente, a falta de dados adequados não permite uma avaliação das condições de pressão do RM.

6.3 - GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

Para uma melhor caracterização dos gradientes térmico e bário relacionados com o metamorfismo principal da nappe de Passos foram aplicados alguns geotermômetros e geobarômetros baseados no quimismo mineral. Este estudo foi concentrado nas rochas básicas, por três motivos: 1) apresentam paragêneses minerais sensíveis às variações de temperatura e pressão; 2) possuem um quimismo aproximadamente semelhante; 3) são encontradas na maioria das unidades estratigráficas. Tais características tornam estas rochas bem adequadas para os estudos geotermobarométricos desta área, principalmente para definição do gradiente metamórfico.

A química dos minerais utilizados para geotermobarometria foi determinada através de microsonda eletrônica, no laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia da UnB. Utilizou-se uma microsonda Cameca, com cristais de espectrômetros LiT, PET e TAP, com potencial de aceleração de 15 kv.

Os dados aqui apresentados correspondem a um lote de 26 amostras de metabásicas, e quatro amostras de metapelitos. Em cada amostra foram analisados no mínimo três grãos de cada fase mineral de interesse (anfibólio, plagioclásio, granada e clinopiroxênio, para as metabásicas, e granada e biotita, para os metapelitos). Para cada grão mineral foram analisados no mínimo 3 pontos na borda do cristal, sempre o mais próximo possível do

contato com o grão de outra fase mineral que permitisse compor um par para geotermômetro e/ou geobarômetro. A média destes três pontos foi utilizada para representar o quimismo mineral da borda do grão. Em alguns cristais fez-se análise de seus núcleos, utilizando-se também a média de três pontos, no intuito de verificar a presença de variações composicionais internas.

Os resultados das análises de microsonda estão listados nas tabelas do anexo 3. A maior parte dos dados referem-se às paragêneses do metamorfismo principal (M2), uma vez que buscou-se utilizar amostras onde os efeitos de retrometamorfismo eram mínimos. Plagioclásio, Granada e Clinopiroxênio foram normalizados para 5, 8 e 4 cátions, respectivamente. Para o anfibólio, o cálculo da fórmula foi baseado no procedimento apresentado por STOUT (1972) e ROBINSON *et al.* (1982), utilizando-se a média dos métodos de normalização 15 cátions excluindo Na e K e 13 cátions excluindo Ca, Na e K. Devido ao alto teor de FeO (total) apresentado pelos anfibólios da amostra I59D, optou-se por utilizar apenas a segunda (13-CaNaK) das normalizações, no lugar da média das duas. Com o objetivo de se caracterizar a variação da pressão e da temperatura desde a base até o topo da nappe, a distância de cada amostra medida perpendicularmente até à superfície de cavalgamento é indicada nas tabelas 6.3 e 6.4. Estas distâncias foram obtidas através de seções geológicas em escala 1:50.000, sendo em alguns casos, onde a informação geológica é escassa, extrapoladas a partir de marcos estratigráficos (por exemplo, base e topo de uma unidade estratigráfica), cujas distâncias à superfície de cavalgamento já haviam sido estabelecidas em outras seções.

6.3.1 - Geotermobarometria das Rochas Metabásicas

Para a determinação da temperatura foram utilizados os geotermômetros de SPEAR (1981), BLUNDY & HOLLAND (1990) baseados no equilíbrio entre anfibólio e plagioclásio, e o geotermômetro de OTTEN (1984) que considera o teor de titânio no anfibólio como indicador de temperatura. Estes três geotermômetros puderam ser aplicados a todas as rochas metabásicas que foram analisadas. O geotermômetro hornblenda/granada

de GRAHAM & POWELL (1985) também foi aplicado, entretanto, somente para as amostras de granada anfibolito, representando, conseqüentemente, uma menor fração da coluna estratigráfica.

Na avaliação da pressão foram utilizados os geobarômetros de KOHN & SPEAR (1990), para o equilíbrio da assembléia granada+hornblenda+plagioclásio+quartzo, e de NEWTON & PERKINS (1982), para a assembléia granada+plagioclásio+clinopiroxênio+quartzo. Os quais são aplicáveis apenas para a porção superior da coluna estratigráfica, a partir da unidade E, sendo que não foi analisada na microsonda nenhuma amostra da unidade E contendo clinopiroxênio, uma vez que este mineral é pouco comum nesta unidade, ocorrendo apenas no seu topo. Utilizou-se também o geobarômetro calibrado por BOHLEN & LIOTTA (1986) para a paragênese granada + ilmenita + plagioclásio + quartzo.

Os resultados obtidos para os geotermômetros aplicados são mostrados na tabela 6.3 e, graficamente, nas figuras 6.3 a 6.6, onde encontram-se indicados os valores de temperatura obtidos para diferentes grãos (ou pares de grãos) e a média de temperatura de cada amostra. Nestes gráficos as temperaturas obtidas são plotadas contra a distância normal de cada amostra ao plano de empurrão. Pode-se notar uma perfeita coerência entre os geotermômetros hornblenda-plagioclásio (SPEAR, 1981; Fig. 6.3) e baseado no teor de Ti no anfibólio (OTTEN, 1984; Fig. 6.4) que indicam claramente um aumento progressivo de temperatura da base para topo do Grupo Araxá. As temperaturas médias encontradas variam de 486°C na unidade C a 750°C na unidade I, para o geotermômetro de SPEAR (1981) e de 585°C na unidade C a 739°C na unidade I, para o geotermômetro de OTTEN (1984). Entretanto, o geotermômetro de OTTEN (1984) fornece temperaturas para a unidade C que são incompatíveis com a condição de fácies xisto verde superior, indicada pela associação mineral hornblenda + albita, reconhecida nesta unidade.

TABELA 6.3 Resultados do estudo de geotermometria para rochas metabásicas. Foram utilizados geotermômetros baseados nos equilíbrios plagioclásio-anfíbólio (SPEAR, 1981; BLUNDY & HOLLAND, 1990), granada-anfíbólio (GRAHAM & POWELL, 1985) e no teor de titânio do anfíbólio (OTTEN, 1984). São fornecidos os valores das médias de temperatura por amostra e por unidade, com os respectivos desvios padrões. É dada a distância de cada amostra à superfície de cavalgamento da Nappe de Passos, e para as unidades é utilizada a média das distâncias das amostras da respectiva unidade. Para as amostras indicadas por nd, a temperatura não foi determinada por falta de composição química ou mineralógica adequada.

TEMPERATURA MÉDIA POR AMOSTRA (°C)						
Unidade	distância (km)	Amostra	SPEAR	OTTEN	BLUNDY & HOLLAND	GRAHAM & POWELL
C	0,56	P3-134	466±26	574±14	620±26	nd
	0,56	P2-52	450± 0	565±14	nd	nd
	0,66	I59D	466±15	605± 9	699±25	nd
	0,7	D1-119C	562±17	593± 2	nd	nd
D	1,51	460	550±53	622±16	717±11	nd
	1,51	460B	560±42	620±29	724±25	nd
	1,61	459C	600±17	602± 8	706±18	nd
	1,61	459D	560±46	606± 7	738±13	nd
E	2,66	D1-53B	588±18	667± 1	nd	682± 0
	2,96	D1-89K	653± 3	647± 4	797± 3	708±52
	3,01	271	625± 0	688±14	730± 5	655±40
G	3,06	498E	739±10	666± 7	nd	639±25
	3,16	193C	742±20	647± 7	765± 7	700±32
	3,66	293	553±28	640± 2	759±20	661±14
	3,76	C7-3B	704±30	680± 8	746±15	642± 0
	3,81	C4-9	533± 8	638±13	717±27	656± 5
	3,84	500	628±21	660±33	nd	832±32
	3,91	143A	770±20	739±25	742± 3	787±12
H	4,01	144B	702±17	737± 5	723±10	710± 5
	4,06	541A	780±22	680±45	nd	723±11
	4,1	409	718±22	716± 8	768±13	649± 3
	4,12	177	822±48	730±32	726±29	650± 0
	4,13	510	802± 9	661±28	nd	nd
	4,16	C5-16	613±13	646± 8	683±15	nd
	4,36	523A	850± 0	680± 6	724± 1	nd
I	4,42	532	597±56	798±12	641± 8	651±54
TEMPERATURA MÉDIA POR UNIDADE (°C)						
Unidade	Dist. Média (km)		SPEAR	OTTEN	BLUNDY & HOLLAND	GRAHAM & POWELL
C	0,61		486±44	585±16	660±32	nd
D	1,56		568±19	613± 9	731±11	nd
E	2,88		622±27	657±17	764±27	682±22
G	3,55		650±85	655±15	747±17	688±67
H	4,07		716±67	701±35	728±25	704±52
I	4,39		750±126	739±59	683±34	651± 0

FIGURA 6.3 Resultados do geotermômetro anfibólio-plagioclásio, calibrado por SPEAR (1981). **a)** Valores obtidos para os pares minerais analisados e médias das respectivas amostras. **b)** Temperaturas médias para cada amostra e para as unidades (C, D, E, G, H e I), em função da distância média das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

O geotermômetro de GRAHAM & POWELL (1985) já não apresenta um resultado tão bom, pois por ser baseado no par granada-hornblenda, o número de amostras a que pode ser aplicado é mais reduzido, o que conduz a uma maior imprecisão (Fig. 6.5). mas ainda assim, pode-se notar um aumento de temperatura da unidade E para a unidade H. Na unidade I o valor de temperatura obtido é menor do que nas outras três unidades, entretanto, somente uma amostra foi utilizada para definir a temperatura desta unidade, sendo possível que o baixo valor encontrado se deva ao reequilíbrio do sistema após o auge metamórfico.

O geotermômetro de BLUNDY & HOLLAND (1990) não fornece bons resultados, pois as temperaturas encontradas são, em parte, incompatíveis com as condições metamórficas marcadas pelas associações minerais que caracterizam cada unidade (Fig. 6.6). Por exemplo, indica uma temperatura média para a unidade H mais baixa do que a temperatura média da unidade D, entretanto, nos anfibolitos da unidade H já se encontra clinopiroxênio em abundância, ao passo que nos anfibolitos da unidade E tal mineral não foi encontrado. Também o valor médio fornecido por este geotermômetro para a

a)

+ grãos medidos —▲— média por amostra

b)

▲ média por amostra —□— média por unidade

FIGURA 6.4 Resultados obtidos para o geotermômetro baseado no teor de titânio do anfibólio, calibrado por OTTEN (1984). **a)** Valores calculados para os grãos analisados e médias das respectivas amostras. **b)** Temperaturas médias de cada amostra e das respectivas unidades (C, D, E, G, H e I), em função da distância média das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

+ pares analisados ▲ média p/ amostra

▲ média p/amostra □ média p/unidade

FIGURA 6.5 Resultados obtidos para o geotermômetro granada-hornblenda, calibrado por GRAHAM & POWELL (1985). Devido a aplicação restrita a granada anfibolitos, somente amostras a partir da unidade E foram utilizadas. a) Valores para os pares minerais analisados e médias das respectivas amostras. b) Temperaturas médias de cada amostra e das respectivas unidades, em função da média da distância das amostras, de cada unidade (E, G, H e I), ao empurrão.

FIGURA 6.6 Resultados obtidos para o geotermômetro de BLUNDY & HOLLAND (1990), baseado no par anfibólio-plagioclásio. Os dados apresentados referem-se apenas às amostras que caem dentro dos padrões químicos recomendados pelos autores. **a)** Resultados para os pares minerais analisados média das respectivas amostras. **b)** Temperaturas médias calculadas para cada amostra e para as respectivas unidades estratigráficas (C, D, E, G, H e I), em função da média das distâncias das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

unidade C (660°) é incompatível com a condição de fácies xisto verde indicada pela associação mineral.

Conclui-se então que, dos geotermômetros aplicados, os de SPEAR (1981) e de OTTEN (1984) são os que fornecem as temperaturas mais apropriadas para a área em questão. E dentre os dois, as temperaturas indicadas pelo geotermômetro de SPEAR são as mais adequadas visto que fornecem uma temperatura mais baixa para a unidade C, a qual é mais compatível com a paragênese hornblenda + albita ($\pm$ oligoclásio). Por isso as médias de temperatura de cada unidade determinadas por este geotermômetro são adotadas aqui como os valores representativos para as condições do metamorfismo principal.

Os resultados referentes aos estudos geobarométricos são mostrados na tabela 6.4 e nas figuras 6.7, 6.8 e 6.9, as quais correspondem aos geobarômetros de KOHN & SPEAR (1990), BOHLEN & LIOTTA (1986) e PERKINS & NEWTON (1982), respectivamente.

O geobarômetro de KOHN & SPEAR (1990) foi elaborado para as reações:

Em verdade constituem dois geobarômetros que podem ser aplicados para uma mesma paragênese mineral (granada - hornblenda - plagioclásio - quartzo). Os resultados obtidos para estes dois geobarômetros em geral diferem menos do que 500 bar, por isso é apresentada na figura 6.7 a média destes dois valores para cada ponto analisado. A aplicação deste geobarômetro seguiu os critérios composicionais sugeridos pelos autores, restringindo de quinze para nove o número de amostras viáveis. Os resultados apresentados na figura 6.7 mostram que a média por amostra varia de 8.1 a 11.3 kbar, e que, considerando-se a média por unidade, a pressão varia de 8.9 kbar na unidade E, passando a valores de 9.5 e 9.4 nas unidades G e H, respectivamente, e alcançando 11.3 na unidade I indicando, apesar dos valores aproximadamente iguais entre as unidades G e H, um pequeno aumento de pressão da base para o topo da seqüência.

TABELA 6.4 Resultados do estudo de geobarometria para rochas metabásicas. Foram utilizados geobarômetros baseados nos equilíbrios granada-hornblenda-plagioclásio-quartzo (KOHN & SPEAR, 1990), granada-rutilo-plagioclásio-quartzo (BOHLEN & LIOTTA, 1986) e granada-plagioclásio-clinopiroxênio-quartzo (NEWTON & PERKINS, 1982). São mostrados os valores médios de pressão para cada amostra e a média destes para cada unidade. É fornecida a distância de cada amostra à superfície de cavalgamento da Nappe de Passos, enquanto que para as unidades é utilizada a média das distâncias das amostras da respectiva unidade. As amostras marcadas com nd não tiveram suas pressões determinadas devido à falta de composição química ou mineralógica inadequada para o geobarômetro em questão.

PRESSÃO MÉDIA POR AMOSTRA (kbar)					
Unidade	Distância	Amostra	KOHN & SPEAR	BOHLEN & LIOTTA	NEWTON & PERKINS
E	2,66	D1-53B	nd	7,92±0,1	nd
	2,96	D1-89k	8,09±0,2	7,66±0,1	nd
	3,01	271	9,69±0,0	8,64±0,1	nd
G	3,06	498E	nd	8,46±0,2	nd
	3,16	193C	9,43±0,1	8,97±0,1	9,1±0,1
	3,66	293	nd	7,46±0,0	nd
	3,76	GCA7	9,39±0,0	9,13±0,4	nd
	3,81	C4-9	nd	8,24±0,1	8,1±0,2
	3,84	500	9,67±1,0	8,06±0,4	nd
H	3,91	143	nd	10,48±0,1	10±0,0
	4,01	144B	9,92±0,0	9,61±0,1	9,8±0,2
	4,06	541A	9,19±0,0	8,83±0,2	11,45±0,1
	4,10	409	9,18±0,2	9,84±0,1	nd
	4,12	177	nd	10,62±0,1	8,5±0,0
I	4,42	532	11,32±0,0	11,21±0,1	nd

PRESSÃO MÉDIA POR UNIDADE (kbar)				
Unidade	Distância. Média (km)	KOHN & SPEAR	BOHLEN & LIOTTA	NEWTON & PERKINS
E	2,99	8,89±0,8	8,07±0,4	nd
G	3,59	9,5±0,1	8,39±0,6	8,6±0,5
H	4,06	9,43±0,3	9,88±0,6	9,9±1,0
I	4,42	11,32±0,0	11,21±0,0	nd

a)

+ "par" analisado ▲ média por amostra

b)

+ média p/amostra ▲ média p/unidade

FIGURA 6.7 Valores de pressão obtidos através do geobarômetro de KHON & SPEAR (1990), para a assembléia anfibólio-granada-plagioclásio, em amostras quimicamente adequadas, segundo os critérios estabelecidos pelos autores. **a)** Determinações para as associações minerais analisadas e médias das respectivas amostras. **b)** Pressões médias de cada amostra e das respectivas unidades (E, G, H e I), em função da média das distâncias das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

O geobarômetro calibrado por BOHLEN & LIOTTA (1986) fornece resultados que também indicam um aumento de pressão em direção ao topo da nappe, passando progressivamente de 8.1 kbar na unidade E para 11.2 kbar na unidade I (Fig. 6.8).

O geobarômetro granada-clinopiroxênio-plagioclásio e quartzo, com a calibração de NEWTON & PERKINS (1982) foi aplicado às amostras que possuem clinopiroxênio, restringindo-se portanto aos níveis G e H. Os resultados para este geobarômetro (Fig. 6.9) fornecem uma média de 8.6 kbar para a unidade G e de 10 kbar para a unidade H. Estes resultados mostram um aumento de pressão da unidade G para a unidade H.

As pressões obtidas pelos três geobarômetros para cada unidade são aproximadamente equivalentes (Tab. 6.3), sendo que a maior diferença (1.1 kbar), foi verificada entre os geobarômetros de KOHN & SPEAR (1990) e BOHLEN & LIOTTA (1986), para a unidade G.

A pressão para as unidades C e D não podem ser determinadas a partir destes geobarômetros, pois não apresentam os minerais utilizados nas suas calibrações (granada e clinopiroxênio). Na realidade não existem bons geobarômetros aplicáveis à paragênese hornblenda-plagioclásio.

Os geobarômetros baseados no teor de Al do anfibólio (HAMMARSTROM & ZEN, 1986; HOLLISTER *et al.*, 1987; JOHNSON & RUTHERFORD, 1988) não foram utilizados no presente trabalho, pois conforme demonstrado por BLUNDY & HOLLAND (1990), o teor de Al no anfibólio (principalmente Al^{IV}) depende fortemente da temperatura, mascarando assim qualquer efeito da pressão, com a qual apresenta uma fraca correlação. Desta forma os geobarômetros citados acima, que foram elaborados para rochas ígneas ácidas/intermediárias, podem ser válidos admitindo-se uma temperatura fixa (equivalente por exemplo, à curva de *solidus* de rochas graníticas) e uma composição típica para o plagioclásio (em geral An_{20} , para granitos). Isto é, estes geobarômetros são impróprios para rochas metamórficas e também inadequados para rochas ígneas de composições outras que graníticas.

a)

+ "pares" analisados —▲— média p/amostra

b)

▲ média p/amostras —□— média p/unidade

FIGURA 6.8 Resultados obtidos para o geobarômetro calibrado por BOHLEN & LIOTTA (1986) para a associação granada-rutilo-ilmenita-plagioclásio. **a)** Valores obtidos para as associações minerais analisadas e médias para as respectivas amostras. **b)** Pressões médias de cada amostra e das respectivas unidades (E, G, H e I), em função da média das distâncias das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

a)

+ "pares" analisados ▲ média p/amostra

b)

▲ média p/amostra □ média p/unidade

FIGURA 6.9 Valores de pressão calculados através do geobarômetro baseado na associação granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo, calibrado por NEWTON & PERKINS (1982). **a)** Resultados das associações minerais analisadas e médias para as respectivas amostras. **b)** Pressões médias de cada amostra e das respectivas unidades (G e H), em função da média das distâncias das amostras, de cada unidade, ao empurrão.

Um outro geobarômetro existente é o baseado na relação dos teores de cálcio no plagioclásio e de alumínio no anfibólio (PLYUSNINA, 1982). Entretanto este geobarômetro não é recomendado para rochas sem epidoto (PLYUSNINA, 1982). A aplicação deste geobarômetro às amostras RP-52 e RP-134, que possuem epidoto na paragênese principal, fornece pressões de 3 a 6 kbar.

RAASE (1974) estudou o quimismo de anfibólios metamórficos em função da pressão e definiu um limite empírico no diagrama Si X Al^{vi} para os campos de anfibólios formados em pressões acima e abaixo de 5 kbar. Os anfibólios das unidades C e D, com exceção da amostra I-59D, caem todos no campo acima da curva de 5 kbar (Fig. 6.10). O que indica que as pressões nesta duas unidades também são relativamente altas (≥ 5 kbar).

FIGURA 6.10 Diagrama proposto por RAASE (1974), que permite separar anfibólios cálcicos formados em pressões superiores a 5 Kbar (situados acima da curva), daqueles formados em pressões inferiores a este valor. As amostras plotadas pertencem às unidades C (P52, P134, I59D, D119) e D (460 e 459).

Se o gradiente bórico identificado para as unidades E a I for contínuo e linear até a unidade C, extrapolando-se a partir do geobarômetro de KOHN &

SPEAR (1990), encontra-se pressões de 7 e 7.5 kbar para as unidades C e D, respectivamente. Uma extrapolação a partir dos resultados do geobarômetro de BOHLEN & LIOTTA (1986) indica valores de 5 e 6 kbar, para as unidades C e D, respectivamente.

Então os dados existentes indicam que a pressão para as unidades C e D é ≥ 5 kbar podendo alcançar até 7 e 7.5 kbar respectivamente, admitindo-se um gradiente contínuo e linear ao longo da nappe de Passos.

Os dados termobarométricos apresentados acima vêm a confirmar o gradiente metamórfico invertido o qual pode ser ilustrado na forma de um diagrama P x T, construído a partir dos valores, conforme exposto acima, mais adequados à área em questão (Fig. 6.11). Tal diagrama reflete o aumento progressivo de P e T, em direção ao topo da seqüência.

FIGURA 6.11 Diagrama P T mostrando as faixas de variação das médias de temperatura e pressão para as unidades litoestratigráficas do Grupo Araxá. A faixa de temperatura é dada pelas médias por unidade dos geotermômetros de SPEAR (1981) e OTTEN (1984), enquanto a pressão corresponde aos geobarômetros de BOHELEN & LIOTTA (1986) e de KHON & SPEAR (1990). Para as unidades C e D, as pressões utilizadas foram aquelas extrapoladas a partir do gradiente bórico definido pelos resultados das demais unidades, utilizando-se como limite inferior o valor de 5 kbar determinado pelo diagrama de RAASE (1974), e adotando-se uma margem de 1 kbar para o limite superior. Os círculos indicam as condições mais prováveis para o metamorfismo de cada unidade conforme discussão apresentada no texto. Os campos das fácies metamórficas são aqueles adotados por YARDLEY (1990). Abreviaturas: HF = hornfels, A-E = albita-epidoto, HB = hornblenda, PX = piroxênio, PREH-PUMP = prehnita-pumpeleita.

6.3.2 - Geotermometria das Rochas Pelíticas

Foram analisadas na microsonda eletrônica quatro amostras de metapelitos para se estimar a temperatura através do par granada-biotita. Os resultados para quatro calibrações distintas deste geotermômetro são apresentados na tabela 6.5. A amostra L-516, para as quatro calibrações, apresenta valores de temperatura muito elevados (730° a 1120°C), que são incompatíveis com as associações minerais encontradas e com os resultados dos geotermômetros das rochas básicas. Por isso, essa amostra será desconsiderada na análise da temperatura de formação dos metapelitos, apresentada abaixo.

TABELA 6.5 Resultados obtidos para o geotermômetro granada-biotita, para quatro amostras de xistos. Os valores de temperatura estão expressos em graus Celsius, para quatro calibrações distintas: FERRY & SPEAR (F & S), 1978; PERCHUK, 1986; HOINKES, 1986, e INDARES & MARTIGNOLE (I & M), 1985. Para cada amostra, são indicadas a unidade estratigráfica e a distância normal à superfície de cavalgamento.

Amostra	498	541	514	516
F & S	520	738	717	937
PERCHUK	527	641	632	730
HOINKES	638	836	785	1120
I & M	636	652	607	854
UNIDADE	G	H	I	I
DISTÂNCIA (Km)	3,06	4,06	4,40	4,40

As temperaturas das diferentes calibrações utilizadas apresentam diferenças de até 200°C para uma mesma amostra (L-541, unidade H). Os resultados encontrados são pouco conclusivos, pois para as calibrações de FERRY & SPEAR (1978), PERCHUK (1986) e HOINKES (1986). os resultados sugerem um aumento de temperatura da unidade G para a unidade H

e um pequeno decréscimo da unidade H para a unidade I. Já a calibração de INDARES E MARTIGNOLE (1985) indica um leve decréscimo desde a unidade G até a unidade I (Fig. 6.12). Os valores obtidos pelas calibrações de PERCHUK (1986) e FERRY & SPEAR (1978) estão cerca de 100° a 50°C abaixo daqueles determinados pela geotermometria das metabásicas. A calibração de INDARES e MARTIGNOLE (1985) fornece temperaturas sistematicamente mais elevadas do que as outras três calibrações, com diferenças em torno de 50° a 100°C.

