UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL
DA FAIXA BRASÍLIA, REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS,
SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Cláudio de Morisson Valeriano

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1992

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005889

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL
DA FAIXA BRASÍLIA, REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS,
SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Cláudio de Morisson Valeriano

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. W. Teixeira</u>	<u>Wilson Teixeira</u>
Examinadores:	<u>Dr. M.E. da Silva</u>	<u>M. E. da Silva</u>
	<u>Dr. M.C. Campos Neto</u>	<u>M. C. Campos Neto</u>
	<u>Dr. R.A. Fuck</u>	<u>R. A. Fuck</u>
	<u>Dr. R.A.J. Trouw</u>	<u>R. A. J. Trouw</u>

São Paulo
1992

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA,
REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS, SUDOESTE DE MINAS GERAIS**

Cláudio de Morisson Valeriano

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1992**

ÍNDICE

Página

AGRADECIMENTOS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xvi
 CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	1
1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	1
1.2 - SITUAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO EM RELAÇÃO AO CONTEXTO GEOTECTÔNICO	1
1.3 - IMPORTÂNCIA REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO	5
1.4 - OBJETIVOS E ESCOPO DO TRABALHO	7
1.5 - METODOLOGIA UTILIZADA	8
 CAPÍTULO 2: TRABALHOS ANTERIORES: UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS CONSAGRADAS, PROBLEMAS DE CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA	11
2.1 - AS PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	11
2.1.1 - O Complexo Campos Gerais	11
2.1.2 - O Grupo Araxá	12
2.1.3 - O Grupo Canastra	14
2.1.4 - O Grupo Bambuí	15
2.2 - MODELOS DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTOS ANTERIORMENTE PARA A ÁREA DE ESTUDO	16
2.2.1 - Schmidt & Fleischer (1978)	16
2.2.2 - Teixeira & Danni (1978)	18
2.2.3 - Fonseca et al. (1979)	19
2.2.4 - Machado Filho et al. (1983)	20
2.2.5 - Morales et al. (1983); Oliveira et al. (1983)	22
2.2.6 - Trouw et al. (1984)	23
2.2.7 - Heilbron et al. (1987)	24
2.2.8 - Simões et al. (1988)	26
2.3 - DISCUSSÃO: PONTOS CONSENSUAIS E PROBLEMAS CONTROVERSOS OU EM ABERTO	26
2.3.1 - Pontos consensuais	27
2.3.2 - Pontos controversos ou em aberto	27

CAPÍTULO 3: COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA E DEFINIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO 31

3.1 - INTRODUÇÃO: UNIDADES TECTÔNICAS E UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 31

3.2 - AS UNIDADES TECTÔNICAS: DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA, CARACTERÍSTICAS GERAIS E RELAÇÕES DE CONTATO 32

3.2.1 - A Nappe Araxá-Canastra (NAC) 32

3.2.2 - O Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP) 35

3.2.3 - O Domínio Autóctone 37

3.3 - AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS: CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA E RELAÇÕES DE CONTATO 38

3.3.1 - O Grupo Canastra 38

3.3.1.1 - Unidade Pelítico-carbonática 39

3.3.1.2 - Unidade Psamo-pelítica inferior 41

3.3.1.3 - Biotita Albita Filito (Metagrauvaca Vulcânica) 42

3.3.1.4 - Unidade Psamítica 43

3.3.1.5 - Unidade Psamo-pelítica Superior 44

3.3.2 - O Grupo Araxá 44

3.3.3 - A Sequência Serra da Boa Esperança 45

3.3.3.1 - Unidade Serra do Chapadão 46

3.3.3.2 - Unidade Serra da Mamona 48

3.3.3.3 - Unidade Ilicínea 48

3.3.4 - O Embasamento Alóctone 49

3.3.4.1 - Associação Metavulcanossedimentar ("greenstone belt") 50

3.3.4.2 - Suíte TTG 51

3.3.4.2.1 - Litogeoquímica 52

3.3.4.2.2 - Geocronologia Rb/Sr 55

3.3.4.3 - Xisto Costas 61

3.3.4.4 - Gnaisses Diversos Miloníticos 62

3.3.5 - O Grupo Bambuí 62

3.3.6 - O Embasamento Autóctone 64

3.4 - DISCUSSÃO: CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS DAS UNIDADES METASSEDIMENTARES ALÓCTONES 65

CAPÍTULO 4: LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS E SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS 68