FIGURA 6.12 Gráfico mostrando os resultados obtidos com o geotermômetro granada-biotita, para três amostras de xisto, das unidades G, H e I (dos pontos 498, 541 e 514, respectivamente). As temperaturas são plotadas em função da distância de cada amostra à superfície de cavalgamento da nappe. Os símbolos representam quatro calibrações distintas: FERRY & SPEAR (1978); PERCHUK (1986); HOINKES (1986) e INDARES & MARTIGNOLE (1985).

O geotermômetro granada-biotita apresenta certas limitações devido a facilidade de reequilíbrio do sistema por difusão iônica durante o decréscimo de temperatura após o auge metamórfico. As temperaturas indicadas por três das quatro calibrações mostram uma tendência de aumento da unidade G para as unidades H e I, o que é coerente com o resultado da

geotermometria das rochas básicas. Entretanto, deve-se considerar que devido ao pequeno número de amostras e à grande variação de composição química entre elas (evidenciada pela diferença da composição mineralógica modal, Tab. 6.5), nenhuma conclusão segura pode ser extraída dos dados atualmente disponíveis para este geotermômetro.

As rochas metapelíticas também foram utilizadas para um estudo da variação composicional das granadas, ao longo de perfis borda a borda. Para tal, foram analisados seis porfiroblastos, sendo três da unidade E e os outros três das unidades G, H e I. Duas das granadas da unidade E correspondem a porfiroblastos extraídos manualmente da superfície da rocha, de um mesmo afloramento. Destes porfiroblastos foram confeccionadas lâminas polidas em cortes passando através de seus centros (DI-60-G1 e DI-60-G2). Os outros quatro porfiroblastos analisados correspondem aos maiores grãos observados nas seções delgadas de amostras de rocha.

Em geral os porfiroblastos apresentam inclusões que caracterizam um padrão de zonação textural marcado por uma porção central com inclusões finas (rutilo prismático e por vezes quartzo), as quais tornam-se progressivamente maiores para a borda, e, em geral, com a parte mais externa do porfiroblasto pobre em inclusões (Foto 6.9). Este padrão está presente em quatro dos porfiroblastos analisados, porém não foi identificado nos porfiroblastos das amostras L541 e L509, os quais não evidenciam variação textural. A variação textural encontrada é interpretada como devida a um crescimento da granada acompanhado por um aumento progressivo de temperatura.

Os três porfiroblastos da unidade E mostram um zoneamento com maior concentração de Mn e Ca no núcleo, com diminuição progressiva para a borda, enquanto o Fe e o Mg apresentam um comportamento inverso (Fig. 6.13). Este padrão pode ser interpretado em termos de um fracionamento dos elementos a temperatura constante (HOLLISTER, 1966) ou como devido a reação contínua (ou várias reações distintas) ocorrendo dentro de uma certa faixa de condições de temperatura e pressão (TRCZIENSKI, 1977). Como o padrão de variação textural destes porfiroblastos indica um aumento de temperatura durante o seu crescimento, a variação de composição química observada é interpretada como devida a um aumento de temperatura durante a cristalização das granadas.

FOTO 6.9 Padrão de inclusões em granadas, de xistos da Nappe de Passos. a) Lâmina de uma única granada mostrando inclusões que definem uma foliação interna (SI) reta no centro, passando a dobrada (dobras helicíticas) nas bordas. A área retangular corresponde a um detalhe mostrado em (c). Ponto D1-60, amostra GR6. N //, SN. b) Lâmina de um único cristal de granada o qual apresenta SI reta na porção central do grão e em forma de dobras helicíticas na borda. Pode-se notar uma zonação marcada pela diminuição na quantidade e pelo aumento do tamanho das inclusões (rutilo) do centro para a borda do grão. Ponto D1-60, amostra GR1, N//, SP. c) Detalhe de (a), onde pode-se observar, que na porção esquerda da foto, as inclusões definem dobras sucessivas que evidenciam tratar-se do sobrecrecimento sintectônico de uma crenulação. d) Detalhe de (b) mostrando a variação na densidade e no tamanho das inclusões, do núcleo para a borda do grão. Nota-se também a presença de dobras helicíticas definidas pela SI. e) Lâmina de granada muscovita xisto (unidade E) mostrando um cristal de granada (porção inferior da foto) com inclusões retas definindo uma SI orientada perpendicularmente à foliação externa (S2) Ponto D1-56, N+, SN. f) Detalhe de (e) mostrando uma foliação mais antiga (S1), parcialmente preservada da transposição que acompanhou o desenvolvimento de S2. Esta foliação é interpretada como a mesma que foi

FIGURA 6.13 Variação composicional de granadas de metapelitos das unidades E, G, H e I, em perfis feitos de borda a borda do grão. As granadas da unidade E (coluna da esquerda), por terem se formado em temperaturas mais baixas guardam o padrão zonado típico de crescimento com aumento de temperatura. Já as amostras das unidades G, H e I, exibem um padrão mais achatado, que é característico do processo de homogeneização por difusão iônica, comum nas granadas de mais alta temperatura.

Nas amostras D56B e D60-GR6, pode-se reconhecer uma zonação reversa na borda, que deve corresponder ao reequilíbrio por difusão, o qual em geral acompanha o decréscimo de temperatura após o auge metamórfico (TRACY, 1982; BARKER, 1990, p. 47).

Os zoneamentos apresentados pelas granadas das unidades H e I (541 e 516, respectivamente), são caracterizados por pequenas variações, tendendo para composições mais constantes, e por isso são interpretados como devidos ao processo de homogeneização por difusão (SPEAR e PEACOCK, 1989) durante o auge metamórfico. A amostra 509, da unidade G, apresenta um padrão diferente das demais, com diminuição de Fe e aumento de Ca e Mg do núcleo para a borda e com Mn aproximadamente constante (Fig. 6.13). Tal padrão pode ser devido a uma homogeneização parcial durante o auge metamórfico, seguido por reequilíbrio com a matriz, através de difusão, causado pela diminuição de temperatura pós auge metamórfico.

Uma vez que a unidade E foi metamorfizada numa temperatura média de 620°C, mais baixa do que as unidades G, H e I (650°C, 716°C e 750°C, respectivamente), é esperado que nesta unidade sejam preservados os perfis zonados por crescimento, enquanto que nas demais unidades o processo de homogeneização devido à maior difusão iônica em altas temperaturas tende a mascarar o zoneamento por crescimento.

6.4- TRAJETÓRIA P-T- t

As condições metamórficas apresentadas na seção precedente dizem respeito ao auge do metamorfismo principal preservado nas rochas estudadas. As condições metamórficas que precederam o auge do metamorfismo podem ser avaliadas a partir do núcleo dos cristais metamórficos que não tenham reequilibrado com as mudanças de P e T.

De algumas amostras foram selecionados grãos de anfibólio para estudo da variação de composição entre borda e núcleo. Na amostra RP3-134 (unidade C) foram reconhecidos grãos óticamente zonados (Foto 6.2), enquanto

que nas demais amostras tal feição não foi identificada, e por isso foram analisados apenas alguns dos grãos de maior tamanho. O geotermômetro anfibólio-plagioclásio (SPEAR, 1981) foi aplicado para estas amostras, sendo que a composição do plagioclásio utilizada foi a mesma para a borda e o núcleo, uma vez que as variações composicionais deste mineral, quando presentes, são pequenas e apresentam influência insignificante no resultado do geotermômetro aplicado. O resultado deste estudo é mostrado na figura 6.14a, onde nota-se que as amostras RP-134 a CA7-3B (unidades C, D, E e G) indicam um aumento de temperatura do núcleo para a borda dos cristais. Já as amostras das unidades H e I, com exceção da amostra L177, mostram maiores temperaturas para o núcleo e menores para a borda.

O geotermômetro baseado no teor de Ti do anfibólio (OTTEN, 1984) também foi aplicado e mostra para a amostra RP3-134 resultado coerente com o geotermômetro de SPEAR. Entretanto, para as demais amostras a temperatura do núcleo é maior do que a temperatura da borda (Fig. 6.14b).

O quimismo dos anfibólios por si só já fornece indicações de variações de temperatura e pressão, podendo ser utilizado para indicar variações relativas entre borda e núcleo dos grãos. Por exemplo, os teores de Al^{iv} e Na^A (na posição A) são diretamente proporcionais ao aumento de T, enquanto o conteúdo de Al^{vi} e Na^{M4} (na posição M4) é diretamente proporcional a pressão (LAIRD & ALBEE, 1981; TOURNON, TRIBOULET & AZEMA, 1989). Na figura 6.15 e na tabela 6.6, são mostradas as variações destes elementos para o núcleo e a bordas dos anfibólios analisados. Nota-se que o número de amostras que possui Al^{iv} no núcleo maior do que na borda é aproximadamente igual ao que apresenta Al^{iv} menor no núcleo do que na borda (Fig. 6.15a). O resultado não é dependente da unidade estratigráfica (vide Tab. 6.4). Para o conteúdo de Na^A , o número de grãos com maior valor no núcleo do que na borda é ligeiramente superior ao número de grãos que mostra esta relação inversa. Para o Al^{vi} a maioria dos grãos analisados apresenta maior concentração no núcleo do que na borda, indicando um crescimento dos anfibólios acompanhado por um aumento de pressão.

FIGURA 6.14 Variação de temperatura entre o núcleo e a borda de alguns grãos de anfibólio, determinadas pelos geotermômetros hornblenda plagioclásio (a) e Ti no anfibólio (b). Cada letra no eixo das abscissas corresponde a um grão analisado e indica a que unidade estratigráfica pertence (C a I).

Os resultados destes indicadores de temperatura entre núcleo e borda são em parte conflitantes e pouco conclusivos. Entretanto as ponderações abaixo, devem ser levadas em conta.

- a) O aumento de temperatura do núcleo para a borda determinado para a amostra RP-134 (Unidade C), juntamente com a variação das características químicas (Fig. 6.15a) e óticas (Foto 6.2) do núcleo para a borda do grão, cuja composição varia de actinolita para hornblenda, permitem caracterizar que esta amostra apresenta um crescimento acompanhado do aumento de temperatura;
- b) Embora as amostras da unidade D apresentem resultados opostos para os geotermômetros de SPEAR (1981) e OTTEN (1984), os núcleos dos plagioclásios destas amostras, em geral, são menos cálcicos (An 13-20) do que as bordas (An 20-25, vide anexo 3), o que indica um aumento de T, no sentido núcleo-borda. Neste caso então, o geotermômetro baseado no teor de titânio do anfibólio (OTTEN, 1984), estaria fornecendo uma temperatura errada para a variação núcleo-borda referente ao metamorfismo principal. Como nestes anfibolitos é comum a presença de titanita, geralmente relacionada com o retrometamorfismo, é provável que o titânio na borda dos grãos de anfibólio tenham sido parcialmente lixiviados após o auge do metamorfismo principal.
- c) Se, conforme deduzido acima, as temperaturas do geotermômetro de OTTEN (1984) foram modificadas na borda dos cristais, devido aos processos retrometamórficos, então, para as unidades C, D, E e G deve-se tomar o resultado do geotermômetro de SPEAR (1981).
- d) Apesar de, para a maioria das amostras das unidades H e I, os dois geotermômetros apontarem um decréscimo de T para a borda dos cristais, dos 11 grãos de anfibólio analisados o Al^{iv} diminui do núcleo para borda em 5, aumenta em 5 e é aproximadamente estável em 1 (Tab. 6.6). O valor de Na^A diminui em 5 grãos, aumenta em 3 e é aproximadamente constante em 3 (Tab. 6.6). Para que houvesse um decréscimo de temperatura do núcleo para a borda, como indicado pelos geotermômetros, seria esperada uma diminuição sistemática de Al^{iv} e Na^A , no sentido núcleo-borda. A ausência de um padrão coerente na variação destes elementos, sugere uma modificação parcial após auge metamórfico.

FIGURA 6.15 Variação composicional entre núcleo e borda de alguns grãos de anfíbólio, com relação ao Al^{IV} (a), Na na posição A (b) e Al^{VI} (c). Cada letra no eixo das abscissas corresponde a um grão analisado e indica a que unidade estratigráfica pertence.

TABELA 6.6...Valores de temperatura e de alguns parâmetros químicos determinados para núcleo e borda de anfibólios, de algumas amostras de rochas metabásicas. Foram utilizados os geotermômetros de SPEAR (1981) e de OTTEN (1984). Cada linha sob o título de uma mesma amostra corresponde a um grão analisado.

Unidade	Distância (km)	Amostra	Temperatura (°C)				Parâmetros Químicos dos Anfibólios (n° átomos p/ fórmula)							
			SPEAR		OTTEN		Ti		Al ^{IV}		Al ^{VI}		NaA	
			núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
C	0,4	P3-134	530	510	586	583	0,034	0,032	1,22	1,23	0,54	0,58	0,40	0,39
	0,4		440	450	547	575	0,002	0,025	0,19	0,96	0,13	0,46	0,07	0,31
	0,4		470	480	575	586	0,024	0,034	1,21	1,18	0,53	0,59	0,35	0,33
	0,4		440	450	549	581	0,003	0,03	0,14	1,02	0,21	0,51	0,06	0,29
	0,5	I56D	450	490	587	604	0,034	0,048	1,65	1,68	0,62	0,65	0,35	0,37
	0,5		450	470	605	603	0,049	0,047	1,64	1,71	0,61	0,60	0,31	0,33
	0,5		450	450	609	596	0,052	0,041	1,65	1,61	0,67	0,71	0,39	0,16
	0,5		450	490	608	600	0,050	0,046	1,69	1,64	0,56	0,65	0,28	0,36
	0,5		450	470	603	600	0,048	0,045	1,64	1,67	0,71	0,66	0,32	0,33
	0,5		460	460	606	597	0,050	0,043	1,70	1,45	0,59	0,53	0,32	0,35
D	1,35	460B	540	540	614	610	0,057	0,055	1,52	1,58	0,85	0,96	0,38	0,36
	1,35	460C	495	545	709	617	0,154	0,082	1,38	1,48	0,63	0,86	0,33	0,38
	1,35		480	630	729	644	0,134	0,06	1,28	1,61	0,68	0,98	0,32	0,44
	1,45	459C	-	-	622	599	0,064	0,045	1,46	1,48	0,86	0,89	0,37	0,37
	1,45		595	605	604	606	0,047	0,051	1,67	1,66	1,11	1,13	0,39	0,5
	1,45	459D	570	570	608	605	0,052	0,05	1,55	1,56	1,00	0,96	0,39	0,39
E	2,8	D1-89K	658	644	658	644	0,094	0,082	1,43	1,43	0,93	0,9	0,38	0,39
G	2,9	498E	725	725	687	663	0,118	0,098	1,63	1,55	0,66	0,64	0,47	0,47
	2,9		745	745	708	661	0,136	0,096	1,73	1,72	0,66	0,85	0,51	0,51
	3,6	CA73B	660	730	697	672	0,126	0,106	1,56	1,53	0,84	0,75	0,36	0,42
	3,6		680	691	690	725	0,112	0,122	1,54	1,59	0,77	0,84	0,38	0,39
H	3,9	541A	-	-	649	617	0,086	0,06	1,13	0,98	0,58	0,53	0,34	0,29
	3,9		750	745	704	709	0,132	0,14	0,16	0,16	0,75	0,76	0,47	0,46
	3,9		760	780	716	715	0,142	0,141	0,16	0,165	0,79	0,82	0,47	0,50
	3,94	409	758	728	740	730	0,176	0,151	1,75	1,69	0,57	0,63	0,44	0,42
	3,96	177	850	850	747	741	0,168	0,163	1,61	1,69	0,58	0,72	0,55	0,58
	3,97	510A	810	790	729	639	0,153	0,078	1,69	1,62	0,65	0,73	0,51	0,52
	3,97		795	790	718	699	0,144	0,129	1,65	1,64	0,68	0,68	0,50	0,50
	3,97		830	810	715	630	0,141	0,071	1,66	1,72	0,66	0,86	0,54	0,54
	4	CA5-16	670	600	658	638	0,094	0,077	1,53	1,4	0,75	0,77	0,39	0,35
	4,2	523A	-	-	681	676	0,114	0,109	1,81	1,75	0,46	0,45	0,49	0,49
I	4,2		-	-	664	671	0,099	0,105	1,76	1,78	0,48	0,45	0,48	0,49
	4,26	532	580	530	804	776	0,215	0,192	1,32	1,29	0,5	0,56	0,36	0,32
	4,26		690	640	818	800	0,227	0,212	1,39	1,4	0,52	0,58	0,48	0,41
	4,26		550	550	803	797	0,215	0,209	1,30	1,35	0,47	0,53	0,35	0,34

- e) Caso para as unidades H e I houvesse realmente um decréscimo de temperatura do núcleo para a borda dos grãos de anfibólio referente ao metamorfismo principal, isto implicaria numa descontinuidade entre estas duas unidades e as demais. Então deveria ser esperada uma quebra nos gradientes térmico (Fig. 6.3 e 6.4) e bórico (Fig. 6.7 e 6.8), observados ao longo da nappe de Passos, o que não ocorre.
- f) O padrão de zoneamento químico de 3 granadas de rochas metapelíticas da unidade E (Fig. 6.13) é marcado pela forma de sino para o conteúdo de Mn, indicando um aumento de T do núcleo para a borda do grão.

Considerando-se os argumentos expostos acima, conclui-se que apesar dos poucos grãos analisados para avaliação núcleo-borda, as unidades C a G apresentam o desenvolvimento do metamorfismo principal com aumento da temperatura e da pressão do núcleo para a borda dos cristais. Para as unidades H e I, apesar dos resultados menos conclusivos, interpreta-se uma evolução para o metamorfismo principal, idêntica a das demais unidades, considerando-se que as temperaturas mais baixas nas bordas dos grãos de anfibólio se devem a um reequilíbrio parcial do quimismo do anfibólio, associado com o decréscimo de temperatura após o auge do metamorfismo principal. Tal processo tem sido freqüentemente observado, em diversos cinturões metamórficos, para o sistema granada biotita (SPEAR & PEACOCK, 1991).

Conforme descrito no capítulo 6 alguns minerais retrometamórficos desenvolveram-se durante o final da fase D₂. A caracterização da temperatura de formação destes minerais, juntamente com os dados termobarométricos apresentados acima, permitirá mostrar a trajetória termal deste conjunto litológico durante a fase D₂. Como o objetivo central das análises de microsonda foi definir a temperatura do metamorfismo principal, as amostras analisadas em geral não apresentam feições retrometamórficas proeminentes, por isso os dados sobre as paragêneses retrometamórficas são demasiadamente restritos, correspondendo apenas às amostras L177 e L532, unidades H e I, respectivamente.

Nestas amostras alguns cristais de anfibólio apresentam regiões, próximas às bordas, alteradas para um anfibólio com cor de pleocroísmo verde, mais claro do que o grão original. A análise de microsonda revela que estes

anfibólitos retrometamórficos chegam a alcançar a composição de actinolitas e a hornblendas actinolíticas (Tab. 6.7), contrastando com a composição do grão original que varia de ferro pargasita a hornblenda ferro pargasítica (L177) e magnésio hornblenda a hornblenda edenítica (L532).

Utilizando-se o geotermômetro de OTTEN (1984) para estes anfíbólios, obtém-se uma temperatura de 574°C para a actinolita, a qual deve representar a composição mais próxima do equilíbrio deste evento retrometamórfico. O geotermômetro hornblenda-plagioclásio (SPEAR, 1981) também foi aplicado para estes anfíbólios, utilizando-se a composição do plagioclásio do metamorfismo principal, indicando uma temperatura de 470-510 para a amostra L177 e de 480°C para a mostra L532. Estas temperaturas correspondem a um valor máximo, uma vez que não se considerou a variação composicional do plagioclásio durante o retrometamorfismo. Caso esta composição fosse albita, a temperatura deste geotermômetro seria de aproximadamente 450°C. Uma vez que o geotermômetro de OTTEN (1984) tende a apresentar temperaturas altas, considera-se os valores do geotermômetro de SPEAR (1981) mais próximos da temperatura de formação destes anfíbólios retrometamórficos. Para as duas amostras o teor de Al^{VI} é menor nos anfíbólios retrometamórficos, indicando decréscimo da pressão em relação ao metamorfismo principal.

Em rochas metapelíticas caracterizou-se a alteração retrometamórfica da cianita para muscovita, sin-D₂ (Foto 6.7). É possível que a geração dos anfíbólios retrometamórficos descritos acima, seja contemporânea à alteração da cianita. Contudo, não foram identificadas feições texturais que permitissem definir o período de crescimento destes anfíbólios em relação a fase D₂.

Então, considerando-se a temperatura de 470°C - 480°C indicada para anfíbólio retrometamórfico, pode-se inferir que durante D₂ as rochas do Grupo Araxá após terem alcançado o máximo de temperatura evoluíram através de uma trajetória com redução de temperatura e de pressão. Este resultado é perfeitamente coerente com o transporte de uma nappe com rochas de mais alta temperatura (nappe de Passos), sobre rochas de mais baixa temperatura (Grupo Canastra e embasamento + Grupo Bambuí).

As condições de temperatura do estágio final de alojamento da nappe de Passos não foram determinadas através de geotermometria. Todavia, as paragêneses retrometamórficas associadas a estruturas maiores D₃ e D₄ (por

TABELA 6.7 Dados químicos e termométricos para anfibólios retrometamórficos de duas amostras de rochas metabásicas. Os geotermômetros utilizados são baseados no equilíbrio anfibólio-plagioclásio (SPEAR, 1981) e no teor de titânio do anfibólio (OTTEN, 1984). Para o geotermômetro de SPEAR, são dados dois valores, sendo o maior por admitir a composição do plagioclásio igual ao do metamorfismo principal, enquanto o menor corresponde a uma composição de albita, a qual é a mais provável para o retrometamorfismo. Classificação dos anfibólios segundo LEAKE (1978). Fórmula dos anfibólios calculada de acordo com STOUT (1972) e ROBINSON et al. (1982) utilizando-se a média das normalizações 15 cátions excluindo Na e K, e 13 cátions excluindo Ca, Na e K. Abreviações: act = actinolita; mg-hb = magnésio hornblenda; hb-act = hornblenda actinolítica.

	Amostra 177 - Unidade H					Amostra 532 - Unidade I			
	1	2	3	4	5	1	4	5	6
SiO ₂	50,21	53,84	50,19	50,28	48,83	52,43	49,51	48,23	50,22
TiO ₂	0,59	0,22	0,50	0,34	0,59	0,16	0,43	0,68	0,52
Al ₂ O ₃	5,86	2,76	6,02	5,70	7,07	4,13	7,04	8,00	6,37
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,05
FeO	12,66	10,06	12,57	11,97	13,14	14,33	15,42	16,58	15,94
MnO	0,11	0,23	0,09	0,17	0,08	0,07	0,14	0,14	0,17
MgO	14,36	16,72	14,37	14,59	14,17	13,95	12,46	11,26	12,30
CaO	12,00	11,94	11,77	11,58	11,18	12,55	11,93	11,44	11,76
Na ₂ O	1,03	0,61	1,32	1,11	1,32	0,49	0,94	1,16	0,88
K ₂ O	0,23	0,08	0,23	0,17	0,23	0,17	0,24	0,28	0,20
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,13	0,19	0,12
TOTAL	97,05	96,46	97,05	95,91	96,61	98,46	98,28	98,01	98,55
O=Cl,F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,05
TOTAL	97,05	96,46	97,05	95,91	96,61	98,41	98,22	97,92	98,50
	Fórmula para 23 oxigênios					Fórmula para 23 oxigênios			
	1	2	3	4	5	1	4	5	6
TSi	7,31	7,75	7,32	7,38	7,13	7,57	7,21	7,10	7,30
TAl	0,69	0,25	0,68	0,62	0,87	0,43	0,79	0,90	0,70
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,32	0,22	0,35	0,36	0,35	0,27	0,42	0,49	0,39
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CFe ³⁺	0,12	0,11	0,12	0,16	0,32	0,06	0,17	0,21	0,18
CTi	0,07	0,02	0,05	0,04	0,06	0,02	0,05	0,07	0,06
CMg	3,12	3,59	3,12	3,19	3,08	3,00	2,70	2,47	2,66
CFe ²⁺	1,37	1,04	1,34	1,24	1,17	1,65	1,65	1,75	1,69
CMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,05	0,06	0,07	0,07	0,11	0,02	0,06	0,08	0,07
BMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
BCa	1,87	1,84	1,84	1,82	1,75	1,94	1,86	1,80	1,83
BNa	0,07	0,08	0,09	0,10	0,13	0,03	0,07	0,10	0,09
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,22	0,09	0,29	0,22	0,24	0,11	0,19	0,23	0,16
AK	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04
SOMA A	0,27	0,10	0,33	0,25	0,28	0,14	0,24	0,28	0,19
CCl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,09	0,06
SOMA CAT	15,27	15,10	15,33	15,25	1,28	15,14	15,24	15,28	15,19
SOMA OX	23,04	23,07	23,07	23,07	23,04	23,02	23,03	23,06	23,05
T SPEAR (°C)	470-510	470-510	470-510	470-510	470-510	450-480	450-480	450-480	450-480
T OTTEN (°C)	623	573	610	591	622	566	602	635	614
Classificação.	hb-act	act	hb-act	hb-act	mg-hb	act	mg-hb	mg-hb	hb-act

exemplo a zona de falha de Cássia e o antiformal de Itaú de Minas), mostrando alteração dos anfibólios para biotita e clorita, plagioclásios cálcicos para albita e granada para clorita, sugerem condições metamórficas da fácies xisto verde, provavelmente zona da clorita. Outra evidência que indica estas condições metamórficas é o fato de que nos metapelitos dos Grupos Canastra e Bambuí, não foi identificada biotita, mas apenas clorita.

Com os dados apresentados acima pode-se elaborar um diagrama PTt, sendo a variável t (tempo) de caráter apenas relativo. Este diagrama é mostrado na figura 6.16, onde são representadas as trajetórias metamórficas para 2 níveis estratigráficos: C e H. Apesar de alguns valores serem apenas estimados, a trajetória para as duas unidades é homogênea, caracterizando um padrão de evolução horária, o qual em geral é interpretado como indicativo de ambientes de espessamento crustal por colisão (THOMPSON & RIDLEY, 1987; ENGLAND & THOMPSON, 1984).

FIGURA 6.16 Ilustração de uma possível trajetória PTt para as rochas da Nappe de Passos. Tomou-se como exemplo as unidades C e H. A variável tempo (t) é representada apenas como valores relativos, que podem ser correlacionados às fases de deformação. Onde t1 corresponde ao período de formação do núcleo do anfibólio na unidade C, o qual deve ter ocorrido antes ou logo no início da fase D2; t2 é o período do auge metamórfico, cedo-D2; t3 corresponde ao momento de formação dos anfibólios retrometamórficos determinados na amostra 177 (unidade H) e t4 representa o período do retrometamorfismo associado às deformações tardias (D3 e D4). Limites das fácies metamórficas extraídos de YARDLEY (1990).

6.5- DISCUSSÃO

Os valores resultantes de geotermômetros e de geobarômetros baseados no quimismo de associações metamórficas estão sujeitos a erros diversos, relacionados à própria formulação e calibração do geotermômetro (ou geobarômetro), ou à análise química das fases minerais envolvidas, ou à diferenças químicas entre as paragêneses utilizadas para calibração do geotermômetro (ou geobarômetro) e a da rocha em estudo, ou ainda à interpretação da condição "em equilíbrio" determinada através dos estudos petrográficos.

Desta forma os resultados numéricos obtidos em estudos geotermobarométricos exigem uma triagem adequada, com base em minerais índices, com campos de estabilidade bem definidos, e levando-se também em conta o quadro geológico da área em questão. A necessidade desta seleção é demonstrada pelas diferenças entre as temperaturas obtidas por distintos geotermômetros para uma mesma amostra, como pode ser observado em diversos trabalhos (SCHULZ, 1990; STEPHENSON, 1979). Por exemplo, no trabalho de LAMB *et al.* (1986), os quais encontraram, para uma mesma amostra, diferenças de até 137°C entre quatro calibrações distintas para o geotermômetro granada-clinopiroxênio. Estes autores encontraram diferenças ainda maiores, alcançando 218°C, para temperaturas determinadas por dois geotermômetros distintos, no caso, ortopiroxênio-clinopiroxênio e granada-clinopiroxênio.

O mesmo é válido para geobarômetros, por exemplo, diferenças de 3 kbar são encontradas no trabalho de SCHULZ (1990). Portanto a opção feita neste trabalho, adotando-se as temperaturas obtidas pelo geotermômetro de SPEAR (1981), é mais coerente do que admitir como válido o espectro de temperatura determinado por todos os geotermômetros aplicados. Apesar do erro relativamente grande atribuído a este geotermômetro (50°C), a boa concordância dos seus resultados com as associações minerais observadas justificam a sua escolha para a área em questão.

Mesmo que, ainda assim, possam ser questionáveis os valores absolutos apresentados pelos geotermômetros de SPEAR (1981) e OTTEN (1984), é importante ressaltar que a variação relativa para ambos indica

claramente um aumento de temperatura em direção ao topo da seqüência, caracterizando, de forma inequívoca, um gradiente metamórfico inverso.

Cabe ressaltar que o gradiente térmico observado não é causado por uma variação sistemática da composição dos protólitos, pois, por exemplo, o teor de titânio no anfibólio (que é a base de cálculo do geotermômetro de OTTEN, 1984), apresenta um comportamento independente da concentração deste elemento na rocha. Tal fato está ilustrado na figura 6.17, onde são mostrados os valores de TiO_2 em rocha total e no anfibólio, das amostras utilizadas para geotermometria, em função da distância à base da nappe. Nota-se claramente que o teor de TiO_2 no anfibólio mantém-se numa faixa que varia de 0,4 a 1,5 %, da base para o topo da nappe, independentemente da rocha apresentar maior ou menor concentração deste óxido.

FIGURA 6.17 Comparação entre os teores de TiO_2 nas amostras de anfibolito (química de rocha total) e nos respectivos anfibólios, em função da distância de cada amostra à superfície de cavalgamento da Nappe de Passos. Nota-se a independência dos dois valores. Os valores para o anfibólio correspondem à média de três a sete grãos. Os teores de TiO_2 em rocha total são provenientes de dados litoquímicos preliminares (elementos maiores) obtidos através de fluorescência de raio-X, no LABOGEO, do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP.

Estudo geotermométrico apresentado por CORREIA (1986) para anfibolitos da região da folha Cássia, indica resultados coerentes com o do

presente trabalho, fornecendo temperaturas predominantes de 655°C, e 750°C (> 725°C), para rochas equivalentes às unidades G e H, respectivamente. Este autor também entendeu que as temperaturas dadas pelo geotermômetro de GRAHAM & POWELL (1984) superestimavam a temperatura, considerando o geotermômetro de SPEAR mais adequado para as rochas estudadas. Embora a interpretação de CORREIA (1986) para o traçado das isógradas não seja compatível com os dados apresentados por SIMÕES *et al.* 1988, e, tampouco com os novos dados aqui apresentados, sua conclusão de que a porção nordeste da folha Cássia corresponde à zona de maior metamorfismo é condizente com estes novos dados.

A interpretação de um gradiente metamórfico inverso, contínuo, desde a zona da biotita da fácies xisto verde (TEIXEIRA & DANNI, 1978; HEILBRON *et al.*, 1987; SIMÕES *et al.*, 1988; SIMÕES & VALERIANO, 1990) contrapõe-se à alguns trabalhos publicados (OLIVEIRA *et al.*, 1983; CORREIA, 1986), nos quais, os autores admitem a existência de uma importante falha de empurrão, na base dos gnaisses da unidade D, que colocou as rochas da fácies anfibolito sobre as rochas da fácies xisto verde e consideram ainda que os gnaisses desta unidade correspondem a rochas do embasamento. Entretanto, conforme já apresentado na seção 5.3.1, as intercalações de metassedimentos (quartzitos, muscovita e biotita xistos), a continuidade desta unidade (D) por toda a área de ocorrência da nappe, a observação de contato transicional da unidade C para a unidade D (VALERIANO, 1992) e a ausência das associações de rochas máficas e ultramáficas típicas do embasamento, constituem fortes argumentos de campo contra a interpretação dada por estes autores.

ZANARDO (1992), que desenvolveu trabalho de caráter regional, fazendo um estudo comparativo dos diversos compartimentos tectônicos entre as cidades de Caconde e Passos (MG), também reconheceu, através dos dados petrográficos, a presença de um gradiente metamórfico invertido para a nappe de Passos. Entretanto, o referido autor interpretou que a zona metamórfica de fácies xisto verde da porção basal da nappe (unidades A, B e C) era decorrente exclusivamente do retrometamorfismo relacionado ao transporte da nappe. Isto é, a nappe de Passos apresenta um gradiente metamórfico inverso, variando, porém, de fácies anfibolito inferior a superior e que em decorrência do transporte da nappe, a sua porção basal teria sido submetida a um retrometamorfismo para fácies xisto verde o qual mascarou as paragêneses

originais, de fácies anfibolito. Tal interpretação está baseada em dois argumentos principais:

1) na porção inferior da nappe (unidades A, B e C) são encontrados anfibólio xistos e biotita-clorita-anfibólio xistos, cujos anfibólios apresentam pleocroísmo verde azulado forte, os quais o referido autor interpretou, baseado nas características microscópicas, como hastingsita/ferro-hastingsita;

2) estudos de orientação cristalográfica do quartzo, em 5 amostras de quartzitos, apresentados por ZANARDO *et al.* (1990), os quais evidenciam padrão ortorrômbico de orientação do eixo *c* do quartzo, que contrasta com a forte textura assimétrica mostrada pelo contorno dos grãos de quartzo; este padrão ortorrômbico foi interpretado pelos referidos autores como devida à ativação dos planos do prisma, a qual em geral só ocorre em temperaturas superiores às da fácies xisto verde.

A presença do anfibólio não justifica uma temperatura maior do que a de fácies xisto verde pois como apresentado acima, a geotermometria dos anfibólios da unidade C, os quais também possuem pleocroísmo verde azulado forte, indica temperaturas de metamorfismo compatíveis com a fácies xisto verde (460°C e 490°C). Além disto, alguns grãos são zonados indicando menor temperatura no núcleo (actinolita) e maior temperatura na borda (hornblenda), o que é totalmente oposto ao esperado para anfibólios retrometamórficos, cujos núcleos em geral tendem a preservar as temperaturas mais elevadas.

Quanto ao padrão de orientação do eixo *c* do quartzo, os próprios resultados apresentados por ZANARDO *et al.* (1990) são conflitantes, pois exibem um padrão simétrico, enquanto a forma dos grãos é assimétrica, e sendo estes cristais contemporâneos ao transporte da nappe, seria esperado um padrão assimétrico para a orientação do eixo *c* do quartzo. Muitos destes quartzitos exibem grãos com bandas de deformação oblíquas à foliação principal, as quais são orientadas paralelamente ao eixo *c* do cristal hospedeiro. Isto indica intensa ativação dos planos basais do quartzo (BARKER, 1990, pag. 71), o que numa deformação não coaxial, deveria conduzir a um padrão assimétrico para o eixo *c* do quartzo. Além disso, ativação dos planos de prisma não é exclusiva da fácies anfibolito. Ao que parece, torna-se necessária uma complementação dos estudos de orientação cristalográfica do quartzo já feitos para esta área, com ampliação do número de amostras, para que se possa entender melhor esta questão.

Os valores de pressão obtidos pelos dois geobarômetros aplicados deixam alguma incerteza principalmente com relação às pressões das unidades C e D. Apesar desta imprecisão, os valores obtidos indicam claramente que as rochas estudadas representam o campo superior de pressão das fácies xisto verde e anfibolito, próximo ao limite com o ambiente de alta pressão (fig. 6.11). Desta forma o metamorfismo da nappe de Passos não corresponde ao padrão Barrowiano típico, mas sim a uma variedade de mais alta pressão deste padrão, chegando a alcançar valores da ordem de 11 kbar.

Tais valores aproximam-se das condições de formação de eclogitos, entretanto, os clinopiroxênios encontrados nos anfibolitos estudados apresentam baixo teor de Na_2O ($< 1,3\%$), o que fornece um conteúdo da molécula de jadeíta, inferior a 5 %. Por outro lado, HOPPE *et al.* (1985), descreveram uma ocorrência de anfibolito, no Grupo Araxá (na Nappe de Passos), próximo à cidade de São Sebastião do Paraíso, com clinopiroxênio jadeítico (2,4 a 3,4 % de Na_2O), que foi interpretado como um retroeclogito. Este retroeclogito possui dois tipos de clinopiroxênio, um mais antigo com Na_2O entre 2,4 e 3,4 %, e outro retrometamórfico com Na_2O em 1,0 e 1,5. Ocorrem associados a hornblenda e plagioclásio, os quais desenvolvem uma textura em corona, em torno dos minerais mais antigos, clinopiroxênio jadeítico (onfacita) e granada. Esta ocorrência situa-se no contexto da Sinforma do Chapadão, cerca de 20 km a sul da área estudada no presente trabalho. Embora a estratigrafia nesta localidade não esteja, ainda, completamente conhecida, o retroeclogito descrito por HOPPE *et al.* (1985) ocorre nos estratos superiores do Grupo Araxá, provavelmente equivalentes às unidades H ou I. Como as feições texturais dos clinopiroxênios, dos anfibolitos estudados no presente trabalho, não evidenciam uma proveniência retrometamórfica, então, conclui-se que nesta área as rochas não alcançaram condições de pressão e temperatura que permitissem a formação de eclogito. A ocorrência de rochas de maior pressão mais ao sul, sugere que (1) nesta região a seção estratigráfica do Grupo Araxá está mais completa, expondo níveis superiores à unidade I, ou (2), mais ao sul, as isógrads metamórficas tendem a cortar as unidades litoestratigráficas da Nappe de Passos. Entre os domínios das Sinformas de Passos e do Chapadão, a nappe é cortada por zonas de cisalhamento de alto ângulo sinistrais (MORALES, 1993), as quais também podem ter favorecido a esta variação metamórfica, colocando lado a lado segmentos da nappe, com condições metamórficas ligeiramente distintas.

7- MODELO DE EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA

Para a elaboração do modelo de evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos serão primeiramente considerados os ambientes tectônicos relacionados aos processos de sedimentação e de metamorfismo. Depois de estabelecidos estes pontos, serão discutidos os mecanismos possíveis para explicar o gradiente metamórfico invertido registrado na nappe.

7.1- AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E DE METAMORFISMO

A caracterização do ambiente de sedimentação em rochas metamórficas intensamente deformadas, em geral é difícil, e nem sempre é possível, devido à obliteração das estruturas primárias. Muitas vezes, como no caso da Nappe de Passos, a interpretação fundamenta-se essencialmente nas associações litológicas e nas relações de contato. Ponderando-se estes aspectos, buscou-se delinear o tipo de ambiente tectônico para a sedimentação das rochas da Nappe de Passos.

Conforme apresentado na seção 5.3.1, as rochas do Grupo Araxá na região estudada apresentam características de uma evolução sedimentar semelhante a de margens passivas, exibindo fácies proximais na base e fácies mais distais para o topo. A passagem do ciclo deposicional inferior (unidades A a C) para o ciclo deposicional superior (unidades D a I) marca uma importante mudança na história de sedimentação. Tal mudança, provavelmente está associada a um tectonismo sin-sedimentar, possivelmente na borda da bacia, que teria promovido um abatimento das fácies proximais já depositadas, as quais passam a ser recobertas por fácies distais. Enquanto para o ciclo deposicional inferior pode-se caracterizar um ambiente plataformar, para o ciclo deposicional superior, o ambiente de sedimentação ainda é pouco

compreendido, podendo representar uma sedimentação distal de plataforma, ou associada a um possível talude.

VALERIANO (1992) mostrou que as características geoquímicas, baseadas no padrão de elementos terras raras e em diagramas normalizados ("aranhogramas"), das rochas básicas, encontradas ao longo de toda a coluna estratigráfica da Nappe de Passos, correspondem predominantemente às daquelas de basaltos de platôs continentais, indicando uma evolução de bacia com substrato de crosta continental.

As condições de metamorfismo da Nappe de Passos evidenciam que as rochas da porção superior alcançaram profundidades em torno de 36 km ($P = 11$ kbar e $T = 750^{\circ}\text{C}$), dentro do campo das pressões intermediárias, próximo do limite do ambiente de alta pressão.

O Grupo Araxá encontra-se inserido no contexto geológico da faixa de dobramentos Brasília, a qual representa um grande evento de encurtamento crustal, de escala continental (MARINI *et al.*, 1984; FUCK *et al.* 1993). As características do processo tectônico que conduziram à formação desta faixa ainda não estão bem definidas, podendo envolver uma colisão de blocos crustais com evolução totalmente ensialica ou com a formação e o consumo de uma crosta oceânica. A dificuldade de se comprovar a última hipótese reside na identificação segura de ofiolitos. Alguns autores advogam que rochas básicas e ultrabásicas, que intercalam-se no grupo Araxá nas regiões de Caldas Novas (DRAKE JR., 1980), Abadiânia-GO (STRIDER, 1993) e Abadia dos Dourados-MG (BROD *et al.*, 1991), são representantes destes ofiolitos. Cabe destacar que, conforme revisão sobre a Faixa Brasília apresentada por FUCK *et al.* (1993), uma evolução com o desenvolvimento de crosta oceânica é fortemente favorecida numa análise integrada das áreas estudadas em mais detalhe. Por outro lado, até o momento, os dados litoquímicos das rochas básicas na região de Passos, indicam uma origem semelhante à dos derrames de platôs continentais (VALERIANO, 1992), mostrando que não se tratam de ofiolitos. Considerando-se a extensão da Faixa Brasília, certamente é possível se encontrar diferentes ambientes tectônicos justapostos. Neste sentido, as áreas de ocorrência de ofiolitos, mencionadas acima, devem corresponder a domínios tectônicos ainda mais internos (a própria sutura, ou mais próximo a ela), do que o representado pela Nappe de Passos. Os dados acima sugerem que as rochas da Nappe de Passos depositaram-se em ambiente semelhante a uma

margem continental passiva, posteriormente envolvida em tectonismo que conduziu as rochas sedimentares a elevadas condições de pressão. Dentro dos modelos de tectônica de placas desenvolvidos para cinturões fanerozóicos, o quadro geológico acima descrito indica que o ambiente do metamorfismo das rochas da Nappe de Passos é compatível com uma zona de subducção. Entretanto, a ausência de xistos azuis, bem como a dificuldade na caracterização de ofiolitos, são dois pontos importantes que contrapõem-se a esta interpretação.

7.2- O GRADIENTE METAMÓRFICO INVERSO

Um dos pontos mais controversos para o entendimento da evolução da Nappe de Passos é o gradiente metamórfico inverso encontrado nesta unidade tectono-estratigráfica. SIMÕES *et al.* (1988) apresentaram uma discussão a respeito deste problema, mostrando as diversas condições geológicas que podem conduzir ao estabelecimento de um gradiente metamórfico inverso e analisando a viabilidade de cada modelo para a Nappe de Passos. Esta discussão será apresentada a seguir para uma melhor fundamentação do modelo de inversão metamórfica proposto no presente trabalho.

Os gradientes metamórficos inversos podem ser divididos em: I- aparentes, e II- reais.

I- Inversão Metamórfica Aparente.

- a) Retrometamorfismo na base de seqüência alóctone (BRAUN & BATISTA, 1978).
- b) Superfícies isógrads oblíquas à foliação principal e ao acamamento (SIMÕES, 1984; HEILBRON, 1985).

- c) Empilhamento de rochas de maior grau sobre rochas de menor grau por meio de falhas, que no campo seriam difíceis de se reconhecer (DANNI *et al.*, 1973).

II- Inversão Metamórfica Real.

- a) Dobramentos regionais tardi a pós-metamórficos causando a inversão das isógradas nos flancos inversos de grandes dobras (TEIXEIRA & DANNI, 1978; SCHMIDT & FLEISCHER, 1978).
- b) Intrusão em forma de funil ou tabular, onde o corpo intrusivo sobrepõe-se à encaixante (ST-ONGE, 1981).
- c) Transferência de calor do teto (quente) para a lapa (fria) em falhas de empurrão regionais (DUEBENDORFER, 1988).
- d) Aquecimento por fricção em zonas de cisalhamento e/ou por migração de fluidos quentes ao longo destas (DUEBENDORFER, 1988).
- e) Rotação passiva das isógradas por cisalhamento dúctil subparalelo ao plano de acamamento (ARTHAUD *et al.*, 1985).

A estes modelos apresentados por SIMÕES *et al.* (1988) podem ser acrescentados dois outros:

- f) Gradiente térmico regional inclinado em relação ao gradiente bórico (THOMPSON, 1976).
- g) Metamorfismo em regiões com gradiente térmico invertido devido ao arrasto das isotermas promovido pelo afundamento de uma placa litosférica ao longo de uma zona de subducção (BANNO *et al.* 1986; PEACOCK & NORRIS, 1989).

Para a Nappe de Passos o modelo I-a pode ser descartado porque: 1) se as zonas menos metamórficas fossem retrometamórficas, suas relações texturais deveriam indicar um metamorfismo mais novo do que nas zonas de maior metamorfismo; isto não acontece, pois, em geral, as paragêneses em todas as zonas metamórficas são sin-(cedo) D_2 . 2) no caso do retrometamorfismo, dificilmente haveria uma obliteração completa de toda a paragênese anterior, de mais alto grau; por isso deveriam ser encontrados relíctos e/ou pseudomorfos característicos das rochas mais metamórficas (por exemplo: granada e clinopiroxênio nos anfibolitos nas unidades C e D).

O modelo I-b igualmente pode ser descartado pois o comportamento do traçado das "isógradas" nas grandes dobras pós-metamórficas indica que as superfícies isógradas mergulham no mesmo sentido da foliação principal e do plano de acamamento, e em pequeno ângulo (ou paralela) com estas estruturas.

O modelo I-c poderia explicar o padrão metamórfico da área desde que houvesse uma falha na base de cada zona metamórfica da área. Por exemplo, uma falha na base da unidade D e uma outra na base da unidade G, justificaria a sobreposição da zona do clinopiroxênio sobre as rochas da fácies anfibolito inferior, e o posicionamento destas sobre as rochas da fácies xisto verde. Entretanto estas falhas não explicariam os dados obtidos pela geotermometria dos metabasitos, que indicam aumento de temperaturas da porção intermediária para o topo da unidade C e, também, da unidade G para a unidade H. Com isso seria necessário invocar a existência de mais duas falhas para explicar estas outras variações. Entretanto não existem evidências de campo que justifiquem todas estas falhas. Por isso, o modelo I-c é descartado.

O modelo de flanco inverso de dobra (II-a), proposto para a área em questão por TEIXEIRA & DANNI (1978) e SCHMIDT & FLEISCHER (1978), pode ser descartado pois as dobras tarde a pós metamórficas presentes na Nappe de Passos são incongruentes com um flanco inverso, além do que, não existe nenhuma evidência regional do flanco normal (sem metamorfismo invertido) correspondente à dobra proposta. Outro forte argumento apresentado por SIMÕES *et al.* (1988) é a presença de estratificações cruzadas em quartzitos da

unidade B, na Serra do Chapadão (17 Km a E da cidade de São Sebastião do Paraíso, MG), indicando posição normal para a seqüência.

Os modelos II-b e II-c implicam na transferência de calor de corpos mais quentes para corpos mais frios, a partir de um corpo ígneo intrusivo ou de uma lasca tectônica "quente", respectivamente. Os gradientes térmicos gerados nestas situações geológicas não seriam suficientes para produzir as variações de temperatura como as encontradas (440 °C a 750 °C) para um pacote com a espessura da Nappe de Passos. Além disto, as pressões encontradas caracterizam um gradiente bórico invertido, que não se enquadra neste modelo.

O modelo II-d baseado no calor de fricção gerado em zonas de cisalhamento também não se mostra adequado, pois estudos existentes sobre este assunto (ver discussão em DUEBENDORFER, 1988) indicam que este mecanismo, principalmente no caso de deformações dúcteis, não é capaz de gerar quantidade de calor suficiente para imprimir um gradiente térmico nas proporções do encontrado na área.

O modelo II-e, que considera o giro das isógradas devido a um cisalhamento dúctil aproximadamente paralelo ao plano de acamamento da nappe, parece ser condizente com os dados geológicos da área. Este modelo está baseado no fato de que planos (ou superfícies) inclinados em relação aos planos de cisalhamento de uma zona de cisalhamento dúctil, serão girados passivamente tendendo ao paralelismo com o plano de cisalhamento. As feições estruturais internas da Nappe de Passos evidenciam que todo o conjunto foi submetido a um forte cisalhamento dúctil subparalelo ao acamamento, o qual poderia perfeitamente promover o giro das isógradas. Para tal, durante o auge do metamorfismo, as isógradas deveriam ser inclinadas em relação ao plano geral do acamamento do Grupo Araxá. Considerando-se que a nappe foi metamorfsada em ambiente análogo a uma zona de subducção, espera-se que as isógradas sejam inclinadas em relação ao acamamento, devido: (1) ao ângulo de mergulho da zona de subducção e (2) ao provável desvio das isothermas causado pelo afundamento do material frio subductante.