4.1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS 68

4.2 - XISTOS VERDES E ANFIBOLITOS: CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E OCORRÊNCIA 69

4.3 - AMOSTRAGEM E RESULTADOS OBTIDOS 70

4.4 - TIPOS LITOLÓGICOS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO 71

4.5 - O CARÁTER ORTODERIVADO E POSSÍVEIS ALTERAÇÕES	30
4.5.1 - O Caráter Ortoderivado	30
4.5.2 - Possíveis Alterações	33
4.6 - CLASSIFICAÇÃO E TENDÊNCIAS COMPOSICIONAIS	86
4.7 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO.....	86
4.7.1 - Diagramas Discriminantes	89
4.7.2 - Padrões de Elementos Terras Raras	93
4.7.2.1 - BTi Não-fracionado	93
4.7.2.2 - BTi Fracionado	98
4.7.2.3 - ATi	98
4.7.3 - Diagramas normalizados	98
4.8 - CONCLUSÕES E DISCUSSÕES	102
CAPÍTULO 5: ANÁLISE ESTRUTURAL GEOMÉTRICA DOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS E INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA	106
5.1 - INTRODUÇÃO	106
5.2 - A NAPPE ARAXÁ-CANASTRA (NAC)	108
5.2.1 - Introdução	108
5.2.2 - A Deformação Principal (D_1+D_2) da NAC	108
5.2.2.1 - Dobras da Fase Principal na NAC	110
5.2.2.2 - Transporte Tectônico e Seus Indicadores Cinemáticos na NAC	115
5.2.3 - Fases de Deformação Tardias da NAC (D_3 e D_4) .	119
5.2.4 - Síntese da Evolução Deformacional da NAC	124
5.3 - O SISTEMA DE CAVALGAMENTO ILCÍNEA-PIUMHI (SCIP)	129
5.3.1 - Introdução	129
5.3.2 - A Deformação Principal (D_1)	130
5.3.2.1 - Dobras D_1 e a Lineação de Interseção .	131
5.3.2.2 - A Foliação S_1	131
5.3.2.3 - Indicadores Cinemáticos de Transporte Tectônico	134
5.3.3 - Deformações Pós- D_1	138
5.3.3.1 - Dobras Pós- D_1	139
5.4 - O DOMÍNIO AUTÓCTONE	140
5.4.1 - Evolução Deformacional do Grupo Bambuí	140
5.4.1.1 - A Deformação Principal (D_1)	141
5.4.1.2 - A Lineação L_1 de Estiramento	143
5.4.1.3 - Deformações Tardias	143
5.4.2 - Estruturas no Embasamento Autóctone	144
5.5 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DEFORMACIONAL DO CONJUNTO E SUA INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA	145
5.5.1 - Deformação Principal	146
5.5.2 - Deformações Tardias	150

CAPÍTULO 6: GEOCRONOLOGIA POTÁSSIO-ARGÔNIO E SUAS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	152
6.1 - INTRODUÇÃO: TRABALHOS ANTERIORES E OBJETIVOS	152
6.2 - DADOS OBTIDOS	157
6.3 - ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	159
6.3.1 - Determinações em biotita e anfibólio	159
6.3.2 - Determinações em mica branca	160
6.3.2.1 - NAC	160
6.3.2.2 - SCIP	160
CAPÍTULO 7: DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS: INTEGRAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS FRENTE AO CONTEXTO GEOTECTÔNICO E EVOLUÇÃO CRUSTAL	166
7.1 - ESBOÇO DE UM MODELO GEOTECTÔNICO EVOLUTIVO	166
7.2 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	169
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	180
APÊNDICES	190
5.1 - Medidas de eixos e superfícies axiais em 18 afloramentos onde há interferência de dobras e/ou crenulações D ₃ e D ₄	190
5.2 - Medidas de lineação de estiramento do domínio SCIP-2, escama superior e inferior	191
6.1 - Determinações K-Ar anteriormente realizadas em áreas adjacentes à estudada	192
ANEXOS:	
I - Mapa geológico-tectônico.	
II - Seções estruturais esquemáticas de direção SW-NE.	
III - Seções estruturais esquemáticas de direção E-W e NW-SE.	
IV - Mapa das estruturas pós-foliação principal de cada unidade tectônica.	
V - Mapa das estruturas lineares da fase de deformação principal de cada unidade tectônica.	

RELAÇÃO DAS FIGURAS:

FIGURA 1.1: Localização geográfica da área de estudo.

FIGURA 1.2: Situação da área de estudo em relação às unidades regionais (simplificado de Almeida et al., 1976).

FIGURA 1.3: Articulação dos levantamentos geológicos utilizados na integração de escala 1:100.000.

FIGURA 2.1: Quadro comparativo da distribuição geográfica das principais unidades litoestratigráficas mapeadas anteriormente próximo ou na área de estudo.

FIGURA 3.1: Seção esquemática mostrando as relações de contato entre as três unidades tectônicas da região estudada.

FIGURA 3.2: Mapa tectônico simplificado do SCIP.

FIGURA 3.3: Coluna estratigráfica da Nappe Araxá-Canastra.

FIGURA 3.4: Diagrama SiO_2 x $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de classificação de rochas ígneas, de Le Bas & Streckeisen (1991), para as rochas da Suíte TTG, embasamento alóctone da Escama Superior do SCIP.

FIGURA 3.5: Diagrama multicatiônico R1-R2 de elementos maiores, de De la Roche et al. (1980), para as rochas da Suíte TTG, embasamento alóctone da Escama Superior do SCIP.

FIGURA 3.6: Diagramas de variação da composição química de elementos maiores (a) e elementos traço (b) em função do teor de SiO_2 .

FIGURA 3.7: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas da Suíte TTG, embasamento alóctone do SCIP.

FIGURA 3.8: Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total da Suíte TTG, embasamento alóctone da Escama Superior do SCIP.

FIGURA 4.1: Localização das amostras analisadas.

FIGURA 4.2: O caráter bimodal em TiO_2 das amostras estudadas (a) e reunidas (b) às de Correia (1986).

FIGURA 4.3: Diagramas de correlação dos elementos maiores em função de $\text{MgO}\%$.

FIGURA 4.4: Diagramas de correlação de elementos traço em função de $\text{MgO}\%$.

FIGURA 4.5: a) Diagrama c x mg, de Leake (1964); b) Diagrama $\text{al} - \text{alk}$ x c, de Van de Kamp (1970).

FIGURA 4.6: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{CaO}$, de Mullen (1982), para distinção de rochas espilitizadas.

FIGURA 4.7: Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, de Miyashiro (1975) para discriminação de rochas alteradas por espilitização.

FIGURA 4.8: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$, de Le Bas & Streckeisen (1989), para classificação de rochas ígneas. A curva pontilhada superposta, de Irvine & Baragar (1971), separa as rochas alcalinas das subalcalinas.

FIGURA 4.9: Diagrama AFM, de Irvine & Baragar, ilustrando o caráter toleítico dos metabasitos estudados.

FIGURA 4.10: Diagrama triangular catiônico, de Jensen (1976), mostrando as duas tendências (ATi e BTi) dentro do campo dos toleitos de alto ferro.

FIGURA 4.11: Diagrama triangular $\text{FeO}^* - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, de Pearce et al. (1977), para discriminação de ambientes tectônicos de formação (apenas para rochas subalcalinas com SiO_2 entre 51 e 56%).

FIGURA 4.12: Diagrama triangular $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - 3\text{Y}$, de Pearce & Cann (1973), para distinção entre ambientes geotectônicos.

FIGURA 4.13: Diagrama $\text{Zr}/4 - 2\text{Nb} - \text{Y}$, de Meschede (1986), para distinção de ambientes geotectônicos.

FIGURA 4.14: Diagrama de ETR para os metabasitos BTi-não fracionado (a); BTi-fracionado (b); e ATi (c).

FIGURA 4.15: Padrão de ETR para 5 amostras de baixo TiO_2 , semelhantes aos metabasitos BTi-não fracionado, provenientes da Bacia do Paraná (Marques, 1988); comparar com a Fig. 4.14a.

FIGURA 4.16: Diagramas normalizados pelo N-MORB, segundo valores de Pearce (1982). a) ATi, BTi-frac, BTi-não frac, E-MORB, OIB comparados; b) BTi-fracionado em comparação com típico basalto do Platô de Deccan, Índia (In: Wilson, 1989) e de um enxame de dique proterozóico da Província Superior, Canadá (Condie et al., 1987; c) ATi comparado a uma amostra da região de Snake River, EUA e da Bacia do Paraná (In: Wilson, 1989).

FIGURA 4.17: Diagrama triangular $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Nb} - \text{Y}/\text{Nb}$, de Myers & Breitkopf (1989), para os metabasitos ATi e BTi, da NAC. A separação das amostras indica processos não relacionados a diferenciação magmática.

FIGURA 4.18: Relação esquemática mostrando a ocorrência dos três tipos ao longo da coluna estratigráfica da NAC.

FIGURA 5.1: Estilo das dobras da fase principal de deformação.

FIGURA 5.2: Padrões de superposição de megadobras D_2 sobre dobramento isoclinal D_1 na pedreira de mármore de Alpinópolis (ponto 141).

FIGURA 5.3: Foliações s-c-c' no muscovita xisto do Grupo Canastra; na banda quartzítica, os leitos micáceos tomam forma de peixes de micas interligados.

FIGURA 5.4: Orientação dos elementos geométricos do dobramento das fases tardias.

FIGURA 5.5: Quadro esquemático da evolução deformacional da Nappe Araxá-Canastra.

FIGURA 5.6: Modelo esquemático de formação das dobras D_2 da NAC, com seus eixos subparalelos à direção de transporte, através da constrição lateral (encurtamento paralelo ao eixo Y de strain) concomitante ao cisalhamento simples.