Entretanto, uma avaliação das conseqüências impostas por este modelo, indica sua inviabilidade para a área em questão (Fig. 7.1). Considerando-se um ângulo de 15° entre as isógradas (adotadas aqui, por

simplificação, como paralelas às isotermas, com um gradiente de $25^{\circ}/\text{Km}$) e o acamamento no auge do metamorfismo principal, após o cisalhamento dúctil paralelo a S_0 que promoveria a inversão das isógradas, a distância de duas isógradas com diferença de 200°C , medida ao longo do acamamento seria de apenas 32 Km. Isto quer dizer que seguindo-se ao longo de uma camada por cerca de 32 Km, na direção do gradiente metamórfico, deveriam ser registradas variações metamórficas equivalentes a 200°C . Tal situação não é observada na área estudada. Somente com um ângulo entre S_0 e as isógradas, menor do que 5° é que seria possível uma configuração das isógradas semelhante ao que se observa na Nappe de Passos. Por outro lado, com um ângulo inicial de 5° , o cisalhamento necessário para girar as isógradas totalmente, até se tornarem aproximadamente paralelas a S_0 ($\leq 5^{\circ}$) implicaria em valor de γ muito elevado, próximo de 28. Desta forma, estes dois pontos (relação angular inicial e quantidade de deformação cisalhante) põem em dúvida a viabilidade deste mecanismo para explicar o quadro metamórfico registrado na Nappe de Passos.

FIGURA 7.1 Modelo esquemático mostrando as consequências da atuação de um cisalhamento simples, subparalelo à estratificação primária (S_0), sobre isógradas oblíquas ao plano de cisalhamento. Por simplificação as isógradas, I-600 e I-400, foram consideradas paralelas às isotermas, correspondendo às temperaturas de 600°C e 400°C , respectivamente. a) Isógradas na posição original, logo em seguida ao auge metamórfico, fazendo um ângulo de 15° com o plano de cisalhamento. b) Isógradas giradas para uma posição invertida devido ao cisalhamento ($\psi = 83^{\circ}$, $\gamma = 8$). Nesta situação, a distância das duas isógradas medida ao longo de S_0 é de ~ 32 km, implicando numa variação, ao longo do acamamento, de 200°C a cada 32 km. O gradiente geotérmico utilizado para determinar a distância entre as isógradas foi de $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ver discussão no texto.

O modelo II-f corresponde a uma situação geológica, primeiramente analisada por THOMPSON (1976), e posteriormente aprofundada por BHATTACHARYYA (1981) sendo retomada por este mesmo autor em 1992. Os gradientes térmicos inclinados poderiam ser gerados por exemplo devido à domos térmicos regionais. Nestas condições, dependendo do ângulo entre o gradiente térmico e o gradiente bórico, podem surgir gradientes metamórficos invertidos, mesmo que o gradiente térmico original não seja invertido (Fig. 7.2). Entretanto, este efeito só é marcante para isógradas que representem reações com valores dP/dT elevados, isto é, reações que apresentem uma significativa dependência da pressão (por ex.: a passagem de andaluzita para cianita).

FIGURA 7.2 Esquema ilustrando a atitude de uma isógrada, $A + B = C + D$, em função do ângulo (α) entre as isotermas (T_1 , T_2) e as isóbaras (P_1 , P_2). Nos dois casos $T_1 < T_2$ e $P_1 < P_2$. θ é o ângulo de mergulho da isógrada medido no sentido horário, de 0° a 180° . a) Gradiente metamórfico normal: a paragéneses mais metamórfica ($C+D$) ocorre abaixo da menos metamórfica ($A+B$). b) Gradiente metamórfico invertido: a paragéneses mais metamórfica ($C+D$) sobre a menos metamórfica ($A+B$). Além do ângulo entre as isóbaras e as isotermas (α), o gradiente de temperatura e a inclinação da curva de reação ($\Delta T/\Delta P$) também condicionam a atitude da isógrada, tendo sido estes parâmetros considerados constantes para os dois casos. O gradiente bórico, em geral, é considerado horizontal e constante ($= 0,3 \text{ kbar/km}$). Adaptado de BHATTACHARYYA (1992).

O modelo II-g invoca o fato de que as isothermas são desviadas para baixo devido ao aprofundamento de uma placa litosférica na astenosfera, ao longo de uma zona de subducção. É importante notar que, de acordo com estudos elaborados para este mecanismo em placas fanerozóicas (TOKSOZ & JULIAN, 1971; OXBURGH & TURCOTTE, 1976), próximo ao contato das duas placas, o gradiente térmico passa a ser invertido e as rochas aí metamorfisadas apresentarão um gradiente metamórfico também invertido (Fig. 7.3). No caso da Nappe de Passos, o cisalhamento dúctil, subparalelo a S_0 , que atuou durante o seu transporte para níveis mais rasos, promoveria o posicionamento das rochas de maior pressão sobre as rochas de menor pressão e, ainda, acentuaria a inversão das isógradas, conduzindo estas ao subparalelismo com o plano de cisalhamento.

FIGURA 7.3 Possível configuração de isothermas numa zona de subducção, segundo Oxburgh & Turcotte (1970). A velocidade da placa ao longo da Zona de Benioff é de 9 cm/ano. Pode-se notar a completa inversão das isothermas próximo à zona de subducção.

Para se verificar a viabilidade deste mecanismo na Nappe de Passos, modelou-se graficamente uma reconstituição da posição das rochas no interior da crosta à época do auge do metamorfismo, com base nos dados de P e T

determinados pelos estudos termobarométricos e do seu arranjo tectono-estratigráfico atual. Esta reconstituição está ilustrada na figuras 7.4a e 7.4b, onde foi assumido um mergulho homogêneo de 20° para as unidades litoestratigráficas. Então marcou-se um ponto, em cada unidade, indicando a temperatura média das respectivas unidades, na profundidade correspondente à pressão média determinada pelos geobarômetros (Fig. 7.4a). Desta forma os segmentos estudados de cada unidade estão representados em suas posições relativas, referentes ao auge do metamorfismo. A partir destas posições, foram traçadas isothermas segundo um padrão geométrico análogo ao apresentado para as placas fanerozóicas. Comparando-se o resultado obtido (Fig. 7.4b), com os modelos fanerozóicos (Fig. 7.3), constata-se que este mecanismo é viável para a Nappe de Passos, admitindo-se, porém, um gradiente térmico um pouco mais elevado ($\approx 30^\circ\text{C/Km}$). Tal gradiente térmico é admissível, considerando-se que a produção de calor no Precambriano foi superior a do Fanerozóico. Segundo estimativas elaboradas por WYNNE-EDWARDS (1976, In: CONDIE, 1983), a temperatura na porção média da crosta no Proterozóico Superior (900 milhões de anos) era cerca de 10-20% superior que a atual.

Uma estimativa da quantidade de cisalhamento dúctil, paralelo a S_0 , necessária para superpor os pontos indicados na figura 7.4b, de forma a reproduzir a situação atual da Nappe de Passos, fornece valores de γ aproximadamente igual a 11.4, para mergulhos da zona de cisalhamento ($// S_0$) de 20° . Com mergulhos de 45° o valor de γ é de apenas 5.6.

Após análise de todos os mecanismos possíveis de promover um gradiente metamórfico invertido, considera-se que o mecanismo do arrasto de isógradas causado por subducção litosférica, discutido acima, é o mais compatível para explicar a configuração metamórfica da Nappe de Passos.

A causa da freqüente ocorrência de metamorfismo invertido em ambientes colisionais tem sido motivo de muitas controvérsias (DUEBENDORFER 1988, HUBARD 1989; BATTACHARYYA, 1992; RICE *et al.*, 1989; MASON, 1989). Muito provavelmente, a inversão das isothermas junto às zonas de subducção deve ter sido a causa do aparecimento de muitos dos gradientes metamórficos invertidos, reconhecidos hoje em dia.

FIGURA 7.4a Reconstituição das profundidades aproximadas das unidades da Nappe de Passos, referentes ao auge do metamorfismo. Adotou-se um mergulho de 20° para a zona de cisalhamento que separa os blocos Brasília e Paraná, aqui interpretada como uma zona de subducção. Considerando-se que as rochas foram levadas para os níveis mais rasos através de um cisalhamento simples, subparalelo ao acamamento (S₀), tomou-se como posição do auge metamórfico a interseção (quadrados) da porção central de cada unidade estratigráfica com sua respectiva isóbara (linha tracejada) referente ao auge metamórfico. Para a determinação das isóbaras das unidades E a I, foram utilizados os resultados do geobarômetro de BOHLEN & LIOTTA (1986), e para as unidades C e D foram adotados os valores de 6 e 7 kbar, respectivamente, conforme discutido no capítulo 6. O gradiente bórico utilizado foi de 1 kbar para 3,3 km. O retângulo abaixo da zona de subducção representa um segmento da Nappe de Passos com as unidades litoestratigráficas representadas com suas respectivas espessuras aparentes. As unidades A e B estão incluídas em C e a unidade F está incluída em G.

FIGURA 7.4b Possível configuração das isotermas durante o auge metamórfico da Nappe de Passos, considerando-se o modelo de rebaixamento das isotermas devido à subducção. Para o posicionamento das isotermas adotou-se um gradiente geotérmico de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Dentro da zona de desvio das isotermas interpolou-se a partir das temperaturas médias de cada unidade, dadas pelo geotermômetro de SPEAR (1981), cujas localizações (quadrados) foram tomadas da Fig. 7.6a. Os pontos interpolados, referentes às isotermas de 400°C a 700°C , estão indicados por cruzes. A figura representa um detalhe de uma zona de colisão de duas placas litosféricas, conforme ilustrado no desenho menor, ao lado.

7.3- DISCUSSÃO

Para a área em questão, que envolve uma evolução proterozóica, a aplicação direta dos modelos fanerozóicos pode não ser adequada. KRÖNER (1983), chamou a atenção para o fato de que, apesar de haver muita semelhança entre as faixas de dobramentos (orógenos) fanerozóicas e proterozóicas, a falta de quantidades expressivas de rochas vulcânicas máficas e de enxames de diques (*sheeted dikes*), bem como as características paleomagnéticas e isotópicas dos orógenos proterozóicos ($> 1,0$ Ga), sugerem que suas evoluções não devem ter envolvido o fechamento de extensos oceanos e, por consequência, não foram acompanhadas por subducção de grandes quantidades de litosfera oceânica. Na interpretação do referido autor, a tectônica baseada no Ciclo de Wilson (ou seja, incluindo formação e consumo de crosta oceânica) é típica do Fanerozóico, não havendo registros confiáveis de sua atuação em faixas mais antigas do que 1,0 Ga. O Proterozóico Superior corresponde ao período de mudança dos processos orogenéticos intraplaca para os de borda de placa. Devido a estas peculiaridades dos orógenos proterozóicos, alguns autores propuseram modelos alternativos, envolvendo subducção litosférica, porém, sem formação de crosta oceânica. Na figura 7.5, são mostrados dois destes modelos, apresentados por KRÖNER (1981) e ETHERIDGE *et al.* (1987).

Mais recentemente, a aplicação do Ciclo de Wilson para orógenos do Proterozóico Superior passou a ser freqüente (HARTNADY *et al.*, 1985; PORADA, 1989; STANISTREET *et al.*, 1991; VILLENEUVE & CONÉE, 1994; CASTAING *et al.* 1994). Também tornou-se mais freqüente a proposição da atuação deste mecanismo em orógenos do Proterozóico Médio e do Proterozóico Inferior (FEYBESSE & MILÉSI, 1994).

Apesar da tendência de se confirmar a atuação do Ciclo de Wilson durante todo o Proterozóico, não se deve esquecer o caráter evolutivo dos processos geológicos. A variação dos tipos de registros magmáticos, sedimentares e metamórficos (CONDIE, 1983), certamente implica, também, na evolução dos processos tectônicos. Isto é, o próprio Ciclo de Wilson, variou ao longo do Proterozóico, e mesmo, do Fanerozóico.

FIGURA 7.5 Modelo de evolução para orógenos proterozóicos apresentados por Etheridge et al., 1987 (lado esquerdo) e por Kröner, 1981 (lado direito).

Para a área em questão, propõe-se um modelo baseado no estabelecimento de uma margem continental, associada à uma sinéclise de margem continental (tipo MS, na classificação de KINGSTON *et al.*, 1983), a qual durante o tectonismo de inversão da bacia, é envolvida num processo de subducção. A evolução da bacia pode ter alcançado um estágio de formação de crosta oceânica ou não.

No caso da formação de um oceano, o modelo pode ser comparado ao tipo Himalayano, o qual, apresenta o envolvimento da crosta continental na zona de subducção (COWARD *et al.*, 1986). No caso da inexistência de crosta oceânica, o modelo seria semelhante àqueles apresentados por KRÖNER (1981, 1983) e por ETHERIDGE *et al.* (1987), com a ressalva de que o mecanismo de subducção pode ter sido associado à delaminação ou, simplesmente, ao adelgaçamento, acentuado, da crosta continental durante o processo extensional de formação da bacia. Este último mecanismo parece ser efetivo, pois, por exemplo, estudos recentes sobre a possibilidade de subducção de placas litosféricas, mostram que margens continentais com crosta granítica inferior a 15-20 km de espessura podem sofrer subducção, alcançando profundidades bem superiores a 40 km (CLOOS, 1993). Além disto, a constatação da existência de rochas da crosta continental metamorfisadas em pressões muito elevadas (30-40 kbar), em zonas de colisão fanerozóicas (CHOPINN, 1987; SCHEREYER, 1988), indicam a subducção profunda de crosta continental.

Em ambos os casos, a estruturação da bacia seria favorecida pelo pronunciado adelgaçamento da litosfera (provavelmente facilitado por um gradiente térmico, ainda, relativamente elevado). O tectonismo causador da inversão da bacia, associado a uma compressão aproximadamente E-W, promoveu a colisão do bloco Paraná com o bloco Brasília (de acordo com a proposta de estruturação de blocos de HARALY *et al.*, 1985, ilustrada na figura 7.6), associado ao fechamento da bacia Araxá. Durante este tectonismo as rochas da margem continental do bloco Brasília (representadas em parte pelo Grupo Araxá) foram conduzidas a grandes profundidades, provavelmente por baixo da placa litosférica do bloco Paraná, assemelhando-se a um processo de subducção do tipo A. A proliferação de extensas áreas de sedimentação plataformar durante o Proterozóico Médio e Superior, sugere uma maior facilidade no processo extensional da litosfera, conduzindo ao estabelecimento de plataformas mais amplas.

FIGURA 7.6 Compartimentação de blocos crustais no estado de Minas Gerais e adjacências, baseada nas anomalias gravimétricas, segundo Haraly *et al.*, 1985. O polígono com hachuras verticais indica a área do presente trabalho.

Neste caso, considerando-se uma litosfera mais delgada e um gradiente geotérmico possivelmente mais elevado, os modelos de isothermas não serão exatamente iguais aos modelos fanerozóicos. De toda forma, algum efeito de rebaixamento das isothermas ocorrerá e estas provavelmente serão invertidas próximo à litosfera subductante. É possível que a litosfera mais fina, aliada a um fluxo térmico mais elevado no Precambriano, impeçam que sejam gerados gradientes do tipo de alta pressão, como os que ocorrem associados aos ambientes colisionais fanerozóicos. Muito provavelmente, os cinturões metamórficos que representam o nível superior do tipo bórico intermediário, os quais são caracterizados por apresentarem a zona da cianita passando direto para a anatexia, sem a entrada da zona da sillimanita, correspondem a uma associação típica das zonas de subducção proterozóicas.

Na continuidade do processo colisional, as rochas do Grupo Araxá, agora já metamorfisadas, são transportadas para zonas mais rasas em direção ao

cráton do São Francisco, sobrepondo-se às rochas do Grupo Canastra, e também ao Grupo Bambuí e seu embasamento granito-gnaiss-greenstone.

As idades K-Ar e Rb-Sr, das rochas metassedimentares (Grupos Araxá e Canastra), apresentadas por CORREIA (1986) e VALERIANO (1992), mostram que o posicionamento da Nappe de Passos ocorreu no Brasiliano (em torno de 600 Ma). A foliação principal (S_2) é o elemento estrutural gerado durante o transporte da Nappe de Passos e, as assembléias minerais do metamorfismo principal também definem esta foliação, guardando inclusive a mesma direção da lineação mineral e/ou de estiramento, coerente com os indicadores cinemáticos tarde- D_2 . Isto sugere que o metamorfismo principal que afetou o Grupo Araxá deve estar associado ao próprio evento tectonotermal Brasiliano. FUCK *et al.* (1993) concluíram que os dados geocronológicos de associações magmáticas sin-colisionais indicam a idade de 800 Ma para o processo colisional. Estes autores consideraram que tal idade pode representar: 1) uma evolução mais precoce da Faixa Brasília, comparada com os outros orógenos brasileiros que circundam o Cráton do São Francisco; 2) uma etapa dentro de um processo de colisões múltiplas. Desta forma, conclui-se que ainda permanece em aberto a questão de uma evolução orogênica relativamente longa para a Faixa Brasília, aproximadamente entre 900 e 600 Ma.

Na discussão apresentada acima, fica evidente que a Faixa Brasília é produto de um processo de colisão continental, cujos detalhes ainda estão por ser elucidados. Um processo colisional, dentro dos moldes da tectônica de placas, tem sido adotado por diversos pesquisadores, como por exemplo, os trabalhos de STRIEDER & NILSON (1992) e STRIEDER (1993), baseados em estudos na porção centro-sul da faixa; os de FUCK *et al.* (1993, 1994), baseados na integração de dados ao longo de toda a faixa; e os de SCHRANK *et al.* (1990), SOARES *et al.* (1990), ROIG & SCHRANK (1992), ZANARDO (1992); MORALES (1993), baseados em dados da extremidade meridional da faixa, onde a presença de um importante sistema de transcorrência sinistral (cinturão de cisalhamento Campo do Meio), conduziu estes à interpretação do processo como uma colisão oblíqua. Igualmente, no presente trabalho, admite-se um processo colisional, cuja evolução será apresentada adiante (capítulo 8). Entretanto, ressalta-se a importância de considerar a evolução dos processos tectônicos ao longo do tempo geológico. Isto é, o produto final de uma colisão continental proterozóica, provavelmente difere, em algum aspecto, de seu equivalente fanerozóico. Uma destas diferenças pode estar na associação

petroTECTônica das zonas de subducção, tipicamente representadas pelos xistos azuis no Fanerozóico, os quais não são encontrados nos cinturões colisionais precambrianos. Provavelmente seus equivalentes proterozóicos, são os cianita xistos de pressão elevada. Estas rochas ocorrem em cinturões metamórficos caracterizados pela persistência da cianita em condições de temperatura acima daquelas do início da anatexia, sem ocorrência de sillimanita.

8- CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na elaboração de um modelo geotectônico para uma área, o ideal é que se disponha de um grande volume de informações geológicas, preferencialmente de natureza diversa (estratigráfica, estrutural, petrológica, geoquímica e geocronológica). Por outro lado, é importante que a cada levantamento de novos dados para uma área, seja elaborado um modelo de evolução tectônica no sentido de se visualizar a interação dos processos geológicos que já podem ser apontados com certa segurança através destes dados. Tal procedimento conduz a uma melhor avaliação das interpretações dos dados existentes e serve para definir os rumos de futuras pesquisas.

Neste sentido, com base nos dados apresentados ao longo deste trabalho, visualiza-se, para a área em questão, um modelo de evolução que pode ser resumido nas etapas descritas abaixo e ilustradas na figura 8.1.

- 1) Formação de uma bacia sedimentar devido a processo de convecção no manto, o qual induz um fluxo divergente, promovendo o adelgaçamento da litosfera e formação de uma bacia. Com o aumento do fluxo térmico causado pela ascensão de material quente do manto e pelo posicionamento mais raso da astenosfera, é gerado um magmatismo básico que acompanha, talvez episodicamente, toda a sedimentação (Fig. 8.1a).
- 2) O processo de formação da bacia pode ter culminado com a formação de crosta oceânica, ou ter cessado antes de uma ruptura completa da litosfera continental, impedindo a formação de crosta oceânica.
- 3) Após o relaxamento termal e a subsidência associada, a nova configuração da litosfera, com sua porção crustal significativamente adelgada ($\cong 15$ Km), conduz a uma instabilidade gravitacional, ocasionando subducção do bloco E, bloco Brasília (Fig. 8.1b).

FIGURA 8.1 Representação esquemática de um possível modelo de evolução tectônica da porção meridional da Faixa Brasília, desde o início da sedimentação do Grupo Araxá até o posicionamento final da Nappe de Passos. a) Estágio inicial com convecção no manto, causando o adelgaçamento dúctil da porção inferior da litosfera, acompanhada por falhamentos normais na crosta, originando uma sedimentação do tipo rifte. Durante este período pode ocorrer o processo de underplating. b) Após cessar o processo de extensão, a bacia entra na fase de subsidência termal, onde torna-se significativamente mais ampla. Os metassedimentos encontrados no Grupo Araxá são representantes desta fase. O processo de sedimentação seria acompanhado de magmatismo básico. c) Início do processo de inversão da bacia, com formação de falhas de empurrão e subducção do bloco Brasília. Devido à subducção forma-se um arco magmático no Bloco Paraná. d) O processo de subducção tende a conduzir as rochas sedimentares da margem continental do Bloco Brasília para zonas mais profundas. Ao longo da zona de subducção onde as isotermas são invertidas, teria ocorrido o metamorfismo das rochas do Grupo Araxá, encontradas na Nappe de Passos. Em superfície, devido ao aparecimento da frente de empurrões, forma-se uma bacia do tipo antepaís, a qual pode estar parcialmente representada pelo Grupo Bambuí. e) Na continuidade do processo, parte dos metassedimentos metamorfisados ao longo da zona de subducção, é transportada para a zona mais externa do orógeno, recobrendo tectonicamente as rochas de fácies proximais do Grupo Araxá e a bacia de antepaís, juntamente com seu embasamento. Esta fase de evolução seria responsável pela formação e posicionamento final da Nappe de Passos.

- 4) O pacote sedimentar do bloco E (Grupo Araxá) é conduzido ao longo da zona de subducção passando a ser deformado e metamorfoisado. Devido à intensa deformação ao longo da zona de subducção, que funciona como uma grande zona de cisalhamento, é possível que o empilhamento estratigráfico original tenha sido parcialmente modificado, e a porção do Grupo Araxá hoje representada na Nappe de Passos reflita, em parte, um empilhamento tectônico anterior ao auge do metamorfismo principal. A oeste, implanta-se um arco magmático, em consequência da subducção (Fig.8.1c).
- 5) Na porção superior da placa representada pelo bloco Brasília, devido ao efeito do desvio das isotermas causado pelo processo de subducção (como exemplificado na figura 7.3) as rochas do Grupo Araxá são progressivamente metamorfoisadas dentro de um gradiente térmico invertido.
- 6) Durante o processo de subducção um pacote de rochas do Grupo Araxá em um dado momento desliga-se da placa inferior, provavelmente através de um descolamento ao longo de um contato litológico, talvez com o embasamento. Esta deve ser a posição aproximada referente ao auge metamórfico.
- 7) Nas zonas superficiais, sobre a placa subductante, desenvolve-se uma frente de empurrão, com vergência aproximadamente para E, afetando principalmente a cobertura sedimentar/metassedimentar. Esta frente de empurrão permanece ativa até o término do processo colisional. Associado ao empilhamento das escamas de empurrão, forma-se uma bacia do tipo antepaís, a qual tende a ser progressivamente recoberta com a propagação da frente de empurrão para E. Esta bacia poderia estar representada na região pelo Grupo Bambuí, conforme proposto por SIMÕES & VALERIANO, 1990 (Fig.8.1d).
- 8) Em seguida, com a continuação do processo colisional, esta fatia metassedimentar do Grupo Araxá é tectonicamente expulsa para as porções superiores, alojando-se como uma nappe, e recobrando escamas tectônicas do Grupo Canastra e o domínio autóctone formado pelo Grupo Bambuí e seu embasamento, o Complexo Campos Gerais (Fig. 8.1e).

9- BIBLIOGRAFIA

- ANDREIS, R. R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1 : 250.000. In: SIMP. DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Bol. Resumos... Rio de Janeiro, SBG. p. 97-98.
- ARTHAUD, M. H.; HARTMANN, M. B. & TAGLIANI, T. R. M. 1985. Metamorfismo inverso na porção centro-leste da Folha Independência, CE. Suas implicações estruturais e estratigráficas. *Rev. de Geologia do Ceará*. Out. 1985.
- BANNO, S.; SAKAI, C. & HIGASHINO, T. 1986. Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19 (1): 51-63.
- BARBOSA, O. 1955. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 9, 1955. São Paulo, S.B.G Guia das Excursões Not. nº 3, São Paulo.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. Geologia do Triângulo Mineiro (Projeto Chaminés). DNPM/DFPM, 140p, (Boletim 136).
- BARKER, A. J. 1990. *Introduction to Metamorphic textures and microstructures*. Blackie, New York. 162p.
- BHATTACHARYYA, D. S. - 1981. Geometry of isograds in metamorphic terrains. *Tectonophysics*, 73: 385-395.
- BHATTACHARYYA, D. S. 1992. Geometry of isograds: thermo-dynamic constraints on inversion. *Tectonophysics*, 201: 393-399.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. - 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer *Contrib Mineral Petrol.* 104: 208-224.
- BOHELEN, S. R. & LIOTTA, J. J. 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.* 27: 1025-1034.
- BOULLIER, A. M. & BOUCHEZ, J. L. - 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*. 7, t. XX, (3): 253-262.
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. B. 1977. Considerações sobre a geologia precambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Soc. Bras. Geol. Núcleo da Bahia. Boletim Especial 3: 225-231.
- BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENEZES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R. N. G.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; CARVALHO Jr, O. A.; JUNQUEIRA, F. F.; RIEDL Jr, W.; ROMÃO, P. A.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. B.; THOMSEN, F. P. R.; BERBERT, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V.; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; SANTOS, P. C. V. - 1991. Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 3, Cuiabá, 1991. Anais..., SBG : 155-168.
- CASTAING, C. FEYBESSE, J. L.; THIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHEVRÈMONT, P. 1994. Paleogeographical Reconstruction of the Pan-African/ Brasiliano orogen: closure of an ocean domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 69: 327-344.
- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. S.; CHIEREGATI, L. A.; KAEFER, L. Q.; ROCHA, J. M.; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; ROSA, D. B.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí.