FIGURA 5.7: L_1 de estiramento no domínio SCIP-2: a) horizontalizada segundo o eixo "médio" do dobramento tardio; b) segundo a horizontal (linha de "strike") da foliação S_1 que a contém; os diagramas de roseta indicam a distribuição não basculada e basculada do rumo de L_1 de estiramento pelos dois métodos.

FIGURA 5.8: Quadro interpretativo da evolução cinemática do conjunto das unidades tectônicas estudadas, durante a etapa de deformação principal.

FIGURA 6.1: Idades de resfriamento K-Ar, na região da Sinforma de Passos e no Complexo Campos Gerais próximo, incluindo dados da literatura.

FIGURA 6.2: Seção esquemática através da área de estudo, mostrando a disposição espacial das amostras datadas com relação às unidades tectônicas definidas.

RELAÇÃO DAS TABELAS:

TABELA 3.1: Composição química de onze amostras de rochas representativas da suíte TTG, embasamento alóctone (SCIP).

TABELA 4.1: Relação das amostras de metabasitos analisados e suas características gerais.

TABELA 4.2: Composição química dos metabasitos estudados, recalculada em base anidra, com o Fe total na forma de Fe_2O_3 .

TABELA 4.3: Média (e desvio padrão) dos elementos maiores e de alguns traços de metabasitos ATi e BTi da NAC: a) dados deste trabalho; b) dados de anfibolitos da região de Cássia (Correia, 1986).

TABELA 4.4: Comparação das médias aritméticas das amostras BTi-chato (a), em comparação com a média (b) de 5 amostras semelhantes da Bacia do Paraná (Marques, 1988).

TABELA 6.1: Principais características das amostras selecionadas para análise pela metodologia K-Ar.

TABELA 6.2: Resultados analíticos das determinações K-Ar realizadas no presente trabalho.

RELAÇÃO DAS FOTOMICROGRAFIAS DE LÂMINAS DELGADAS:

FOTOMICROGRAFIA 1: Cristais de albita subidiomórficos com geminação complexa, interpretados como relictos de fenocristais de plagioclásio de origem vulcânica, no epidoto biotita albita filito, provável metagrauvaca de contribuição vulcânica ou metapiroclástica (base do Grupo Canastra, amostra AL-MA-26b, ponto 222, serra da Ventania). A matriz é formada por biotita, epidoto e clorita (100x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 2: Agregados de mica branca sigmóides (peixes de mica), ubíquos no quartzo muscovita xisto do Grupo Canastra (amostra orientada ALP-1, ponto 109, serra da Ventania), indicam cisalhamento resultante do transporte tectônico de W para L. A matriz é formada por quartzo e mica branca finamente recrystalizados (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 3: Contato entre bandas de muscovita xisto e de quartzito (Fig. 5.3) do Grupo Canastra (amostra ALP-1, ponto 109, Alpinópolis), mostrando a relação entre peixes de mica e as foliações S, C e C' (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 4: Foliação s-c no quartzito milonítico do Grupo Canastra (lâmina orientada, ponto 1709, serra do Ferreira) indica transporte tectônico de W para L. Na porção inferior, o cisalhamento mais intenso resultou em subparalelismo das foliações S e C (25x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 5: Metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança (ponto 315, serra da Tormenta) com deformação fraca, predominando dissolução por pressão e formação de veios de extensão; nas bordas dos grãos detríticos apenas se inicia a recrystalização dinâmica com a formação de orlas finamente granuladas (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 6: Metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança (lâmina orientada, ponto 931, Serra da Volta Grande), com forte achatamento dos grãos detríticos acompanhado pela formação de bandas de recrystalização dando início à formação de matriz finamente recrystalizada (50x, polarizadores cruzados, corte paralelo à lineação de estiramento).

FOTOMICROGRAFIA 7: Metarenito ortoquartzítico milonitizado da Sequência Serra da Boa Esperança (lâmina orientada, ponto 1119, serra do Matadouro), com predominância de matriz finamente recrystalizada e poucos porfiroclastos reconhecíveis; início de formação de foliação S-C na matriz (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 8: Ultramilonito derivado do metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança (mesmo ponto da foto anterior) com total recrystalização e conspícua foliação S-C mostrando transporte tectônico para Leste (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 9: Quartzo sericita filito da Sequência Serra da Boa Esperança (amostra CRI-CL-4a, ponto 1418, serra da Boa Esperança), mostrando crenulações simétricas sobre a foliação S_1 , com início de formação de cristais de mica branca em posição plano axial (50x, polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 10: Crenulações recumbentes apertadas, desenvolvidas sobre a laminação no metassiltito do Grupo Bambuí. Ponto 1611, nas proximidades do empurrão basal dos quartzitos da Sequência Serra da Boa Esperança (12,5x, polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 11: Pseudotaquilito (vidro produzido pela fusão da rocha por calor de fricção em planos de falha) no granito Porto dos Mendes, embasamento autóctone (ponto 1554): à esquerda, microbrecha com matriz vítrea; à direita observa-se a intrusão do material fundido em fraturas adjacentes ao plano de falha (12,5x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 12: Substituição de hornblenda (partes escuras) por actinolita (verde claro) no tonalito (TTG) do embasamento alóctone do SCIP (amostra CRI-1090k), resultante do metamorfismo de baixo grau contemporâneo à imbricação tectônica (100x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 13: Foliação plano axial em charneira de dobra D_2 no quartzito Canastra (amostra FU-3c, próximo à represa de Furnas), em banda rica em mica e opacos (25x, polarizadores paralelos).

FOTOMICROGRAFIA 14: Seixo do metaconglomerado polimítico do Grupo Bambuí (ponto 1527, 2km a NE de Cristais) formado por metarenito ortoquartzítico da sequência Serra da Boa Esperança, relativamente pouco deformado (50x, polarizadores cruzados).

FOTOMICROGRAFIA 15: Seixo do metaconglomerado polimítico do Grupo Bambuí (ponto 1701, Itaci), formado por metarenito ortoquartzítico da sequência Serra da Boa Esperança, exibindo forte deformação prévia à do metaconglomerado (50x, polarizadores cruzados).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é resultado e somatório do esforço de inúmeras pessoas que coletaram dados minuciosamente no campo, a quem devo agradecimentos especiais e expesso o sentimento de privilégio em poder contar com tão nobre e rara matéria prima.

Grande parte do resultado final se deve a: Luiz Sergio Amarante Simões, Norberto Morales, Monica Heilbron, Rudolph Trouw, Fabio Paciullo, André Ribeiro e Renato Andreis, com decisivas participações no campo e nas discussões; Wilson Teixeira, R. Trouw, M. Heilbron, F. Paciullo, Mario Figueiredo e um revisor anônimo, pela leitura atenciosa e sugestões ao texto final; o pessoal do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP; o desenhista Evangelista Caputo; e ao CNPq e FINEP pelo suporte financeiro.

RESUMO

Com base em levantamentos geológicos detalhados, integrados à escala de 1:100.000, é proposta uma subdivisão tectônica para a porção meridional da Faixa Brasília (Proterozóico Superior), à borda SW do Cráton do São Francisco, região da represa de Furnas. A Nappe Araxá-Canastra (NAC) sobrepõe-se ao Sistema de Cavalcamento Ilicínea-Piumhi (SCIP), ambos empurrados sobre o domínio autóctone.

A NAC é constituída na base pelo Grupo Canastra, sobreposto gradacionalmente pelo Grupo Araxá. O primeiro apresenta uma sequência metassedimentar composta, da base para o topo, por: metapelitos e calci-filitos com lentes de mármore calcítico (unidade pelítico-carbonática); filitos sericíticos com intercalações de quartzito (unidade psamo-pelítica inferior); quartzitos puros a micáceos com intercalações de sericita filito e muscovita xisto (unidade psamítica); e muscovita xistos com intercalações de quartzito (unidade psamo-pelítica superior). Proporções crescentes de feldspato (e biotita) nos xistos do topo do Grupo Canastra marcam a sua gradação para o Grupo Araxá, que inicia-se por paragnaisses bandados com níveis de biotita xisto, com quartzito e calci-xisto subordinados. Em contraste à sedimentação de plataforma (ou sinéclise) continental estável do Grupo Canastra, o Grupo Araxá é marcado pela sedimentação mais variada e imatura.

Rochas metabásicas ocorrem em todo o pacote, caracterizando um magmatismo toleítico tipicamente continental,

com dois conjuntos composicionalmente distintos, de baixo ($< 2\%$) e alto ($> 2\%$) teores em titânio. Os metabasitos de baixo titânio (BTi) são mais pobres em elementos incompatíveis, apresentando padrões de elementos terras raras (ETR) achatados a pouco diferenciados; os metabasitos de alto titânio (ATi) são enriquecidos em elementos incompatíveis (especialmente Nb, Zr, Y e Ba), com padrões mais diferenciados de ETR.

O SCIP é estruturalmente caracterizado como um conjunto imbricado de lentes tectônicas constituída por rochas da sequência Serra da Boa Esperança, de seu embasamento e minoritariamente do Grupo Bambuí.