- Relatório Final de Geologia. DNPM/CPRM. Série Geologia nº 4, Seção Geologia Básica nº2. 299pp, 1979.
- CHOPIN, C. 1987. Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. *Philosophical Transactions of Royal Soc. London*, **A321**: 183-195.
- CLOOS, M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts. *Geol. Soc. Am. Bull.* **105**: 715-737.
- CONDIE, K. C. 1983. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon Press. New York, 310p.
- CORREIA, C.T. 1986. Geologia da Folha de Cássia- MG e petrologia de seus anfibolitos. São Paulo. IG-USP, Dissertação de Mestrado, 125 p.
- 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.
- COWARD, M. P.; WINDLEY, B. F.; BROUGHTON, R. D.; LUFF, I. W.; PETTERSON, M. G.; PUDSEY, C. J.; REX, D. C.; ASIF, KHAN, M. 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas. In: COWARD, M. P. & RIES, A.C., eds. *Collision Tectonics*. London, Blackwell Scientific Publications, p 203-220.
- CRÓSTA, 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. In: CONGR. BRASIL. GEOL., 34, Goiânia, Anais..., Goiânia v.2: 710-721.
- DANNI, J. M., DARDENNE, M. A., FUCK, R. A. e RIBEIRO, M. J. 1973. Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada (Goiás-Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, **3**, nº 3: 160-180.
- DARDENNE, M. A. 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, Anais..., SBG v.1:299-308.
- DRAKE JR., A.A. & MORGAN, B.A. 1980. Tectonic studies in the Brazilian shield. Prof. Pap. U.S.Geol. Surv. Washington (1119-AB): 1B-19B.
- DUEBENDORFER, E. M. 1988. Evidence for an inverted metamorphic gradient associated with a Precambrian suture, southern Wyoming. *J. Metamorphic Geol.* **6**: 41- 63.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* **25**: 894-928.
- ETHERIDGE, M.A.; RUTLAND, R.W.R. & WIBORN, L.A.I. 1987. Orogenesis and tectonic processes in the early and middle Proterozoic of Northern Australia. IN: *Proterozoic Lithospheric Evolution*. A. KRÖNER (Ed.) American Geophysical Union.
- ESSENE, E. J. & FYFE, W. S. 1967. Omphacite in metamorphic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, **15**: 1-23.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Min. Petrol.*, **66**: 113-117.
- FEYBESSE, J. L. & MILÉSI, P. 1994. The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons ? *Precambrian Research*, **69**: 199-228.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. 1981. O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE GEOLOGIA DO CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador. Anais..., Salvador, SBG. p. 118 129.

- FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M., A.; PEDROSA SOARES, A. C. 1993. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. & MISI, A. coords. *O Cráton do São Francisco*. SBG, Salvador: 161-185.
- FUCK, R. A., PIMENTEL, M. M. & D'EL-REY SILVA, L. J. H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província do Tocantins. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Camboriú, 1994, Anais..., Camboriú, SBG. p. 215-216.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist. *Southern California J. metamorphic Geol.* 2, 13-31.
- HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71: 1297-1313.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. MIOTO, J. A., HAMZA, V. M. & RODRIGUES, C. R. V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Contribuição à geologia e à petrologia, SBG. 71-93.
- HARTNADY, C. J. H., JOUBERT, P., STOWE, C.W. 1985. Proterozoic crustal evolution in southwestern Africa. *Episodes*, 8: 236-244.
- HEILBRON, M. 1985. O metamorfismo da área de Itutinga-Madre de Deus, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, Bol. 5, SBG Núcleo Minas Gerais. Belo Horizonte. p. 387-401.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.; SOUZA, M.A.T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, Anais..., Belo Horizonte, SBG, p. 179-198.
- HOFFMAN, P. F. 1980. Wopmay Orogen: A Wilson cycle of early Proterozoic age in the northwest of the Canadian Shield. *Geol. Assoc. of Canada, Spec. Paper* 20: 523-549.
- HOINKES, G. 1986. Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austro Alpine Schneeberg complex. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92: 393-399.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H.; SISSON, V.B. -1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Am. Mineral.* 72: 231-239.
- HUBBARD, M.S. 1989. Thermobarometric constraints of the thermal history of the central thrust zone and Tibetan slab, eastern Nepal Himalaya. *J. Metamorphic Geol.* 7: 19-30.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70: 272-278.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1988. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calcalkaline rocks. *EOS* 69: 1511.
- KINGSTON, D. R.; DISHROON, D. P.; & WILLIAMS, P. A. 1983. Global basin classification system. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 67 (12): 2175-2193.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*. 75: 89-96.
- KRÖNER, A. 1981. Precambrian evolution and continental drift. *Geologische Rundschau*, 70: 412-428.
- KRÖNER, A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonics concept. *Geol. Soc. of Am. Mem.* 161: 59-74.

- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstruction the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, **281**, 127-175.
- LAMB, R.C.; SMALLEY, P.C. & FIELD, D. 1986. P-T conditions for the Arendal granulites, southern Norway: implications for the roles of P, T and CO₂ in deep crustal LILE-depletion. *J. metamorphic Geol.* **4**, 143-160.
- MAGALHÃES, P.M., CHEMALE JR., F. & ALKMIM, F. F. 1989 Estilo tectônico da porção sudoeste da Bacia do São Francisco. In: SIMP. DE GEOL. DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989, Anais...Belo Horizonte SBG. p 284-288.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C. & DARDENE, M.A. 1981 A Evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. Anais..., Salvador, SME-CPM/SBG, p. 100-115.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENE, M.A.; LOGUERCIO, S.O. & RAMALHO, R. 1984 As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai Araguaia, e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. coords. *Geologia do Brasil*, MME-DPM, p. 251-303.
- MASON, R. 1984 Inverted isograds at Sulitjelma, Norway: the result of shear-zone deformation. *J. Metamorphic Geol.* **2**: 77-82.
- MORALES, N. 1993. *Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental*. Tese de doutoramento, IGCE/UNESP, Rio Claro. 270p.
- 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. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais...Belo Horizonte, SBG. p. 411-422.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. 1991. A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, Sul de Minas Gerais. In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. Bol. Res. Exp...Rio Claro, SBG. p: 34-36.
- NEWTON, R.C. & PERKINS, D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene) quartz. *American Mineralogist*. **67**: 203-222.
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M.- 1983 Geologia das quadriculas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: SIMP. DE GEOL. DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983, Anais...Belo Horizonte, SBG: p. 432-439.
- OLIVEIRA, M. A. F., ZANARDO, A. NEGRI, F. A. 1992. Caracterização metamórfica e geoquímica dos epidoto gnaisses do Grupo Araxá na região de Pratápolis (MG). *Geociências*, **11**(2): 105-120.
- OTTEN, M.T. 1984 The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **86**: 189-199.
- OSBURN, E.R. & TURCOTTE, D. L. 1976 The physico-chemical behavior of the descending lithosphere. *Tectonophysics*, **32**(1/2): 107-128.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struc. Geol.*, **8** (8): 831-843.
- PEACOCK, S. M. & NORRIS, P.J. 1989. Metamorphic evolution of the Central Metamorphic Belt, Klamath Province, California: an inverted metamorphic gradient beneath the Trinity peridotite. *J. Metam. Geol.*, **7**: 191-209.

- PERCHUK, L. L. & LAVRENTEVA, I. V.- 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite: *Advance in Physical Geochemistry*, 3: 199-239.
- PLYUSNINA, L. P. 1982. Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase Hornblende Bearing Assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80:140-146.
- PORADA, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial African and Brazil. *Precambrian Research*. 44: 103-136.
- POWELL, R. 1985 Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. of Metamorphic Geol.*, 3: 231-243.
- RAASE, P. 1974 Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45: 231-236.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc-Graw-Hill, Nova York. 568 p.
- RIDLEY, J. 1986. Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction a model and observations. *J. of Struct. Geol.*, 8: 689-703.
- ROBINSON, P.;SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.;KLEIN, C.; EVANS,B.W.; DOOLAN, B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In:Veblen, D. Ribbe, P. eds. *Amphiboles: petrology and experimental phases relations*. Review in Mineralogy 9B, Mineral.Soc.Am. p. 1-227.
- ROIG H.L. & SCHRANK, A. 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida limite norte do complexo de nappes de Guaxupé MG. In: CONGR. BRASIL. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Bol. Res. Exp..., São Paulo, SBG, v.2, p. 283-285.
- SCHMIDT, W & FLEISCHER, R. 1978. Estilo estrutural do Pré-Cambriano no sudoeste de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978.Anais..., Recife, SBG, v.1, p. 431-434.
- SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; ROIG, H. L.; CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E. D. R. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: CONGR. BRASIL. DE GEOL., 36, Natal, 1990, Anais..., Natal, SBG, v. 5, p. 2276-2283.
- SCHREYER, W. 1988. Subduction of continental crust to mantle depths: petrological evidence. *Episodes*, 11(2): 97-104.
- SCHULZ, B. 1990. Prograde-retrograde P-T-t deformation path of Austro-alpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps). *J. Metamorphic Geol.*, 8: 629-643.
- SIMÕES, L.S.A. 1984. *Geologia do Grupo Araxá na Região de Mossâmedes (GO) e as ocorrências minerais associadas*. Universidade de Brasília, Tese de Mestrado nº 28 (inédito) 219 p.
- SIMÕES, L. S. A. 1991. Dobras em bainha macroscópicas relacionadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo da nappe Araxá-Canastra, no Sudoeste de Minas Gerais. In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991, Bol. Res. Exp..., São Paulo, UNESP/SBG. p. 11-13.
- SIMÕES, L. S. A. 1993. Dobras em bainha macroscópicas relacionadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo da Nappe Araxá-Canastra, no Sudoeste de Minas Gerais. *Geociências*. 12(1): 111-122.
- SIMÕES, L.S.A. & FUCK, R.A. 1984. Estratigrafia, deformação e metamorfismo do grupo Araxá na região de Mossâmedes GO. CONGR. BRASIL. DE GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, Anais..., Rio de Janeiro, SBG. v.7, 3181-3195.
- SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.M. 1988. Mapa geológico da porção sul da Serra da Canastra (1:25.000). Relatório CNPq, 20p, inédito.

- SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.M. 1990 Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação estratigráfica. In: CONG. BRASIL. GEOL., 36, Natal, 1990, Anais..., Natal, SBG. v.6: 2564-2575.
- SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M. ; ZANARDO, A. ; MORALES, N.; MORAES, R. & GOMI, C. 1988. Zonação metamórfica inversa do grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: CONG. BRASIL. GEOL., 35, Belém, 1988, Anais...Belém, SBG. v. 3: 1203-1215.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94:1281-1288.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Craton do São Francisco, no Maciço de Guaxupé. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. Anais..., Natal, SBG, v. 6, p. 2723-2734.
- SPEAR, F. 1981. Amphibole-Plagioclase Equilibria: An Empirical Model for the Relation Albite + Tremolite = Edenite + 4 Quartz. *Contrib Mineral Petrol.*, 77: 355-364.
- SPEAR, F. S. & PEACOCK, S. M. 1989 Metamorphic pressure-temperature-time paths. Short course in geology Vol. 7. 28th International Geological Congress. Am Geophysical Union. Washington.
- SPEAR, F. S. 1981, Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. *Contrib. Min. Petrol.*, v. 77: 355-364.
- STANISTREET, I. G., KUKLA, P. A., HENRY, G. 1991. Sedimentary basinal response to a Late Precambrian Wilson Cycle: The Damara Orogen and Nama foreland, Namibia. *J. of African Earth Sciences*, 13 (1): 141-156.
- ST-ONGE, M.R. 1981. "Normal" and "Inverted" metamorphic isograds and their relation with syntectonic batholiths in the Wopmay orogen, Northwest Territories, Canada. *Tectonophysics*, 76: 295-316.
- STEPHENSON, N.C.N. 1979. Coexisting garnets and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia. *Lithos*, 12: 73-87.
- STOUT, J.H. 1972. Phase Petrology and Mineral Chemistry of Coexisting Amphiboles from Telemark, Norway. *Journal of Petrology*, 13(Part 1): 99-145.
- STRIEDER, A. J. 1989. *Geologia, petrologia e tectônica dos corpos de serpentinito e rochas encaixantes, Abadiânia (GO)*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, IG, Brasília. 208 p.
- STRIEDER, A. J. 1993. Tectônica colisional no Brasil central: Evolução e implicação no padrão estrutural. In: SIMP. NAC. ESTUD. TECTÔN., 4, Belo Horizonte, 1993, Anais..., Belo Horizonte, SBG. p. 297-301.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.* 22(2): 204-215.
- SZABÓ, G.A.J. 1989. *Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG*. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 203p.
- TEIXEIRA, N. A., GASPAR, J. C., BRENNER, T. L., CHENEY, J. T., MARCHETTO, C. M. L. 1987. Geologia e implicações tectônicas do *greenstonebelt* Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). *Rev. Bras. Geoc.* 17(3): 209-220.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, SBG, 1978, Anais..., Recife, SBG, v. 2, p. 700-710.

- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA JR, O.; SATO, K. 1989. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnaissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Anais..., Belo Horizonte, SBG. p. 243-246.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R. 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* **321**:27-45.
- THOMPSON, H.P. 1976. Isograd Patterns and Pressure-Temperature distributions during regional metamorphism. *Contr.Mineral.Petrol.* **57**: 277-295.
- TOKSOZ, N.M.; MINEAR, J.W. & JULIAN, B.R. 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. of Geophysical Res.* **76**: 1113-1137.
- TOURNON, J., TRIBOULET, C. & AZEMA, J. 1989. Amphibolites from Panama: anticlockwise P-T paths from Pre-upper Cretaceous metamorphic basement in Isthmian Central America. *J. Metamorphic Geol.*, **7**: 539-546.
- TRACY, R. J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: FERRY, J. M., *Characterization of Metamorphism through mineral equilibria*. Mineral. Soc. Am. Rev. in Mineral., **10**: 355-397.
- TROUW, R.J.A.; RIBEIRO, A. & PACCIULLO, F.V.P. 1984. Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andreândia, interpretados como continuação dos Grupos Araxá e Canastra. CONGR.BRASIL.GEOL. , **33**, Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, p 3227-3240.
- TRZCIENSKI, WE. Jr. 1977. Garnet zoning product of continuous reaction. *Can. Mineral.*, **15**: 250-256.
- VALERIANO, C. M. 1993. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo. 192 p.
- VALERIANO, C.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. DE GEOL. DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989, Anais...Belo Horizonte, SBG, p.238-242.
- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J. J. 1994. Structure, evolution and paleogeography of the West African craton and bordering belts during Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **69**: 307-326.
- WINKLER, H., G., F. 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York. 334p.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. 1976. Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. *Am. J. Sci.*, **276**: 927-953.
- YARDLEY, B., W., D. 1990. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, England. 248p.
- ZANARDO, A.; DEL LAMA, E. A.; MORALES, N. 1990. Análise microestrutural do grupo Araxá-Canastra nas proximidades de Alpinópolis. In: CONGR. BRAS. GEOL., **36**, Natal, SBG, 1990. Anais..., Natal, SBG, v.5, p. 2167-2174.
- ZANARDO, A. 1992. *Análise Petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. Tese de Doutorado, IGCE-UNESP, Rio Claro, 288p.

ANEXOS

- 1 - MAPA GEOLÓGICO**
- 2 - MAPA DE LINEAÇÃO MINERAL E INDICADORES CINEMÁTICOS**
- 3 - SEÇÕES GEOLÓGICAS**
- 4 - TABELAS DE QUIMISMO MINERAL**
- 5 - MAPA DE PONTOS**
- 6 - MAPA METAMÓRFICO**

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA REPRESA DE PEIXOTO (PASSOS-MG)

ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO

LEGENDA

(sem conotação estratigráfica para o posicionamento relativo dos Grupos Canastra e Araxá)

ROCHAS DA BACIA DO PARANÁ (Fanerozoico)

P

ROCAS da Bacia do Paraná, Indiscerníveis

GRUPO RABUI (Proterozoico Superior)

B

Ardósias e/ou filitos associados a lentes de mármore

GRUPO CANASTRA (Proterozoico Médio ? Proterozoico Superior ?)

Ci

Domínio indiviso - quartzitos puros a micáceos, associados a muscovita filitos, e quartzo-muscovita filitos. Localmente encontram-se alguns quartzitos que ainda preservam o contorno dos grãos sedimentares.

Cq

Quartzitos puros a levemente micáceos, exibindo, em geral, o contorno original do grão sedimentar ainda evidente. Localmente com estratificações cruzadas e marcas de ondas preservadas.

Cqf

Quartzo-muscovita filitos, localmente com o contorno dos grãos sedimentares preservados.

GRUPO ARAXÁ (Proterozoico Médio ? Proterozoico Superior ?)

Ciclo Sedimentar Superior

Ai

Granada-biotita-muscovita xisto com intercalações decimétricas a métricas de quartzito, quartzo xisto, biotita gnaiss, cianita gnaiss quartzeos e anfibolito. É típica a granulação exageradamente grossa (subcentimétrica) dos quartzitos.

Aii

Biotita gnaiss com bandamento decimétrico a métrico marcado por alternância/intercalações de granada-biotita gnaiss, cianita gnaiss quartzeos. Apresenta intercalações métricas ocasionais de granada-biotita xisto, quartzo, quartzo xisto, gôndito e anfibolito. Feições migmatíticas são comuns.

Ag

Granada-biotita-muscovita xisto, com intercalações decimétricas a métricas de muscovita xisto, quartzo xisto, quartzo e anfibolito. Ocorrem ainda intercalações ocasionais de biotita gnaiss e também de gôndito. Os xistos, em geral, apresentam camadas com cianita. Feições migmatíticas são comuns.

Af

Biotita gnaiss com porfiroblastos de feldspato, localmente mostrando feições migmatíticas.

Ae

Granada-biotita-muscovita xisto, com intercalações decimétricas a métricas de muscovita xisto, quartzo xisto, quartzo e anfibolito. Ocorrem ainda intercalações ocasionais de biotita gnaiss e também de gôndito. As métricas métricas de anfibolito também são encontradas.

Ad

Biotita-muscovita gnaiss com bandamento centimétrico a métrico, apresentando intercalações decimétricas a métricas métricas de quartzo, por vezes feldspático, e de muscovita xisto. Intercalações decimétricas de camadas métricas de anfibolito também são encontradas.

Ac

Muscovita xisto e biotita-clorita-muscovita xisto, com intercalações decimétricas a métricas de quartzo-feldspático e de anfibolito xisto/anfibolito. Apresentam ocorrências ocasionais de camadas métricas de biotita xisto.

Aa

Quartzito de granulação fina a média com intercalações decimétricas a métricas de muscovita xisto e quartzo micáceo.

Aa

Muscovita xisto com intercalações métricas ocasionais de quartzo, que localmente apresentam-se mais expressivas (q). Ocorrem intercalações métricas de biotita-clorita-muscovita xisto, nos quais associam-se de anfibolito xisto.

COMPLEXO CAMPOS GERAIS (Arqueano a Proterozoico Inferior)

Cg

Gnaisses/migmatitos tonalíticos a granodioríticos, localmente associados a metamórficos e meta-ultramáfic, ocorrem como lascas tectônicas associadas a falha de Cássia.

- observado/inferido
- contato litológico
- superfície de cavalgamento
- falha vertical indiscriminada
- falha vertical oblíqua com componente horizontal levôgiro: bloco alto (A), bloco baixo (B)
- foliação principal
- foliação milonítica associada à zona de cisalhamento de Cássia
- antiforma D₂ assimétrica com cismento, localmente invertida
- sinforma D₂ assimétrica com cismento, localmente invertida
- antiforma pré-Sin-D₂ com cismento
- antiforma D₃ com cismento
- sinforma D₃ com cismento

SITUAÇÃO NO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

Mapa geológico simplificado da Região da Nappe de Passos. Localidades: L - Laje; C - Capetinga; Q - Cássia; S - S. Sebastião do Paraíso; D - Delfinópolis; P - Passos; V - Vargem Bonita; A - Alpinópolis; CR - Carmo do Rio Claro; G - Guapé; CT - Cristais; B - Boa Esperança; H - Ilhéus; PI - Pium-ó; CP - Capelinópolis. Modificado de Simões e Valeriano, 1990.

Desenhado em autocad por: Isabel M. da Silva (DPA) e Sandra Reinelletti (DGA) UNESP/RIO CLARO

MAPA DE LINEAÇÃO MINERAL DA REGIÃO DA REPRESA DE PEIXOTO (MG)

Luiz S. A. Simões, 1995: Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos.

ANEXO 2: Mapa de lineação mineral/estiramento e do sentido de transporte tectônico, referente a D₂.

LEGENDA

- Lineação mineral e/ou de estiramento da fase D₂.
- Sentido de transporte tectônico da fase D₂, obtido através de indicadores cinemáticos em escalas microscópica (vazio) e mesoscópica (cheio).
- Sentido de transporte no Grupo Canastra junto à zona de cisalhamento que define o limite norte da Nappe de Passos.
- Contatos litológicos referentes ao mapa geológico (anexo 1).
- Superfície de cavalgamento
- Falha vertical
- Cidade
- Rodovias Principais
- Represa de Peixoto

ANEXO 3 - SEÇÕES GEOLÓGICAS

LEGENDA

- Contato litológico, So, em geral paralelo a S₁
 (tracejado quando duvidoso)
- Falha de empurrão (tracejado quando duvidoso).
- Foliação principal (S₂)

 s_3

Superfície axial de dobras D3

411

Falha oblíqua (sinistral) com indicação da componente de rejeito vertical

Unidades litoestratigráficas de acordo com a legenda do mapa geológico.

Localização das seções: no mapa geológico.

A horizontal number line with three tick marks. The first tick mark is labeled '0', the second is labeled '1', and the third is labeled '2 km'.

MAPA DE PONTOS

Luiz S. A. Simões, 1995: Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos.

ANEXO 5: MAPA DE PONTOS

LEGENDA

- Ponto estudado
- Ponto com lâmina
- Ponto com lâmina anexada na microsonda

OBS: Os números antecedidos por letras correspondem aos pontos das áreas levantadas em detalhe, das quais só foram lançados os pontos com lâmina.

Contatos litológicos referentes ao mapa geológico (anexo1).

Superfície de cavalgamento

Falha vertical

Cidades

Rodovias principais

Represa de Peixoto

MAPA METAMÓRFICO

ANEXO 6: MAPA METAMÓRFICO

LEGENDA

Rochas Metapelíticas

- Cianita
- Granada

Rochas Metabásicas

- ▲ Clinopiroxênio + oligoclásio/andesina + hornblenda ± granada
- ▲ Oligoclásio/andesina + hornblenda ± granada
- ▲ Albita (± oligoclásio) + hornblenda

--- Contatos litológicos referentes ao mapa geológico (anexo1).

--- Superfície de cavalgamento

--- Falha vertical

--- Sinforma D₃

--- Antiforma D₃

"ISÓGRADAS" (traçados aproximados)

--- Albita "out" (metabásicas)

--- Clinopiroxênio "in" (metabásicas)

--- Granada "in" (metapelitos)

1 Km 0 1 2 3 4 5 Km

Luiz S. A. Simões, 1995: Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos

ANEXO 4

TABELA 1 Resultados das análises de microsonda para anfibólios das rochas metabásicas do Grupo Araxá. Fórmula estrutural pra 23 oxigênios e Fe³⁺ calculados segundo ROBINSON *et al.* (1982), utilizando-se a média dos métodos 15-NK e 13-CNK. Apenas para a amostra I 59D, devido ao seu alto teor em ferro, foi utilizado o método 13-CNK. Cada coluna corresponde à média de três pontos analisados em um grão. As análises indicadas com "n" correspondem ao núcleo, e as demais à borda do grão.

Amostra	UNIDADE C													
	D119C						R52				P3-134			
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	1n	2	2n
SiO ₂	43,79	43,25	44,37	43,21	43,83	43,48	52,04	48,16	48,88	54,93	45,25	45,58	47,20	54,48
TiO ₂	0,34	0,35	0,33	0,37	0,36	0,36	0,11	0,29	0,21	0,01	0,28	0,30	0,23	0,02
Al ₂ O ₃	12,01	12,70	11,25	12,52	11,54	12,64	4,57	8,19	7,95	1,47	10,25	9,98	8,22	1,86
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	17,84	17,95	17,88	17,80	18,14	18,27	11,91	13,27	13,64	10,54	16,60	17,75	16,50	13,04
MnO	0,31	0,29	0,31	0,26	0,24	0,30	0,29	0,24	0,26	0,27	0,21	0,27	0,27	0,32
MgO	9,40	9,03	9,56	9,13	9,46	8,94	15,41	14,08	13,67	16,86	10,61	10,23	11,39	15,47
CaO	10,81	11,04	10,97	11,24	11,02	10,66	11,93	9,90	11,75	12,73	11,38	11,38	11,33	12,45
Na ₂ O	1,97	1,93	1,85	1,77	1,82	2,07	0,99	0,98	1,47	0,36	1,68	1,73	1,45	0,40
K ₂ O	0,43	0,46	0,44	0,41	0,43	0,39	0,11	1,76	0,18	0,10	0,32	0,32	0,25	0,06
Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,22	0,14	0,11	0,13	0,06	0,15	0,05	0,03	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,18	97,16	97,11	96,87	96,95	97,29	97,49	96,94	98,06	97,39	96,56	97,56	96,84	98,09
O=Cl,F	0,10	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,09	97,10	97,06	96,81	96,93	97,23	97,47	96,93	98,05	97,35	96,56	97,56	96,84	98,09
TSi	6,57	6,50	6,66	6,50	6,58	6,52	7,50	7,04	7,07	7,87	6,77	6,79	7,01	7,81
TAI	1,43	1,50	1,34	1,50	1,42	1,48	0,50	0,96	0,93	0,13	1,23	1,22	0,98	0,19
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,70	0,75	0,65	0,72	0,63	0,76	0,28	0,46	0,43	0,12	0,58	0,54	0,46	0,13
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,35	0,31	0,32	0,30	0,35	0,36	0,16	0,52	0,24	0,00	0,26	0,27	0,27	0,08
CTi	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00
CMg	2,10	2,02	2,14	2,05	2,12	2,00	3,31	3,07	2,95	3,60	2,37	2,27	2,52	3,31
CFe ²⁺	1,79	1,86	1,84	1,87	1,84	1,81	1,22	0,91	1,34	1,25	1,75	1,87	1,71	1,46
CMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,10	0,09	0,09	0,07	0,09	0,12	0,06	0,20	0,07	0,01	0,07	0,07	0,07	0,02
BMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
BCa	1,74	1,78	1,76	1,81	1,77	1,71	1,84	1,55	1,82	1,96	1,82	1,82	1,80	1,91
BNa	0,14	0,12	0,13	0,10	0,12	0,15	0,08	0,14	0,10	0,02	0,09	0,10	0,10	0,05
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,90	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,43	0,44	0,41	0,42	0,41	0,45	0,19	0,14	0,32	0,07	0,39	0,40	0,31	0,07
AK	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,02	0,33	0,03	0,02	0,06	0,06	0,05	0,01
SOMA A	0,52	0,53	0,50	0,50	0,49	0,53	0,21	0,47	0,35	0,09	0,45	0,46	0,36	0,08
CCI	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CF	0,11	0,07	0,05	0,06	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
SOM. CAT	15,52	15,53	15,50	15,50	15,49	15,53	15,21	15,37	15,35	15,09	15,45	15,46	15,36	15,08
SOMA OX	23,04	23,03	23,04	23,00	23,01	23,05	23,05	23,11	23,02	23,04	23,02	23,01	23,02	23,03

Amostra	UNIDADE C														
	P3-134				I59D										
	3	3n	5	5n	1	2	2n	3	3n	4	4n	5	5n	6	6n
SiO2	45,52	45,74	47,14	54,84	40,02	41,39	41,57	41,42	41,58	42,33	41,74	41,86	41,88	41,59	41,75
TiO2	0,30	0,22	0,27	0,03	3,16	0,42	0,30	0,41	0,43	0,36	0,46	0,40	0,45	0,39	0,42
Al2O3	10,02	9,94	8,71	2,04	11,42	12,93	12,57	12,86	12,45	13,06	12,92	12,76	12,69	13,01	13,07
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	16,82	16,65	16,04	11,07	22,15	20,95	20,80	21,35	21,12	20,47	20,63	20,99	21,76	20,81	20,66
MnO	0,34	0,28	0,21	0,16	0,22	0,20	0,35	0,27	0,22	0,24	0,22	0,27	0,32	0,28	0,24
MgO	10,51	11,01	11,62	16,39	7,46	7,04	7,23	7,08	7,07	7,26	7,17	7,09	7,16	7,12	6,99
CaO	10,89	11,35	11,05	12,17	10,24	10,84	10,69	10,25	10,27	9,60	10,95	10,53	10,48	10,66	10,70
Na2O	1,61	1,58	1,46	0,42	1,90	2,02	2,02	2,25	2,12	2,07	2,04	2,20	2,01	2,00	1,93
K2O	0,51	0,32	0,22	0,06	0,50	0,46	0,41	0,55	0,54	0,41	0,48	0,53	0,51	0,43	0,50
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,52	97,09	96,73	97,18	97,06	96,24	95,92	96,44	95,80	95,81	96,61	96,63	97,26	96,28	96,25
O=Cl,F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,52	97,09	96,73	97,18	97,06	96,24	95,92	96,44	95,80	95,81	96,61	96,63	97,26	96,28	96,25
TSi	6,82	6,79	6,98	7,86	6,07	6,32	6,35	6,29	6,36	6,39	6,35	6,36	6,31	6,33	6,36
TAI	1,18	1,21	1,02	0,14	1,93	1,68	1,65	1,71	1,64	1,61	1,65	1,64	1,69	1,67	1,64
TFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,59	0,53	0,51	0,21	0,11	0,65	0,62	0,60	0,61	0,71	0,67	0,65	0,56	0,66	0,71
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe3+	0,32	0,33	0,33	0,07	1,11	0,70	0,79	0,90	0,83	1,03	0,61	0,72	0,96	0,78	0,68
CTi	0,03	0,02	0,03	0,00	0,36	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
CMg	2,35	2,44	2,57	3,50	1,69	1,60	1,65	1,60	1,61	1,63	1,63	1,61	1,61	1,61	1,59
CFe2+	1,69	1,67	1,56	1,20	1,70	1,97	1,87	1,81	1,87	1,55	2,02	1,95	1,78	1,87	1,95
CMn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe2+	0,10	0,07	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,75	1,80	1,75	1,87	1,66	1,77	1,75	1,67	1,68	1,55	1,79	1,71	1,69	1,74	1,75
BNa	0,13	0,10	0,13	0,06	0,34	0,23	0,25	0,33	0,32	0,45	0,21	0,29	0,31	0,26	0,25
SOMA B	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,33	0,35	0,29	0,06	0,22	0,37	0,35	0,33	0,31	0,16	0,39	0,36	0,28	0,33	0,32
AK	0,10	0,06	0,04	0,01	0,10	0,09	0,08	0,11	0,11	0,08	0,09	0,10	0,10	0,08	0,10
SOMA A	0,43	0,41	0,33	0,07	0,32	0,46	0,43	0,44	0,42	0,24	0,48	0,47	0,38	0,41	0,41
CCl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOM. CAT	15,43	15,41	15,33	15,06	15,32	15,46	15,43	15,44	15,42	15,24	15,48	15,47	15,38	15,41	15,41
SOMA OX	23,05	23,00	23,04	23,07	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

ANEXO 4

TABELA 1 (continuação)

Amostra	UNIDADE C							UNIDADE D						
	159D		460C					460B				459C1		
	7	7n	1	1n	2	3	3n	1	1n	2	3	4	1	1n
SiO2	43.57	41.55	43.79	44.47	43.25	42.75	45.33	43.21	43.79	44.49	42.46	43.09	44.52	44.35
TiO2	0.38	0.44	0.73	1.37	0.45	0.54	1.23	0.49	0.51	0.93	0.46	0.37	0.40	0.58
Al2O3	11.12	12.78	13.34	11.47	14.45	14.68	11.19	14.45	13.57	11.74	15.19	13.96	13.72	13.35
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.06	0.02	0.06	0.03	0.03	0.05	0.01	0.06
FeO	20.52	22.34	16.46	16.57	16.68	17.05	15.98	16.83	16.67	16.65	16.90	17.34	16.17	15.83
MnO	0.20	0.29	0.28	0.27	0.29	0.24	0.25	0.25	0.25	0.29	0.31	0.23	0.26	0.25
MgO	8.13	6.59	9.30	9.83	8.86	8.37	10.16	8.79	9.26	9.80	8.34	8.64	9.73	9.81
CaO	10.59	10.30	11.39	11.63	11.32	11.49	11.42	11.43	11.86	11.66	11.41	11.99	11.76	11.73
Na2O	1.89	2.18	1.66	1.42	1.71	1.80	1.44	1.59	1.54	1.43	1.69	1.57	1.60	1.56
K2O	0.47	0.50	0.53	0.51	0.53	0.52	0.53	0.55	0.50	0.39	0.53	0.53	0.45	0.50
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.15	0.08	0.07	0.22	0.05	0.15	0.09	0.11	0.05	0.07	0.13	0.10
TOTAL	96.86	96.97	97.68	97.65	97.62	97.71	97.66	97.78	98.13	97.55	97.39	97.86	98.75	98.12
O=CLF	0.00	0.00	0.07	0.04	0.03	0.10	0.03	0.07	0.05	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04
TOTAL	96.86	96.97	97.62	97.62	97.59	97.62	97.63	97.71	98.09	97.50	97.37	97.83	98.69	98.08
TSi	6.55	6.30	6.51	6.62	6.43	6.39	6.72	6.42	6.48	6.62	6.34	6.42	6.52	6.54
TAI	1.45	1.70	1.49	1.38	1.57	1.61	1.28	1.58	1.52	1.38	1.66	1.57	1.48	1.46
TFe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOMA T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAI	0.53	0.59	0.86	0.63	0.97	0.98	0.68	0.96	0.85	0.68	1.02	0.88	0.89	0.86
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
CFe3+	0.78	0.92	0.19	0.16	0.22	0.16	0.15	0.22	0.16	0.20	0.20	0.14	0.19	0.16
CTi	0.04	0.05	0.08	0.15	0.05	0.06	0.14	0.05	0.06	0.10	0.05	0.04	0.04	0.06
CMg	1.82	1.49	2.06	2.18	1.96	1.87	2.25	1.95	2.04	2.17	1.86	1.92	2.12	2.15
CFe2+	1.80	1.91	1.79	1.85	1.78	1.92	1.76	1.81	1.86	1.83	1.84	1.99	1.73	1.74
CMn	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOMA C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe2+	0.00	0.00	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.03	0.06	0.05
BMn	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
BCa	1.71	1.68	1.82	1.85	1.80	1.84	1.81	1.82	1.88	1.86	1.83	1.92	1.84	1.85
BNa	0.29	0.33	0.10	0.08	0.10	0.09	0.10	0.10	0.06	0.07	0.09	0.04	0.08	0.08
SOMA B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.26	0.32	0.38	0.33	0.39	0.44	0.32	0.36	0.38	0.34	0.40	0.41	0.37	0.37
AK	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.08	0.10
SOMA A	0.35	0.41	0.48	0.43	0.49	0.54	0.42	0.47	0.47	0.41	0.50	0.51	0.46	0.46
CCI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.07	0.04	0.03	0.10	0.03	0.07	0.04	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04
SOM. CAT	15.35	15.41	15.48	15.43	15.49	15.54	15.42	15.47	15.47	15.41	15.50	15.51	15.46	15.46
SOMA OX	23.00	23.00	23.06	23.04	23.05	23.05	23.08	23.04	23.02	23.02	23.04	23.03	23.03	23.03

Amostra	UNIDADE D								UNIDADE E					
	459C				459D				D53B		L271			
	2	3	4	4n	5	1	2	2n	3	4	1	2	1	2
SiO2	43,78	42,79	42,53	42,73	43,57	43,25	43,47	43,45	44,68	44,53	45,15	43,38	42,94	42,21
TiO2	0,41	0,56	0,46	0,42	0,46	0,49	0,45	0,46	0,34	0,43	0,95	0,92	1,15	0,92
Al2O3	14,42	15,53	15,86	15,88	15,22	14,55	14,45	14,57	12,97	13,34	15,77	16,30	12,80	12,94
Cr2O3	0,02	0,06	0,03	0,01	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00
FeO	15,92	16,24	16,01	16,39	16,27	15,26	15,23	14,72	14,42	14,73	11,80	12,08	16,43	16,05
MnO	0,28	0,22	0,28	0,25	0,26	0,24	0,25	0,23	0,21	0,25	0,06	0,03	0,35	0,26
MgO	9,29	8,77	8,47	8,55	9,16	9,46	9,66	9,73	10,56	10,24	11,31	11,16	9,74	9,50
CaO	11,45	11,48	11,17	11,12	11,58	11,71	11,69	11,82	11,81	11,75	11,69	11,82	11,46	11,03
Na2O	1,76	1,77	1,80	1,79	1,76	1,70	1,61	1,59	1,50	1,49	1,50	1,47	1,80	1,77
K2O	0,43	0,54	0,49	0,54	0,50	0,54	0,48	0,54	0,37	0,43	0,90	0,85	0,20	0,18
Cl	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
F	0,05	0,11	0,10	0,10	0,02	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,30	0,41	0,00	0,00
TOTAL	97,82	98,10	97,23	97,79	98,85	97,35	97,42	97,17	96,95	97,27	99,49	98,48	96,85	94,86
O=Cl,F	0,02	0,05	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13	0,18	0,00	0,00
TOTAL	97,79	98,05	97,18	97,75	98,83	97,32	97,39	97,15	96,92	97,24	99,35	98,30	96,85	94,86
TSi	6,47	6,33	6,34	6,33	6,38	6,43	6,44	6,45	6,61	6,58	6,48	6,30	6,42	6,43
TAl	1,53	1,67	1,66	1,67	1,62	1,57	1,56	1,55	1,39	1,42	1,52	1,70	1,58	1,57
TFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,99	1,04	1,13	1,11	1,01	0,98	0,96	1,00	0,88	0,91	1,15	1,09	0,68	0,75
CCr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CFe3+	0,18	0,18	0,20	0,24	0,20	0,13	0,17	0,11	0,14	0,14	0,07	0,14	0,26	0,30
CTi	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,10	0,10	0,13	0,11
CMg	2,05	1,93	1,88	1,89	2,00	2,09	2,13	2,15	2,33	2,26	2,42	2,41	2,17	2,16
CFe2+	1,72	1,75	1,72	1,70	1,72	1,72	1,67	1,67	1,60	1,63	1,25	1,25	1,74	1,67
CMn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe2+	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09	0,07	0,05	0,08
BMn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
BCa	1,81	1,82	1,78	1,77	1,82	1,86	1,85	1,88	1,87	1,86	1,80	1,84	1,84	1,80
BNa	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,11	0,09	0,09	0,11
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,40	0,41	0,41	0,39	0,40	0,42	0,39	0,39	0,36	0,35	0,31	0,33	0,43	0,42
AK	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,07	0,08	0,16	0,16	0,04	0,03
SOMA A	0,49	0,52	0,50	0,49	0,50	0,52	0,48	0,49	0,43	0,43	0,47	0,49	0,47	0,45
CCl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CF	0,02	0,05	0,05	0,05	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,14	0,19	0,00	0,00
SOM. CAT	15,49	15,52	15,50	15,49	15,50	15,52	15,48	15,49	15,43	15,43	15,47	15,49	15,47	15,45
SOMA OX	23,06	23,05	23,08	23,07	23,05	23,05	23,04	23,05	23,04	23,04	23,13	23,06	23,00	23,02

ANEXO 4

TABELA 1 (continuação)

Amostra	UNIDADE E					UNIDADE G											
	D1-89K					500					498						
	1	2	2n	3	4	1	3	4	5	6	1	1n	2	3			
SiO2	44.80	44.58	44.35	44.53	45.52	43.52	43.11	43.19	43.69	42.88	43.23	42.68	42.95	42.29			
TiO2	0.80	0.74	0.84	0.77	0.65	0.98	0.37	1.02	0.88	1.02	0.87	1.05	0.87	0.98			
Al2O3	13.30	13.38	13.47	13.48	12.60	13.63	14.30	13.93	12.92	13.11	12.46	13.00	13.15	13.92			
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.11	0.10	0.15			
FeO	13.11	13.43	13.11	12.93	12.53	13.89	14.83	13.61	13.86	13.89	16.26	15.79	16.25	15.80			
MnO	0.17	0.21	0.15	0.15	0.20	0.25	0.29	0.17	0.21	0.19	0.26	0.28	0.24	0.24			
MgO	11.00	10.79	10.75	10.78	11.40	10.54	9.84	10.70	10.90	10.73	10.17	10.19	10.12	9.93			
CaO	12.09	12.15	12.05	12.30	11.97	11.91	11.83	11.93	12.13	12.04	11.58	11.61	11.68	11.70			
Na2O	1.47	1.51	1.47	1.49	1.43	1.53	1.49	1.58	1.40	1.56	1.89	1.88	1.96	1.91			
K2O	0.10	0.11	0.08	0.11	0.10	0.43	0.57	0.49	0.40	0.50	0.34	0.35	0.36	0.37			
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.05	0.05	0.12	0.11	0.09	0.15	0.04	0.15			
TOTAL	96.85	96.91	96.27	96.54	96.41	97.03	96.78	96.76	96.61	96.12	97.24	97.09	97.74	97.44			
O=Cl/F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.03	0.02	0.06	0.05	0.04	0.06	0.02	0.06			
TOTAL	96.85	96.91	96.27	96.54	96.41	96.93	96.76	96.73	96.55	96.07	97.20	97.03	97.72	97.37			
TSi	6.60	6.57	6.57	6.59	6.71	6.46	6.42	6.41	6.49	6.43	6.45	6.37	6.37	6.29			
TAI	1.40	1.43	1.43	1.41	1.29	1.54	1.58	1.59	1.51	1.57	1.55	1.63	1.63	1.71			
TFe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
SOMA T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00			
CaI	0.91	0.90	0.93	0.94	0.90	0.84	0.93	0.85	0.76	0.74	0.64	0.66	0.67	0.74			
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02			
CFe3+	0.07	0.06	0.05	0.00	0.05	0.12	0.16	0.12	0.13	0.11	0.26	0.26	0.27	0.26			
CTi	0.09	0.08	0.09	0.09	0.07	0.11	0.04	0.11	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10	0.11			
CMg	2.41	2.37	2.37	2.38	2.50	2.33	2.18	2.37	2.42	2.40	2.26	2.27	2.24	2.20			
CFe2+	1.52	1.57	1.54	1.59	1.45	1.57	1.66	1.53	1.57	1.61	1.72	1.66	1.70	1.66			
CMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01			
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
SOMA C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00			
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
BFe2+	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05			
BMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01			
BCa	1.91	1.92	1.91	1.95	1.89	1.89	1.89	1.90	1.93	1.93	1.85	1.86	1.86	1.86			
BNa	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.08	0.08	0.08	0.07			
SOMA B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00			
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
ANa	0.37	0.39	0.38	0.40	0.35	0.38	0.37	0.40	0.37	0.42	0.47	0.47	0.49	0.48			
AK	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.08	0.11	0.09	0.08	0.10	0.07	0.07	0.07	0.07			
SOMA A	0.39	0.41	0.39	0.42	0.37	0.47	0.48	0.49	0.45	0.51	0.53	0.53	0.56	0.55			
CCI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.03	0.06	0.05	0.04	0.07	0.02	0.07			
SOM. CAT	15.39	15.41	15.39	15.42	15.37	15.47	15.48	15.49	15.45	15.51	15.53	15.53	15.56	15.55			
SOMA OX	23.04	23.04	23.04	23.05	23.06	23.03	23.01	23.02	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00			

	UNIDADE G														
Amostra	498		293				C7-3B							C4-9	
	4	4n	1	2	3	4	1	2	3	3n	4	4n	5	1	
SiO2	42,13	42,14	44,84	44,42	45,26	45,00	42,54	42,25	42,89	42,11	42,20	42,82	42,29	47,25	
TiO2	0,86	1,21	0,73	0,70	0,70	0,71	0,92	0,99	0,93	1,09	1,07	0,98	0,91	0,72	
Al2O3	14,60	13,61	13,44	14,19	12,79	13,47	13,59	13,31	12,83	13,32	13,56	13,01	13,41	9,69	
Cr2O3	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	15,34	15,78	12,60	12,54	12,58	12,45	15,46	15,95	15,97	15,60	16,38	16,39	16,11	12,87	
MnO	0,29	0,25	0,12	0,11	0,17	0,15	0,27	0,21	0,20	0,29	0,28	0,24	0,32	0,09	
MgO	9,83	10,17	11,38	10,81	11,41	11,39	8,94	9,05	9,50	8,97	8,64	9,14	8,84	12,00	
CaO	11,36	11,70	12,17	12,01	11,97	12,14	11,85	11,70	11,93	11,70	11,80	11,90	11,98	12,47	
Na2O	2,09	2,00	1,16	1,12	1,16	1,02	1,41	1,45	1,56	1,38	1,47	1,45	1,48	0,81	
K2O	0,37	0,38	0,71	0,77	0,55	0,72	1,09	1,02	1,09	1,06	1,12	0,99	1,07	0,53	
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
F	0,13	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	97,10	97,48	97,16	96,69	96,60	97,05	96,07	95,94	96,91	95,54	96,52	96,93	96,40	96,43	
O=CLIF	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	97,04	97,42	97,16	96,69	96,60	97,05	96,07	95,94	96,91	95,54	96,52	96,93	96,40	96,43	
TSi	6,28	6,27	6,58	6,56	6,67	6,60	6,47	6,43	6,47	6,44	6,41	6,46	6,43	6,99	
TAI	1,72	1,73	1,42	1,44	1,33	1,40	1,53	1,57	1,53	1,56	1,59	1,54	1,57	1,11	
TFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
CAI	0,85	0,66	0,91	1,03	0,90	0,93	0,90	0,82	0,75	0,84	0,84	0,77	0,83	0,68	
CCr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CFe3+	0,25	0,28	0,06	0,03	0,07	0,07	0,00	0,07	0,05	0,04	0,03	0,07	0,01	0,00	
CTi	0,10	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	0,10	0,08	
CMg	2,18	2,26	2,49	2,38	2,51	2,49	2,02	2,05	2,13	2,04	1,96	2,06	2,00	2,65	
CFe2+	1,60	1,64	1,45	1,48	1,44	1,42	1,95	1,93	1,95	1,93	2,03	1,98	2,03	1,59	
CMn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
BFe2+	0,07	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	
BMn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	
BCa	1,81	1,87	1,91	1,90	1,89	1,91	1,93	1,91	1,93	1,92	1,92	1,92	1,95	1,98	
BNa	0,10	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
ANa	0,51	0,51	0,28	0,27	0,27	0,24	0,38	0,38	0,42	0,36	0,39	0,38	0,41	0,22	
AK	0,07	0,07	0,13	0,14	0,10	0,13	0,21	0,20	0,21	0,21	0,22	0,19	0,21	0,10	
SOMA A	0,58	0,58	0,42	0,41	0,38	0,38	0,59	0,57	0,63	0,57	0,61	0,57	0,62	0,32	
CCl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CF	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
SOM. CAT	15,58	15,58	15,42	15,41	15,38	15,38	15,59	15,57	15,63	15,57	15,61	15,57	15,62	15,32	
SOMA OX	23,03	23,00	23,04	23,07	23,05	23,04	23,07	23,04	23,04	23,05	23,05	23,03	23,03	23,07	

ANEXO 4

TABELA 1 (continuação)