Três unidades metassedimentares integram a sequência Serra da Boa Esperança: provavelmente basal, a unidade Serra da Mamona constitui-se de metaconglomerado quartzítico passando ao topo para uma associação de filito sericítico e quartzito com grânulos e seixos esparsos, e filitos hematíticos subordinados; a unidade Ilicínea sobrepõe-se à primeira e é composta predominantemente por ardósia e metassiltito laminado com intercalações decimétricas a métricas de metarenito ortoquartzítico grosso, puro e frequentemente com grânulos bem arredondados; a unidade Serra do Chapadão ocorre tectonicamente destacada das demais e constitui-se de uma alternância de metarenito ortoquartzítico puro a micáceo (bem arredondado e selecionado) e sericita filito, possivelmente representando uma variação lateral da unidade Ilicínea. Lentes tectônicas do embasamento evidenciam duas associações litológicas: um conjunto de hornblenda gnaisses, denominada de Suíte TTG (tonalito-

trondjemito-granodiorito), e um conjunto metavulcanossedimentar, cujas exposições mais setentrionais constituem o "greenstone-belt de Piumhi". Os hornblenda gnaisses miloníticos da suíte TTG são caracterizados litogeoquimicamente por uma gama composicional desde gabrodiotitos até granitos calcialcalinos, predominando os termos intermediários. Isócrona de afloramento (4 pontos) Rb-Sr em rocha total, de 2244 $\pm$ 104 Ma (razão inicial de 0,7015), indica sua idade anterior ao Proterozóico Médio. A associação metavulcanossedimentar inclui metapelitos negros, xistos e filitos máficos e ultramáficos, formação ferrífera bandada e cromititos subordinados.

O embasamento do domínio autóctone é constituído por terreno granito-gnáissico-migmatítico com núcleos subordinados de natureza granito-greenstone. Este domínio integra o embasamento do cráton São Francisco, na parte oriental da área de estudo, e o complexo Campos Gerais, na parte meridional. Este embasamento é recoberto discordantemente pelo Grupo Bambuí, no qual ora predominam ardósias e metassiltitos (metacalcários subordinados), ora metaconglomerados polimíticos com características de leques deltaicos e seixos provenientes das demais unidades mencionadas.

Importante episódio de encurtamento crustal relacionado à orogênese Brasileira, por volta de 600 Ma, induziu processos de deformação progressiva por cisalhamento de baixo ângulo, resultando na justaposição das três unidades tectônicas acima descritas. Diferenças de nível crustal nos estágios iniciais da deformação, em condições sin-metamórficas, foram responsáveis pelas diferenças observadas de estilos deformacionais e

metamórficos: a NAC, com gradiente metamórfico inverso da fácies xisto verde (zona da biotita) na base à fácies anfibolito no topo, mostra duas gerações de dobramento apertado a isoclinal recumbente, ambas com foliações plano-axial penetrativas. Abundantes indicadores cinemáticos, como peixes de mica, foliação S-C e lineação de estiramento, indicam transporte tectônico com topo dirigido para leste. No SCIP, o metamorfismo não passa da zona da clorita. A primeira e principal fase de deformação gerou uma foliação penetrativa subparalela ao acamamento sedimentar com araras dobras megascópicas, também com transporte tectônico com topo para Leste, com maior grau dispersão nos dados direcionais. No Grupo Bambuí, a deformação principal gerou dobras mesoscópicas progressivamente apertadas e deitadas, com a proximidade do conjunto alóctone. Distante do conjunto alóctone as dobras são mais abertas e empinadas, com clivagem ardosiana plano-axial. As rochas do embasamento alóctone, envolvidas neste estágio deformativo, adquiriram foliação milonítica com grau de desenvolvimento heterogêneo e alterações metamórficas compatíveis com a fácies xisto verde inferior.

Duas gerações de dobras geralmente abertas e empinadas, pós-metamórficas e sem foliação plano-axial, afetaram todo o conjunto após o seu imbricamento tectônico: a mais antiga com eixos com caimento suave para NW e a mais nova (e mais suave) com eixos N-S. Estas fases deram a estruturação final ao orógeno.

Datações K-Ar, principalmente em mica branca, interpretadas juntamente com os dados preexistentes, indicam que o episódio de deformação principal se deu por volta de 600 Ma

durante a orogênese Brasileira. Durante tal evento termotectônico, o substrato autóctone não foi termicamente afetado de modo significativo, mostrando idades de resfriamento K -Ar (além de idades Rb-Sr) mesoproterozóicas ou mais antigas. Tal contexto caracteriza esta porção da faixa Brasília como estruturado por uma tectônica "thin skinned", ou seja, por cavalgamentos rasos, com transporte por distâncias superiores a 100 km para a NAC e a 50 km para o SCIP.

ABSTRACT

A tectonic subdivision is proposed for the southern and frontal portion of the Brasilia Fold Belt, based on detailed geologic mapping, compiled and presented on a 1:100,000 scale map,. In the studied region, located in SW Minas Gerais State (SE Brazil), crustal shortening was achieved by thin-skinned thrusting and folding during Late Proterozoic (ca. 600 Ma) Brasiliano Cycle. Eastward directed tectonic transport of at least 100km is inferred for the thrust sheets now covering the relatively cold and stable southwestern border of the São Francisco Craton. Structural style, as well as metamorphic and lithologic characteristics, were used to define three main tectonic units: the uppermost Araxá-Canastra Nappe (ACN), the Illicínea-Piumhi Thrust System (IPTS), and the Autochthonous Domain.

The Canastra (base) and Araxá (top) Groups, of probable Middle Proterozoic age, comprise the ACN, in which major stratigraphic contacts are subparallel to the basal thrust plane. This nappe is characterized by inverted metamorphic zoning, grading from biotite zone greenschist facies at the bottom, to amphibolite facies, with kyanite-garnet mica schists at the top. Both groups contain interbedded greenschists and amphibolites of magmatic origin (probably dykes and/or minor extrusions), with typical continental tholeiitic flood basalt geochemical (including trace and rare earth elements) characteristics. Pelitic schists, with minor carbonatic (and quartzitic) lenses, comprise the lowermost portion of the Canastra Group, followed by interbedded

quartzites and phyllites, with quartzitic predominance near the top. Muscovite schists at the top of Canastra Group become progressively rich in feldspar and biotite, grading vertically to the basal paragneisses of the Araxá Group. In contrast to the stable continental shelf (or sag) sedimentation of the Canastra Group, unstable tectonic conditions, with more variable and immature sedimentation, mark the Araxá Group.

The IPTS is composed of numerous thrust slices which splay upwards from a basal thrust plane, including rocks from the Serra da Boa Esperança Sequence, its basement and from the Bambuí Group. The Serra da Boa Esperança Sequence, of lower greenschist facies, contains quartzitic metaconglomerates at the base (Serra da Mamona Unit), always in contact with basement rocks. This unit is overlain by metapelites with abundant discontinuous beds of a distinct well sorted, well rounded coarse orthoquartzitic metarenite (Illicínea Unit). Similar quartzites interbedded with sericitic phyllites comprise the Serra do Chapadão Unit, which is tectonically separated from the others. Basement rocks, interleaved by tectonic imbrication comprise an Early Proterozoic or older tonalite-trondjemite-granodiorite suite and a greenstone-belt volcanosedimentary association (mainly black shale, mafic and ultramafic schists, BIF and minor chromitite). A less deformed and more complete exposition of the latter occurs north of the studied area, referred to as the "Piumhi greenstones", with well documented komatiitic lavas containing spinifex textures.

The basement of the autochthonous domain is a granite-migmatite-gneiss terrain, with minor greenstone-belt type associations and late granitoid intrusions. The Late Proterozoic Bambuí Group, lying incomformably on top of the basement, is predominantly composed of slate and metasilite with subordinated carbonatic rocks, with polymictic metaconglomerates that represent fan delta deposits.

Differences in crustal level, at which syn-metamorphic main (and early) deformation took place, are responsible for differences in structural style and evolution. In the ACN, two generations of tight recumbent folding, with axial plane foliations, were developed during the tectonic transport. In the IPTS, low angle shearing formed a penetrative foliation with rare folds which is subparallel to sedimentary contacts. Late stages of the main deformation resulted in open folding of the foliation, truncated by discrete and numerous thrust planes. In the autochthonous Bambuí Group, a deformational gradient was established as result of the emplacement of the overlying thrust sheets: flat lying tight folds, with axial-plane slaty cleavage near the thrust contacts grade into upright, more open folds, with steep axial plane slaty cleavage.

Basement rocks, involved in this tectonic imbrication, show mylonitic foliation, specially in gneisses, with overprinting of lower greenschist facies parageneses.

Two sets of open to gentle, upright post-metamorphic megascopic folds, without axial plane foliation, were developed

after the tectonic imbrication: an older one, with NW plunging axes, and a younger one, with N-S trending folds.

K-Ar age determinations, mainly of white mica of the ACN and the IPTS metasediments, interpreted in the context of previous data, indicate an approximate age of 600 Ma for the main deformation event. The autochthonous domain was not significantly heated or penetratively deformed during this event.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

A área enfocada pelo presente trabalho situa-se na região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais, compreendida pelos paralelos $20^{\circ}25'S - 21^{\circ}08'24''S$ e entre os meridianos $46^{\circ}30'W - 45^{\circ}30'W$. É balizada aproximadamente pelas cidades de Alpinópolis a Oeste, Guapé a Norte, Cristais a Leste e Campo do Meio e Boa Esperança a Sul (Figura 1.1).

Em relação às cartas topográficas de escala 1:50.000, publicadas pelo IBGE, a área estudada abrange a totalidade das quadrículas de Guapé e Cristais, e parte das quadrículas de Alpinópolis, Carmo do Rio Claro, Campos Gerais e Boa Esperança.

1.2 - SITUAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO EM RELAÇÃO AO CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Precambriano da região Sudeste do Brasil (Figura 1.2) faz parte do Escudo Atlântico, recoberto a Oeste pela Bacia do Paraná, implantada a partir do Siluriano, e a Leste pelas bacias costeiras de idade meso-cenozóica.