Amostra	UNIDADE G						UNIDADE H							
	C4-9		L193C		510A									
	2	3	1	2	3	1	1n	2	3	3n	4	4n	l	1n
SiO2	45.26	46.70	41.69	42.30	41.73	43.09	42.41	42.60	42.53	42.35	42.12	42.23	48.78	47.46
TiO2	0.81	0.57	0.75	0.79	0.67	0.70	1.37	0.98	1.14	1.27	0.63	1.25	0.55	0.79
Al2O3	12.54	10.73	14.17	13.93	14.45	13.46	13.29	12.95	13.17	13.13	14.72	13.05	8.86	9.97
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.24	0.08	0.09	0.09	0.10	0.13	0.06	0.09
FeO	12.62	12.47	17.42	16.13	16.32	13.56	14.02	13.76	13.77	13.69	13.86	13.58	10.99	11.56
MnO	0.14	0.06	0.18	0.18	0.20	0.18	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.13	0.14
MgO	11.26	12.31	7.67	8.54	8.38	11.44	11.06	11.34	11.17	11.19	10.72	11.13	14.52	13.73
CaO	12.20	12.32	11.86	12.02	11.92	11.78	11.78	11.76	11.78	11.61	11.46	11.91	12.25	12.16
Na2O	1.11	0.97	1.37	1.31	1.30	2.05	2.00	1.96	1.92	1.96	2.18	1.99	1.26	1.41
K2O	0.68	0.57	1.56	1.45	1.58	0.82	1.04	0.87	0.97	0.95	0.75	1.01	0.23	0.27
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.17	0.14	0.13	0.11	0.23	0.11	0.04	0.07
TOTAL	96.63	96.71	96.67	96.65	96.54	97.38	97.59	96.67	96.89	96.57	96.98	96.62	97.68	97.69
O=CLF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.06	0.06	0.05	0.10	0.05	0.02	0.03
TOTAL	96.63	96.71	96.67	96.65	96.54	97.34	97.52	96.60	96.83	96.52	96.88	96.57	97.67	97.65
TSi	6.69	6.87	6.38	6.43	6.35	6.38	6.31	6.37	6.36	6.35	6.28	6.34	7.02	6.87
TAI	1.31	1.14	1.62	1.57	1.65	1.62	1.69	1.63	1.64	1.65	1.72	1.66	0.98	1.13
TFe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOMA T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAI	0.88	0.73	0.94	0.92	0.95	0.73	0.65	0.66	0.68	0.67	0.86	0.66	0.53	0.57
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CFe3+	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.16	0.13	0.16	0.13	0.15	0.20	0.07	0.11	0.11
CTi	0.09	0.06	0.09	0.09	0.08	0.08	0.15	0.11	0.13	0.14	0.07	0.14	0.06	0.09
CMg	2.48	2.70	1.75	1.93	1.90	2.53	2.46	2.53	2.49	2.50	2.38	2.49	3.12	2.96
CFe2+	1.54	1.48	2.22	2.04	2.06	1.47	1.57	1.52	1.55	1.51	1.46	1.61	1.17	1.25
CMn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOMA C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe2+	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	0.04	0.04
BMn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.93	1.94	1.94	1.96	1.94	1.87	1.88	1.88	1.89	1.86	1.83	1.92	1.89	1.89
BNa	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.09	0.04	0.06	0.06
SOMA B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.28	0.25	0.38	0.36	0.35	0.52	0.51	0.51	0.49	0.50	0.54	0.54	0.29	0.34
AK	0.13	0.11	0.30	0.28	0.31	0.16	0.20	0.17	0.18	0.18	0.14	0.19	0.04	0.05
SOMA A	0.41	0.35	0.68	0.65	0.66	0.68	0.71	0.68	0.68	0.68	0.68	0.73	0.34	0.39
CCI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.07	0.06	0.05	0.11	0.05	0.02	0.03
SOM. CAT	15.41	15.35	15.68	15.65	15.66	15.68	15.71	15.68	15.68	15.68	15.68	15.73	15.34	15.39
SOMA OX	23.06	23.03	23.07	23.08	23.04	23.03	23.04	23.02	23.03	23.04	23.04	23.03	23.03	23.05

Amostra	UNIDADE H													
	541A				144B			143A		C5-16				
	2	2n	3	3n	1	2	3	1	2	1n	1	2	3	4
SiO2	43,34	43,39	43,04	43,45	43,82	43,66	43,45	41,71	41,01	43,89	44,58	45,33	44,14	44,38
TiO2	1,22	1,19	1,27	1,28	1,39	1,42	1,49	1,23	1,58	0,85	0,69	0,69	0,74	0,81
Al2O3	13,30	13,35	14,22	13,73	12,82	13,17	13,40	13,18	13,52	13,14	12,43	11,35	12,98	12,68
Cr2O3	0,30	0,28	0,17	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,80	13,98	12,86	12,92	13,60	14,05	13,19	18,30	17,96	13,07	12,96	12,81	12,61	12,91
MnO	0,14	0,15	0,13	0,14	0,09	0,04	0,04	0,14	0,09	0,23	0,24	0,19	0,20	0,36
MgO	10,76	10,81	11,22	11,36	10,98	10,78	11,20	8,76	8,40	11,71	11,77	12,12	11,71	11,95
CaO	11,94	11,89	12,00	11,99	11,76	11,95	12,10	11,71	11,51	11,90	11,65	11,95	12,06	11,93
Na2O	1,80	1,84	1,95	1,84	1,76	1,76	1,75	2,12	2,24	1,59	1,49	1,43	1,43	1,51
K2O	0,46	0,46	0,50	0,47	0,48	0,49	0,49	0,10	0,08	0,61	0,60	0,48	0,67	0,57
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,07	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,10	97,41	97,43	97,36	96,68	97,33	97,11	97,24	96,38	96,98	96,40	96,35	96,54	97,09
O=CLF	0,01	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,08	97,38	97,40	97,33	96,68	97,33	97,11	97,24	96,38	96,98	96,40	96,35	96,54	97,09
TSi	6,43	6,42	6,35	6,41	6,52	6,46	6,43	6,28	6,24	6,47	6,60	6,71	6,53	6,52
TAI	1,57	1,58	1,65	1,59	1,48	1,53	1,57	1,72	1,76	1,53	1,40	1,29	1,47	1,48
TFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,76	0,75	0,82	0,79	0,77	0,77	0,77	0,62	0,67	0,75	0,77	0,69	0,79	0,72
CCr	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe3+	0,08	0,11	0,08	0,09	0,07	0,07	0,05	0,30	0,19	0,17	0,18	0,12	0,11	0,19
CTi	0,14	0,13	0,14	0,14	0,15	0,16	0,17	0,14	0,18	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09
CMg	2,38	2,38	2,46	2,50	2,43	2,38	2,47	1,97	1,91	2,57	2,60	2,67	2,58	2,62
CFe2+	1,59	1,58	1,46	1,46	1,56	1,63	1,54	1,97	2,05	1,40	1,37	1,43	1,42	1,36
CMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe2+	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03
BMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
BCa	1,90	1,89	1,90	1,89	1,87	1,90	1,92	1,89	1,88	1,88	1,85	1,89	1,91	1,88
BNa	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,46	0,47	0,50	0,47	0,44	0,45	0,46	0,56	0,60	0,39	0,35	0,35	0,36	0,36
AK	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,02	0,01	0,12	0,11	0,09	0,13	0,11
SOMA A	0,55	0,55	0,59	0,56	0,53	0,54	0,55	0,58	0,61	0,51	0,46	0,45	0,49	0,47
CCl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CF	0,01	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOM. CAT	15,55	15,55	15,60	15,56	15,53	15,54	15,55	15,58	15,61	15,51	15,46	15,45	15,49	15,47
SOMA OX	23,04	23,04	23,05	23,04	23,07	23,05	23,04	23,00	23,01	23,01	23,04	23,03	23,02	23,01

ANEXO 4

TABELA 1 (continuação)

Amostra	UNIDADE H										UNIDADE I			
	409					L177					532			
	1	2	3	3n	4	5	1	2	3	4	1	3n	2	
SiO2	41.39	41.91	41.69	41.70	42.25	42.03	41.12	41.36	42.28	41.97	42.23	45.25	45.32	44.20
TiO2	1.25	1.17	1.33	1.56	1.22	1.27	0.89	1.42	1.48	1.44	1.51	1.95	1.94	1.89
Al2O3	13.33	13.46	12.99	13.13	13.23	13.20	14.89	13.40	12.31	12.55	12.82	10.48	10.47	11.25
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,05
FeO	16.02	16.03	15.79	16.25	15.79	15.86	17.46	15.82	16.65	15.80	15.95	14.88	14.96	15.84
MnO	0,35	0,27	0,24	0,34	0,28	0,35	0,18	0,21	0,13	0,09	0,16	0,10	0,06	0,07
MgO	9.64	9.84	9.90	9.94	9.89	9.90	8.71	9.46	9.82	9.95	9.93	11.37	11.44	10,37
CaO	11.89	11.71	11.70	11.79	11.60	11.75	10.97	11.24	11.27	11.31	11.08	11.64	11.55	11,33
Na2O	1.58	1,52	1,60	1,70	1,57	1,58	2,29	2,26	2,21	2,19	2,29	1,54	1,60	1,77
K2O	1,00	0,96	0,98	0,88	0,94	0,97	0,67	0,60	0,53	0,62	0,63	0,59	0,57	0,67
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,15	0,13
TOTAL	96,46	96,88	96,21	97,28	96,78	96,91	97,19	95,79	96,67	95,92	96,60	98,02	98,14	97,61
O=CLF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07
TOTAL	96,46	96,88	96,21	97,28	96,78	96,91	97,19	95,79	96,67	95,92	96,60	97,95	98,07	97,55
TSi	6,26	6,29	6,31	6,25	6,35	6,31	6,19	6,31	6,39	6,38	6,37	6,68	6,68	6,60
TAJ	1,74	1,71	1,69	1,75	1,65	1,69	1,81	1,69	1,61	1,62	1,63	1,32	1,32	1,40
TFc3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,64	0,68	0,63	0,57	0,69	0,65	0,83	0,72	0,58	0,63	0,66	0,50	0,50	0,58
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CFc3+	0,23	0,27	0,20	0,28	0,20	0,21	0,30	0,15	0,21	0,16	0,20	0,13	0,15	0,13
CTi	0,14	0,13	0,15	0,18	0,14	0,14	0,10	0,16	0,17	0,17	0,17	0,22	0,21	0,21
CMg	2,17	2,20	2,23	2,22	2,21	2,22	1,96	2,15	2,21	2,25	2,23	2,50	2,51	2,31
CFc2+	1,79	1,71	1,76	1,73	1,74	1,75	1,80	1,80	1,82	1,78	1,73	1,64	1,61	1,76
CMn	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SOMA C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFc2+	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,10	0,06	0,07	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08
BMn	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
BCa	1,93	1,88	1,90	1,89	1,87	1,89	1,77	1,84	1,82	1,84	1,79	1,84	1,82	1,81
BNa	0,04	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,12	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,09	0,10
SOMA B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,43	0,38	0,42	0,44	0,39	0,40	0,55	0,58	0,55	0,56	0,56	0,36	0,36	0,41
AK	0,19	0,18	0,19	0,17	0,18	0,19	0,13	0,12	0,10	0,12	0,12	0,11	0,11	0,13
SOMA A	0,62	0,56	0,60	0,60	0,57	0,59	0,68	0,70	0,66	0,68	0,68	0,47	0,47	0,54
CCI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
CF	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06
SOM. CAT	15,62	15,56	15,61	15,60	15,57	15,59	15,68	15,70	15,66	15,68	15,68	15,47	15,47	15,54
SOMA OX	23,00	23,00	23,00	23,00	23,01	23,00	23,04	23,06	23,04	23,05	23,07	23,07	23,07	23,05

[illegible]

ANEXO 4

TABELA 2 Resultados das análises para granadas das rochas metabásicas do Grupo Araxá. Fórmula calculada para 8 cátions. Cada amostra corresponde à média de três pontos analisados em um grão. As análises indicadas com "n" correspondem ao núcleo e as demais à borda do grão. No caso da amostra 532, as análises P1 a P6 correspondem a um perfil borda a borda de uma granada.

	UNIDADE E									G
	D53B			D1-89K				271		498E
	1	1n	2	1	1n	2	3	1	2	1
SiO2	38,17	38,11	38,33	38,43	38,60	38,15	38,52	36,78	37,20	37,44
TiO2	0,03	0,11	0,04	0,06	0,03	0,03	0,05	0,08	0,08	0,03
Al2O3	21,89	21,51	22,08	21,72	21,83	21,37	21,53	19,61	19,84	20,54
V2O3	0,04	0,06	0,04	-	-	-	-	-	-	-
Cr2O3	0,03	0,02	-	0,09	0,04	0,10	0,07	0,02	0,01	0,07
FeO	24,59	24,26	24,66	21,64	22,53	22,93	22,57	24,42	25,64	25,95
MgO	5,44	5,45	5,58	4,31	3,53	2,90	3,68	3,90	2,93	3,40
CaO	9,51	10,09	9,53	11,91	11,77	12,01	11,74	8,37	8,66	7,97
MnO	0,46	0,41	0,41	1,57	1,91	2,42	2,21	1,61	2,88	4,47
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04
TOTAL	100,19	100,05	100,70	99,73	100,26	99,92	100,39	94,81	97,27	99,91
Si+4	2,95	2,95	2,95	2,99	3,01	3,00	3,00	3,05	3,03	2,97
Ti+4	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al+3	2,00	1,96	2,00	1,99	2,00	1,98	1,97	1,91	1,90	1,92
V	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Cr+3	0,00	0,00	-	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	1,59	1,57	1,59	1,41	1,47	1,51	1,47	1,69	1,75	1,72
Mg+2	0,63	0,63	0,64	0,50	0,41	0,34	0,43	0,48	0,36	0,40
Ca+2	0,79	0,84	0,79	0,99	0,98	1,01	0,98	0,74	0,76	0,68
Mn+2	0,03	0,03	0,03	0,10	0,13	0,16	0,15	0,11	0,20	0,30
Na+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,52	0,51	0,52	0,47	0,49	0,50	0,49	0,56	0,57	0,56
PI	0,21	0,21	0,21	0,17	0,14	0,11	0,14	0,16	0,12	0,13
GRO	0,26	0,27	0,26	0,33	0,33	0,33	0,32	0,25	0,25	0,22
ESP	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,10

	UNIDADE G									
	498E			193C				293		
	1n	2	1	1n	2	2n	3	1	1n	2
SiO2	37,13	37,55	37,91	37,92	38,04	37,70	37,65	38,60	38,37	38,57
TiO2	0,00	0,05	0,07	0,04	0,04	0,19	0,01	0,09	0,06	0,07
Al2O3	20,24	20,53	21,70	21,35	21,19	20,80	21,02	21,11	21,32	21,51
V2O3	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr2O3	0,08	-	0,05	0,02	0,00	0,02	0,08	0,05	0,15	0,08
FeO	28,25	25,20	22,57	21,71	22,31	22,81	20,92	21,93	21,52	22,51
MgO	3,25	3,90	1,71	1,69	1,44	2,06	1,57	3,01	2,86	3,19
CaO	6,64	8,20	15,07	14,72	15,25	13,21	15,22	13,56	13,71	12,23
MnO	4,41	4,40	0,65	2,01	1,54	2,14	2,19	1,87	1,86	1,91
Na2O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
TOTAL	100,05	99,89	99,76	99,48	99,85	98,96	98,69	100,26	99,85	100,10
Si+4	2,96	2,97	2,98	2,99	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01
Ti+4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al+3	1,90	1,91	2,01	1,99	1,97	1,95	1,97	1,94	1,97	1,98
V	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr+3	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe+2	1,88	1,66	1,48	1,43	1,47	1,52	1,39	1,43	1,41	1,47
Mg+2	0,39	0,46	0,20	0,20	0,17	0,24	0,19	0,35	0,33	0,37
Ca+2	0,57	0,69	1,27	1,25	1,29	1,13	1,30	1,13	1,15	1,02
Mn+2	0,30	0,29	0,04	0,13	0,10	0,14	0,15	0,12	0,12	0,13
Na+1	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,60	0,53	0,49	0,48	0,49	0,50	0,46	0,47	0,47	0,49
PI	0,12	0,15	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,12	0,11	0,12
GRO	0,18	0,22	0,42	0,41	0,43	0,37	0,43	0,37	0,38	0,34
ESP	0,10	0,09	0,01	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04

ANEXO 4

TABELA 2 (Continuação).

	UNIDADE G									
	293	C7-3B		C4-9			500			
	2n	l	ln	l	2	3	l	ln	l	2
SiO2	38,43	37,64	37,60	38,18	38,31	38,26	38,07	37,86	38,11	38,06
TiO2	0,05	0,12	0,18	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,03
Al2O3	21,51	21,01	20,82	21,07	20,94	20,88	21,15	21,07	21,27	21,43
V2O3	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	0,01	0,03
Cr2O3	0,11	0,01	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	0,08	0,07
FeO	22,37	20,55	21,34	23,84	24,50	23,78	22,25	22,50	22,31	21,71
MgO	3,45	1,47	1,35	4,21	4,35	4,47	6,00	5,90	5,95	5,49
CaO	12,25	13,97	14,50	11,13	10,17	10,75	10,16	10,11	10,19	11,30
MnO	2,02	4,08	4,07	0,62	0,87	0,66	1,21	1,24	1,25	0,99
Na2O	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01
TOTAL	100,22	98,88	99,93	99,12	99,24	98,89	98,97	98,87	99,26	99,10
Si+4	3,00	3,00	2,97	3,00	3,01	3,01	2,97	2,96	2,96	2,96
Ti+4	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al+3	1,98	1,97	1,94	1,95	1,94	1,94	1,94	1,94	1,95	1,97
V	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr+3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	1,46	1,37	1,41	1,57	1,61	1,57	1,45	1,47	1,45	1,41
Mg+2	0,40	0,18	0,16	0,49	0,51	0,52	0,70	0,69	0,69	0,64
Ca+2	1,02	1,19	1,23	0,94	0,86	0,91	0,85	0,85	0,85	0,94
Mn+2	0,13	0,28	0,27	0,04	0,06	0,04	0,08	0,08	0,08	0,07
Na+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,48	0,45	0,46	0,52	0,53	0,51	0,47	0,48	0,47	0,46
PI	0,13	0,06	0,05	0,16	0,17	0,17	0,23	0,22	0,22	0,21
GRO	0,34	0,40	0,40	0,31	0,28	0,30	0,28	0,27	0,28	0,31
ESP	0,04	0,09	0,09	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02

	UNIDADE G			UNIDADE H						
	500			143			144B			
	2n	3	3n	l	2	3	l	2	3	3n
SiO2	38,08	38,22	37,74	38,10	38,02	38,08	38,58	38,69	38,46	38,70
TiO2	0,04	0,05	0,08	0,04	0,02	0,13	0,11	0,05	0,04	0,08
Al2O3	21,37	21,16	20,89	21,30	21,22	21,37	20,66	20,60	20,93	20,62
V2O3	0,04	0,05	0,01	-	-	0,00	-	-	-	-
Cr2O3	0,03	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,05	0,10	0,07
FeO	21,58	22,21	22,04	26,00	25,40	25,47	24,24	23,80	23,37	24,31
MgO	5,83	5,12	5,07	3,47	3,57	3,67	4,54	4,36	4,66	4,60
CaO	11,15	11,39	11,95	11,05	10,97	11,43	10,84	10,75	11,36	11,17
MnO	0,93	1,30	0,93	0,52	0,49	0,70	0,78	0,78	0,73	0,83
Na2O	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
TOTAL	99,05	99,57	98,79	100,51	99,73	100,87	99,82	99,08	99,67	100,39
Si+4	2,96	2,97	2,96	2,97	2,99	2,96	3,01	3,05	3,00	3,01
Ti+4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al+3	1,96	1,94	1,93	1,96	1,96	1,96	1,90	1,91	1,92	1,89
V	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	-	-	-	-
Cr+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe+2	1,40	1,45	1,44	1,70	1,67	1,65	1,58	1,57	1,52	1,58
Mg+2	0,68	0,59	0,59	0,40	0,42	0,42	0,53	0,51	0,54	0,53
Ca+2	0,93	0,95	1,00	0,92	0,92	0,95	0,91	0,91	0,95	0,93
Mn+2	0,06	0,09	0,06	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Na+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,46	0,47	0,47	0,55	0,55	0,54	0,52	0,52	0,50	0,51
PI	0,22	0,19	0,19	0,13	0,14	0,14	0,17	0,17	0,18	0,17
GRO	0,30	0,31	0,32	0,30	0,30	0,31	0,30	0,30	0,31	0,30
ESP	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

ANEXO 4

TABELA 2 (Continuação).

UNIDADE H

	541A						409		177	
	l	ln	2	2n	3	3n	l	ln	l	ln
SiO2	37,95	38,06	37,92	38,04	38,03	38,05	37,86	37,52	37,94	37,61
TiO2	0,03	0,04	0,06	0,04	0,02	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10
Al2O3	21,32	21,66	21,55	21,37	21,58	21,53	21,29	21,24	20,96	20,91
V2O3	0,05	0,02	0,09	0,08	0,01	-	-	-	-	-
Cr2O3	0,16	0,17	0,11	0,04	0,10	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04
FeO	22,77	22,15	22,46	22,44	22,20	21,76	24,70	24,37	27,43	28,65
MgO	4,14	4,75	4,49	4,64	4,57	4,86	2,74	2,23	2,76	2,33
CaO	11,72	11,73	11,10	11,28	11,49	11,82	11,00	11,12	9,74	10,03
MnO	1,84	1,47	2,00	1,92	1,85	1,61	2,22	3,11	0,49	0,43
Na2O	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
TOTAL	100,01	100,05	99,80	99,88	99,88	99,80	99,99	99,77	99,46	100,13
Si+4	2,96	2,95	2,96	2,96	2,96	2,95	2,98	2,97	3,01	2,98
Ti+4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al+3	1,96	1,98	1,98	1,96	1,98	1,97	1,98	1,98	1,96	1,95
V	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	-	-	-	-	-
Cr+3	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	1,48	1,44	1,46	1,46	1,44	1,41	1,63	1,61	1,82	1,90
Mg+2	0,48	0,55	0,52	0,54	0,53	0,56	0,32	0,26	0,33	0,28
Ca+2	0,98	0,97	0,93	0,94	0,96	0,98	0,93	0,94	0,83	0,85
Mn+2	0,12	0,10	0,13	0,13	0,12	0,11	0,15	0,21	0,03	0,03
Na+1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,48	0,47	0,48	0,48	0,47	0,46	0,54	0,53	0,61	0,62
PI	0,16	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,11	0,09	0,11	0,09
GRO	0,32	0,32	0,30	0,31	0,31	0,32	0,31	0,31	0,28	0,28
ESP	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,07	0,01	0,01

UNIDADE I

	532								
	l	ln	2	P1	P2	P3	P4	P5	P6
SiO2	37,76	37,75	38,08	37,99	38,17	38,14	38,06	38,27	38,16
TiO2	0,05	0,01	0,03	0,05	-	0,01	0,07	0,11	0,04
Al2O3	21,35	21,57	21,54	21,54	21,62	21,73	21,78	21,43	21,58
V2O3	0,06	0,02	0,05	0,08	0,01	-	0,02	0,06	0,06
Cr2O3	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02	-	0,02	-	0,06
FeO	28,10	27,87	25,81	26,31	26,78	27,82	25,60	27,74	27,84
MgO	4,83	5,05	4,76	4,71	5,21	5,12	5,10	5,18	5,15
CaO	6,83	6,99	9,41	9,07	7,94	7,45	9,17	7,66	7,51
MnO	0,79	0,74	0,52	0,54	0,47	0,59	0,51	0,59	0,67
Na2O	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	-	0,02	0,03	0,02
TOTAL	99,80	100,07	100,23	100,33	100,24	100,87	100,33	101,07	101,07
Si+4	2,97	2,95	2,96	2,96	2,97	2,96	2,95	2,96	2,96
Ti+4	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,01	0,00
Al+3	1,98	1,99	1,98	1,98	1,98	1,99	1,99	1,96	1,97
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00
Cr+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00
Fe+2	1,85	1,82	1,68	1,71	1,74	1,80	1,66	1,80	1,80
Mg+2	0,57	0,59	0,55	0,55	0,60	0,59	0,59	0,60	0,59
Ca+2	0,58	0,59	0,78	0,76	0,66	0,62	0,76	0,64	0,62
Mn+2	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
Na+1	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00
TOTAL	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL	0,61	0,60	0,55	0,56	0,57	0,59	0,55	0,59	0,59
PI	0,19	0,19	0,18	0,18	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19
GRO	0,19	0,19	0,26	0,25	0,22	0,20	0,25	0,21	0,20
ESP	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

ANEXO 4

TABELA 3 Resultados das análises para plagioclásios das rochas metabásicas do Grupo Araxá. Fórmula calculada para 5 cátions. Cada amostra corresponde à média de três pontos analisados em um grão. As análises indicadas com "n" correspondem ao núcleo e as demais à borda do grão.

	UNIDADE C									
	P3-134-1	P3-134-2	134-3	P3-134-4	P2-52-1	P2-52-2	P2-52-2n	P2-52-3	P2-52-3n	P2-52-4
SiO2	66,24	69,83	66,30	66,32	71,24	70,44	71,69	66,71	67,50	69,80
Al2O3	22,12	20,22	22,20	22,28	20,56	20,27	20,15	21,89	22,43	21,76
Fe2O3	0,20	0,08	0,17	0,14	0,24	0,16	0,10	0,17	0,19	0,26
CaO	2,70	0,19	2,80	2,95	0,80	0,65	0,32	2,71	3,06	1,62
SrO	-	-	-	-	0,01	0,01	0,07	-	0,01	0,03
BaO	-	-	-	-	0,04	0,03	-	0,05	0,01	0,01
Na2O	9,69	11,34	9,93	9,70	10,29	10,93	11,08	10,15	10,04	10,27
K2O	0,19	0,02	0,06	0,06	0,11	0,07	0,07	0,07	0,09	0,37
Total	101,14	101,69	101,46	101,45	103,28	102,56	103,48	101,74	103,33	104,12
#Si+4	2,90	3,01	2,88	2,89	3,05	3,02	3,05	2,89	2,89	2,96
#Al+3	1,14	1,03	1,14	1,14	1,04	1,03	1,01	1,12	1,13	1,09
#Fe+3	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
#Ca+2	0,13	0,01	0,13	0,14	0,04	0,03	0,01	0,13	0,14	0,07
#Sr+2	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00
#Ba+2	-	-	-	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,82	0,95	0,84	0,82	0,86	0,91	0,91	0,85	0,83	0,85
#K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,11	16,10	16,07	16,11	16,30	16,17	16,20	16,05	16,07	16,16
AN	13	1	13	14	4	3	2	13	14	8
ALB	86	99	86	85	95	96	98	87	85	90
OR	1	-	1	1	1	1	-	-	1	2

	UNIDADE C									
	P2-52-4n	P2-52-5	P2-52-6	I59D-1	I59D-2	I59D-3	I59D-4	I59D-5	I59D-6	DI-119C1
SiO2	71,71	70,93	72,64	69,52	68,90	69,52	68,16	69,52	69,16	70,45
Al2O3	20,46	20,39	20,44	19,85	20,07	20,06	20,71	20,16	20,39	20,03
Fe2O3	0,10	0,16	0,17	0,24	0,13	0,10	0,15	0,12	0,12	0,10
CaO	0,37	0,68	0,31	0,27	0,39	0,25	1,28	0,35	0,43	0,44
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
BaO	0,08	0,07	-	-	-	-	-	-	-	0,04
Na2O	10,87	10,65	11,32	11,24	11,20	11,27	10,69	11,22	11,28	11,37
K2O	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
Total	103,66	102,94	104,92	101,18	100,74	101,26	101,04	101,41	101,44	102,57
#Si+4	3,05	3,04	3,05	3,02	3,00	3,01	2,97	3,01	2,99	3,02
#Al+3	1,03	1,03	1,01	1,02	1,03	1,02	1,06	1,03	1,04	1,01
#Fe+3	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02
#Sr+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
#Ba+2	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	0,00
#Na+1	0,90	0,89	0,92	0,95	0,95	0,95	0,90	0,94	0,95	0,94
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,23	16,23	16,19	16,11	16,08	16,10	16,10	16,11	16,07	16,10
AN	2	3	2	1	2	1	6	2	2	2
ALB	98	96	98	98	98	98	94	98	98	98
OR	-	1	-	1	-	1	-	-	-	-

[illegible]

ANEXO 4

TABELA 3 (continuação)

	UNIDADE D									
	460C1b	460C2	460C3	460B1	460B1n	460B2	460B2n	460B3	460B3n	460B4
SiO ₂	63,64	65,38	64,02	62,73	64,20	63,21	64,21	59,25	63,22	62,73
Al ₂ O ₃	23,40	22,26	23,15	23,94	23,29	23,76	23,30	26,13	23,77	24,06
Fe ₂ O ₃	0,09	0,33	0,09	0,03	0,04	0,05	0,03	0,10	-	0,12
CaO	4,75	3,23	4,08	5,30	4,34	4,99	4,27	5,02	4,89	5,27
SrO	0,08	0,07	0,11	0,11	0,02	0,09	0,01	0,17	0,15	0,10
BaO	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,07	0,03	0,06	0,05	0,01
Na ₂ O	8,98	9,91	9,41	8,62	9,32	8,94	9,38	7,47	8,99	8,86
K ₂ O	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,40	0,09	0,09
Total	101,05	101,31	100,99	100,86	101,37	101,19	101,33	98,61	101,16	101,23
#Si+4	2,79	2,85	2,80	2,76	2,80	2,77	2,80	2,68	2,77	2,75
#Al+3	1,21	1,14	1,19	1,24	1,20	1,23	1,20	1,39	1,23	1,24
#Fe+3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00
#Ca+2	0,22	0,15	0,19	0,25	0,20	0,23	0,20	0,24	0,23	0,25
#Sr+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ba+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,76	0,84	0,80	0,74	0,79	0,76	0,79	0,65	0,76	0,75
#K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,03	16,01	16,00	16,03	16,01	16,00	16,00	16,08	16,00	15,98
AN	23	15	19	25	20	23	20	26	23	25
ALB	77	84	80	74	79	76	80	71	77	75
OR	-	1	1	1	1	1	-	3	-	-

	UNIDADE D									
	460B4n	459C1	459C2	459C2n	459C3	459C4	459C5	459C6	459D1	459D2
SiO ₂	63,39	62,88	62,41	62,47	63,34	62,87	62,94	63,88	63,26	63,48
Al ₂ O ₃	23,70	24,38	24,73	24,70	23,98	23,84	24,00	23,69	23,61	23,58
Fe ₂ O ₃	0,02	0,25	0,22	0,16	0,24	0,11	0,13	0,06	0,10	0,18
CaO	4,75	5,54	5,79	6,02	5,03	5,09	5,24	4,80	4,84	4,72
SrO	0,04	0,15	0,10	0,06	0,15	0,07	0,11	0,16	0,05	0,07
BaO	0,18	-	0,08	0,12	0,03	0,09	0,09	0,07	0,04	0,08
Na ₂ O	9,08	8,55	8,43	8,49	9,01	8,93	8,83	9,17	9,05	8,93
K ₂ O	0,10	0,15	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,12	0,10
Total	101,26	101,91	101,86	102,08	101,84	101,08	101,42	101,92	101,07	101,13
#Si+4	2,77	2,74	2,73	2,72	2,76	2,76	2,75	2,78	2,77	2,78
#Al+3	1,22	1,25	1,27	1,27	1,23	1,23	1,24	1,21	1,22	1,22
#Fe+3	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
#Ca+2	0,22	0,26	0,27	0,28	0,23	0,24	0,25	0,22	0,23	0,22
#Sr+2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ba+2	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,77	0,72	0,71	0,72	0,76	0,76	0,75	0,77	0,77	0,76
#K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	15,99	16,02	16,01	16,00	15,99	15,99	16,00	15,99	15,99	16,03
AN	22	26	27	28	24	24	25	22	23	23
ALB	77	73	72	72	76	76	75	77	77	77
OR	1	-	1	-	-	-	-	1	-	-

	UNIDADE D			UNIDADE E						
	459D3	D53B1	D53B1n	D53B2	D53B2n	D89K-1 -	D189K-2	D1-89K-3 -	D-89K-4	271-1
SiO ₂	63,97	59,70	59,54	59,28	60,22	56,07	57,61	39,73	56,06	60,71
Al ₂ O ₃	22,96	26,49	27,77	26,35	27,01	28,50	27,87	32,37	28,77	23,96
Fe ₂ O ₃	0,18	0,15	0,05	0,18	0,07	0,17	0,16	1,63	0,12	-
CaO	4,16	8,12	8,84	8,16	8,23	10,78	9,43	24,90	10,75	5,76
SrO	0,05	0,20	0,19	0,15	0,13	-	-	-	-	-
BaO	0,11	0,02	0,00	-	0,07	-	-	-	-	-
Na ₂ O	9,17	7,22	6,99	7,14	7,29	5,51	6,28	0,01	5,50	7,92
K ₂ O	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03
Total	100,64	101,98	103,46	101,34	103,10	101,05	101,39	98,64	101,20	98,39
#Si+4	2,82	2,62	2,58	2,62	2,61	2,50	2,55	1,88	2,50	2,75
#Al+3	1,19	1,37	1,42	1,37	1,38	1,50	1,45	1,80	1,51	1,28
#Fe+3	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,06	0,00	-
#Ca+2	0,20	0,38	0,41	0,39	0,38	0,52	0,45	1,26	0,51	0,28
#Sr+2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-
#Ba+2	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	-	-	-	-
#Na+1	0,78	0,61	0,59	0,61	0,61	0,48	0,54	0,01	0,47	0,69
#K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,05	16,00	15,98	16,00	15,99	16,03	16,02	15,61	16,03	16,07
AN	20	38	41	39	38	52	45	99	52	29
ALB	80	61	59	61	61	48	55	1	48	71
OR	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-

ANEXO 4

TABELA 3 (continuação)

UNIDADE G										
	498E1	498E1n	498E2	498E2n	498E2b	193C-	1 93C-1n	193C-2	93C-2n	193C-3
SiO2	57,98	57,87	59,84	60,00	59,47	58,76	58,84	58,45	58,06	58,83
Al2O3	27,21	27,29	26,04	25,72	26,49	26,83	26,32	26,53	26,35	26,34
Fe2O3	0,18	0,22	0,29	0,15	0,25	0,08	0,01	0,14	0,07	0,11
CaO	9,26	9,36	7,76	7,28	8,21	8,31	7,85	8,54	8,22	8,14
SrO	0,00	0,05	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-
BaO	0,04	-	0,07	-	0,03	-	-	-	-	-
Na2O	6,70	6,61	7,49	7,72	7,22	5,82	6,47	6,35	6,51	6,46
K2O	0,06	0,03	0,05	0,09	0,06	0,14	0,21	0,18	0,21	0,19
Total	101,42	101,43	101,55	100,96	101,74	99,95	99,70	100,18	99,42	100,07
#Si+4	2,56	2,56	2,63	2,65	2,61	2,65	2,65	2,62	2,62	2,64
#Al+3	1,42	1,42	1,35	1,34	1,37	1,43	1,40	1,40	1,40	1,39
#Fe+3	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,44	0,44	0,37	0,34	0,39	0,40	0,38	0,41	0,40	0,39
#Sr+2	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	-	-	-	-
#Ba+2	0,00	-	0,00	-	0,00	-	-	-	-	-
#Na+1	0,57	0,57	0,64	0,66	0,61	0,51	0,57	0,55	0,57	0,56
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	15,97	15,98	15,98	15,97	15,99	16,21	16,12	16,09	16,06	16,10
AN	43	44	36	34	39	44	40	42	41	41
ALB	57	56	63	65	61	55	59	57	58	58
OR	-	-	1	1	-	1	1	1	1	1

UNIDADE G										
	193C-3n	293-1	293-2	293-3	293-4	C7-3b-1	C7-3B-1n	C7-3b-2 -	C7-3B-2n	C7-3B-3
SiO2	58,30	46,93	46,75	49,03	46,90	59,02	57,47	58,90	60,23	59,37
Al2O3	26,78	34,78	35,01	32,90	34,46	25,86	26,12	26,17	25,52	26,06
Fe2O3	0,12	0,08	0,10	0,41	0,05	0,02	0,09	0,08	0,05	0,03
CaO	8,44	17,55	17,58	15,66	17,66	7,78	8,20	7,77	6,97	7,66
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	6,28	1,53	1,49	2,50	1,59	7,03	6,48	6,96	7,33	6,92
K2O	0,20	0,05	0,04	0,02	0,02	0,16	0,17	0,17	0,21	0,14
Total	100,13	100,92	100,97	100,51	100,68	99,87	98,52	100,06	100,32	100,18
#Si+4	2,62	2,14	2,13	2,23	2,14	2,64	2,62	2,63	2,68	2,65
#Al+3	1,42	1,87	1,88	1,77	1,85	1,36	1,40	1,38	1,34	1,37
#Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,41	0,86	0,86	0,76	0,86	0,37	0,40	0,37	0,33	0,37
#Sr+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ba+2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Na+1	0,55	0,14	0,13	0,22	0,14	0,61	0,57	0,60	0,63	0,60
#K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,09	16,00	16,00	16,03	15,99	16,03	16,05	16,03	16,06	16,07
AN	42	86	87	78	86	38	41	38	34	38
ALB	57	14	13	12	14	61	58	61	64	61
OR	1	-	-	-	-	1	1	1	2	1

UNIDADE G										
	C7-3B-3n	C7-3b-4	C7-3b-4n	7-3b-5	C4-9-1	C4-9-2	C4-9-3	500-1	500-2	500-2n
SiO2	59,33	57,15	58,28	57,84	55,91	55,23	52,91	59,20	57,32	59,21
Al2O3	25,83	27,15	26,65	26,96	28,25	28,64	29,52	25,92	27,03	25,80
Fe2O3	-	0,04	0,03	0,06	0,14	0,10	0,02	0,13	0,11	0,04
CaO	7,59	9,17	8,42	8,88	10,69	11,20	11,31	7,87	9,16	7,68
SrO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,03
BaO	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,08	0,04
Na2O	7,08	6,17	6,43	6,45	5,52	5,18	4,75	7,31	6,48	7,30
K2O	0,18	0,16	0,17	0,13	0,10	0,11	0,52	0,07	0,06	0,08
Total	100,01	99,84	99,98	100,34	100,61	100,46	99,02	100,61	100,24	100,18
#Si+4	2,65	2,57	2,62	2,59	2,51	2,48	2,41	2,63	2,56	2,64
#Al+3	1,36	1,44	1,41	1,42	1,49	1,52	1,59	1,36	1,43	1,36
#Fe+3	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,36	0,44	0,40	0,43	0,51	0,54	0,55	0,37	0,44	0,37
#Sr+2	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00
#Ba+2	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,61	0,54	0,56	0,56	0,48	0,45	0,42	0,63	0,56	0,63
#K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,04	16,03	16,07	16,03	16,02	16,03	15,96	15,99	15,99	16,00
AN	37	45	42	43	51	54	55	37	44	37
AB	62	54	57	56	48	45	43	63	56	63
OR	1	1	1	1	1	1	2	0	0	0

ANEXO 4

TABELA 3 (continuação)

	UNIDADE G				UNIDADE H					
	500-3	500-4	500-4n	500-5	143A-1	143A-1n	143A-2	143A-3	143A-4	144B-1
SiO ₂	60,87	54,72	55,10	54,71	59,74	59,80	60,04	59,91	60,81	59,65
Al ₂ O ₃	24,59	28,27	28,65	28,72	25,86	25,80	26,03	26,46	25,66	26,30
Fe ₂ O ₃	0,27	0,11	0,04	0,13	0,11	-	0,10	0,16	0,15	0,13
CaO	6,28	11,07	11,31	11,15	7,37	7,16	7,41	7,71	6,67	8,16
SrO	0,05	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,04	0,07	0,03	0,04	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	8,24	5,48	5,30	5,36	7,34	7,30	7,22	7,15	7,80	6,99
K ₂ O	0,07	0,07	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,11
Total	100,40	99,78	100,49	100,16	100,46	100,07	100,82	101,41	101,14	101,33
#Si+4	2,70	2,47	2,47	2,46	2,66	2,67	2,66	2,64	2,68	2,64
#Al+3	1,28	1,50	1,52	1,52	1,35	1,36	1,36	1,38	1,33	1,37
#Fe+3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,01	0,00	0,00
#Ca+2	0,30	0,53	0,54	0,53	0,35	0,34	0,35	0,36	0,31	0,39
#Sr+2	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-
#Ba+2	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-
#Na+1	0,70	0,47	0,46	0,47	0,63	0,63	0,62	0,61	0,67	0,60
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	15,97	15,97	16,00	15,98	16,04	16,06	16,07	16,05	16,03	16,04
AN	30	53	54	53	36	35	36	37	32	39
AB	70	47	46	47	63	65	64	63	68	61
OR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	UNIDADE H									
	144B-2	144B-3	44B-3n	541A1	541A1n	541A2	541A2n	541A3	541A3n	541A4
SiO ₂	59,42	57,87	58,61	60,47	60,01	56,42	56,82	56,76	56,29	52,00
Al ₂ O ₃	26,55	26,97	26,77	26,08	25,78	28,06	27,90	28,01	28,49	31,16
Fe ₂ O ₃	0,11	0,13	0,05	0,04	0,04	0,17	0,07	0,16	0,08	0,10
CaO	8,26	8,83	8,68	7,76	7,47	10,31	10,14	10,04	10,60	13,85
SrO	-	-	-	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04
BaO	-	-	-	0,01	0,02	0,03	0,03	0,07	-	0,01
Na ₂ O	6,96	6,51	6,76	7,49	7,65	5,98	6,18	6,02	5,84	3,97
K ₂ O	0,10	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,15	0,06	0,04
Total	101,39	100,36	100,95	101,95	101,05	101,06	101,21	101,24	101,38	101,17
#Si+4	2,62	2,59	2,60	2,65	2,65	2,51	2,52	2,52	2,50	2,33
#Al+3	1,38	1,42	1,40	1,35	1,34	1,47	1,46	1,47	1,49	1,65
#Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
#Ca+2	0,39	0,42	0,41	0,36	0,35	0,49	0,48	0,48	0,50	0,67
#Sr+2	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ba+2	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00
#Na+1	0,60	0,56	0,58	0,64	0,65	0,51	0,53	0,52	0,50	0,35
#K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,03	16,03	16,02	16,00	15,98	15,98	15,97	15,99	15,98	15,97
AN	39	43	41	36	35	49	47	48	50	66
AB	60	57	59	64	65	51	53	51	50	34
OR	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-

	UNIDADE H									
	541A5	409-1	409-2	409-3	409-3n	409-4	409-4n	409-5	177-1	177-2
SiO ₂	53,47	57,04	58,52	57,89	58,62	58,13	58,65	57,94	59,66	60,45
Al ₂ O ₃	30,00	28,11	27,20	26,97	27,06	27,43	27,28	27,25	26,41	25,34
Fe ₂ O ₃	0,08	0,16	0,08	0,08	-	0,08	0,10	0,11	0,07	0,13
CaO	12,75	9,82	8,81	8,87	8,63	8,92	9,07	9,00	7,64	6,66
SrO	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	4,62	5,95	6,55	6,43	6,61	6,37	6,28	6,52	6,93	7,61
K ₂ O	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,07
Total	101,03	101,13	101,21	100,29	100,96	100,97	101,44	100,88	100,74	100,27
#Si+4	2,40	2,54	2,59	2,59	2,60	2,58	2,60	2,58	2,65	2,69
#Al+3	1,58	1,47	1,42	1,42	1,42	1,44	1,42	1,43	1,38	1,33
#Fe+3	0,00	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,61	0,47	0,42	0,43	0,41	0,42	0,43	0,43	0,36	0,32
#Sr+2	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ba+2	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Na+1	0,40	0,51	0,56	0,56	0,57	0,55	0,54	0,56	0,60	0,66
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	15,97	16,04	16,04	16,04	16,05	16,06	16,08	16,02	16,09	16,05
AN	60	48	43	43	42	44	44	43	38	33
AB	40	52	57	57	58	56	55	57	62	67
-OR	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-

ANEXO 4

TABELA 3 (continuação)

	UNIDADE H									
	177-3	177-4	510A1	510A1n	10A1n'	510A1	510A1n	510A2	510A2n	510A3
SiO ₂	63,00	60,60	58,16	57,47	57,97	59,72	59,38	59,39	60,01	58,56
Al ₂ O ₃	23,96	25,41	25,28	25,31	25,19	25,50	25,74	25,68	25,67	26,22
Fe ₂ O ₃	0,13	0,12	0,12	0,10	0,03	0,16	0,06	0,12	0,02	0,13
CaO	4,85	6,62	7,28	7,36	7,07	7,12	7,43	7,46	7,24	7,96
SrO	-	-	0,27	0,31	0,27	0,36	0,34	0,30	0,28	0,28
BaO	-	-	0,07	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05
Na ₂ O	8,72	7,76	7,48	7,38	7,47	7,54	7,46	7,41	7,51	7,13
K ₂ O	0,06	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,09	0,07	0,07
Total	100,73	100,58	98,72	98,05	98,13	100,50	100,50	100,46	100,81	100,41
#Si+4	2,77	2,68	2,63	2,62	2,63	2,66	2,64	2,64	2,66	2,61
#Al+3	1,24	1,33	1,35	1,36	1,35	1,34	1,35	1,35	1,34	1,38
#Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ca+2	0,23	0,31	0,35	0,36	0,34	0,34	0,35	0,36	0,34	0,38
#Sr+2	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#Ba+2	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,74	0,67	0,66	0,65	0,66	0,65	0,64	0,64	0,65	0,62
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,05	16,03	15,95	15,94	15,96	16,00	15,98	15,99	16,01	15,98
AN	24	32	35	35	34	34	34	36	35	38
AB	76	68	65	65	66	66	66	64	65	62
OR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	UNIDADE H								UNIDADE I		
	510A3n	510A4	510A4n	C5-16-1	C5-16-1n	C5-16-2	C5-16-3	523A1	523A2	523A3	523A3n
SiO ₂	58,58	59,08	58,94	60,15	59,63	59,47	60,46	68,66	62,62	61,78	61,39
Al ₂ O ₃	26,14	25,55	25,80	25,87	26,28	26,08	25,75	21,61	23,88	24,26	24,33
Fe ₂ O ₃	0,07	0,12	0,03	0,07	0,04	0,05	0,09	0,15	0,10	0,17	0,09
CaO	7,96	7,40	7,53	7,53	8,04	7,75	7,15	2,15	5,41	5,67	5,85
SrO	0,35	0,36	0,31	-	-	-	-	0,15	0,24	0,14	0,23
BaO	0,04	0,13	0,09	-	-	-	-	-	0,00	0,02	0,02
Na ₂ O	7,07	7,44	7,29	7,29	7,13	7,09	7,50	10,42	8,31	8,38	8,28
K ₂ O	0,07	0,06	0,08	0,07	0,09	0,09	0,11	0,12	0,24	0,23	0,26
Total	100,28	100,14	100,08	100,97	101,21	100,53	101,05	103,26	100,80	100,65	100,45
#Si+4	2,62	2,64	2,63	2,66	2,63	2,65	2,67	2,93	2,77	2,73	2,72
#Al+3	1,38	1,34	1,36	1,35	1,37	1,37	1,34	1,09	1,24	1,26	1,27
#Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
#Ca+2	0,38	0,35	0,36	0,36	0,38	0,37	0,34	0,10	0,26	0,27	0,28
#Sr+2	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	0,00	0,01	0,00	0,01
#Ba+2	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00
#Na+1	0,61	0,64	0,63	0,63	0,61	0,61	0,64	0,86	0,71	0,72	0,71
#K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	15,99	15,98	15,99	16,05	16,02	16,04	16,04	16,09	16,05	16,00	15,98
AN	38	35	36	36	38	37	35	10	27	27	28
AB	62	65	64	64	61	62	64	89	72	72	71
OR	-	-	-	-	1	1	1	1	1	1	1

	UNIDADE I										
	523A4	523A4n	523A5	523A5n	532-1	532-2	532-3	532-4	532-5	532-6	532-6'
SiO ₂	62,05	62,23	61,68	62,15	63,20	63,14	62,97	63,49	63,78	63,41	63,83
Al ₂ O ₃	24,20	24,14	24,35	24,43	24,45	24,26	24,52	24,18	24,69	24,12	24,59
Fe ₂ O ₃	0,14	0,08	0,10	0,08	0,30	0,16	0,32	0,34	0,25	0,09	0,17
CaO	5,81	5,70	5,89	6,00	5,76	5,66	5,90	5,44	5,71	5,42	5,73
SrO	0,22	0,20	0,22	0,25	0,04	0,04	0,05	0,08	0,07	0,10	0,08
BaO	0,11	-	-	-	0,04	0,04	0,02	0,08	-	0,07	0,02
Na ₂ O	8,30	8,37	8,15	8,18	8,61	8,61	8,58	8,77	8,75	8,89	8,56
K ₂ O	0,25	0,22	0,22	0,25	0,12	0,10	0,09	0,12	0,09	0,10	0,09
Total	101,08	100,95	100,62	101,34	102,51	102,02	102,46	102,49	103,34	102,20	103,07
#Si+4	2,73	2,74	2,73	2,73	2,74	2,75	2,73	2,75	2,74	2,75	2,76
#Al+3	1,26	1,25	1,27	1,27	1,25	1,25	1,25	1,24	1,25	1,23	1,25
#Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
#Ca+2	0,27	0,27	0,28	0,28	0,27	0,26	0,27	0,25	0,26	0,25	0,26
#Sr+2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ba+2	0,00	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00
#Na+1	0,71	0,71	0,70	0,70	0,72	0,73	0,72	0,74	0,73	0,75	0,72
#K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#TOTAL	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Charge	16,01	16,01	16,02	16,02	16,01	16,02	16,00	16,01	16,01	15,99	16,05
AN	28	27	28	28	27	27	27	25	26	24	27
AB	71	72	71	71	72	73	73	74	73	75	72
OR	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1

ANEXO 4

TABELA 4 Resultados das análises de microsonda para clinopiroxênios das rochas metabásicas do Grupo Araxá. Cada coluna representa a média de três pontos analisados na borda de um grão. Traços indicam valores abaixo do limite de detecção e nd indica que o elemento não foi analisado.

[illegible][illegible]