LEGENDA

- CIDADE
- ESTRADA PAVIMENTADA
- ESTRADA NÃO PAVIMENTADA
- DIVISA DE ESTADO (SP - MG)
- REPRESA DE FURNAS
- ÁREA ESTUDADA

SITUAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA EM
RELAÇÃO ÀS QUADRICULAS DE
ESCALA 1:50.000 DO IBGE

PASSOS	FURNAS	CAPITÓLIO	SANTO HILÁRIO	PONTERILHA	BAÕES
FORTALEZA DE MINAS	ALPINÓPOLIS	CARMO DO RIO CLARO	GUAPÉ	CRISTAIS	CAMPO BELO
JACUÍ	NOVA RESENDE	CONCEIÇÃO DA APARECIDA	CAMPOS GERAIS	BOA ESPERANÇA	COQUEIRAL

FIG. 1.1- LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO.

FIG. 1.2 - Localização da área de estudo em relação às unidades litoestratigráficas regionais (mapa simplificado de Schobbenhaus et al., 1981).

A subdivisão fundamental comumente adotada para o Precambriano na região é referente à última orogênese, o Evento Termo-tectônico (ETT) Brasileiro, cujo auge se deu por volta de 570 Ma, porém com manifestações tectonomagmáticas e sedimentares persistindo até cerca de 450 Ma (Almeida et al., 1976; Almeida & Hasui, 1984). Desta forma, o Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) pode ser definido como uma província crustal essencialmente poupada da tectogênese brasileira, cujo embasamento foi consolidado por volta de 1.8 Ga, ao final do ETT Transamazônico. Este cráton sin-brasiliano apresenta ainda coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior e serviu de antepaís aos dobramentos que se desenvolveram às suas margens durante o ETT Brasileiro.

Almeida et al. (1976) delimitaram dois orógenos proterozóicos dispostos paralelamente a Oeste do Cráton do São Francisco: as faixas de dobramentos Brasília e Uruaçu, que deram origem às denominações de orogênese Brasileira (680 - 450 Ma) e Uruaçuana (1.3 - 1.0 Ga), respectivamente (intervalos segundo Almeida & Hasui, 1984, pag. 4). Ambos os cinturões apresentam vergência dos dobramentos dirigida para o cráton. Segundo estes autores, a Faixa Brasília, mais próxima do Cráton do São Francisco, é composta por metassedimentos de caráter miogeossinclinal metamorfizados até a fácies xisto verde, sem magmatismo orogênico associado; e a Faixa Uruaçu, situada a oeste da primeira, porém com limites mal definidos, é caracterizada por metassedimentos, às vezes imaturos e associados a rochas de origem vulcânica, de metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito,

cavalgados sobre o conjunto litológico da Faixa Brasília. Encaixados nos xistos Araxá ocorrem também corpos ultramáficos, além de intrusões e domos manteados de rochas graníticas, como os de Monte Carmelo. Os processos térmicos e deformacionais brasileiros afetaram extensamente o domínio da Faixa Uruaçu.

Mais para o Sul ocorre uma mudança na direção geral das estruturas nas faixas Uruaçu e Brasília (Araxáides, segundo Ebert, 1971, 1984), de NNW para ENE, esta última predominante na Faixa Ribeira, que acompanha o litoral SE do Brasil (Paraibides, segundo Ebert, op. cit.). Esta megainflexão se dá em torno de um domínio de rochas migmatíticas e granulíticas, profusamente intrudidas por rochas granitóides, denominado de Maciço Mediano de Guaxupé (Almeida et al., 1976; Wernick & Artur, 1983) ou, mais recentemente, de nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al., 1985; Vasconcellos, 1988).

Em relação às grandes entidades geotectônicas brevemente descritas acima, a área de estudo situa-se na porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, margeando o limite setentrional do Complexo Campos Gerais, entre a borda sudoeste do Cráton do São Francisco e a borda nordeste da Bacia do Paraná. Levando-se em conta a redefinição do limite entre as faixas Brasília e Uruaçu (Marini et al., 1984), a área de estudo abrangeria parte de ambas as faixas de dobramentos.

1.3 - IMPORTÂNCIA REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO

O domínio orogênico à margem SW do Cráton do São Francisco, onde se situa a área de estudo, constitui-se em

importante elo de ligação estrutural e estratigráfica entre as margens cratônicas ocidental e meridional. É a partir deste segmento que o contorno cratônico N-S inicia sua deflexão para Leste, marcando o limite entre as províncias estruturais Tocantins e Mantiqueira (Almeida et al., 1977, In: Almeida & Hasui, 1984), que Ebert (1971, 1984) denominava de Araxaídes e Paraibides, respectivamente. Esta mudança no "trend" estrutural, provável decorrência da movimentação relativa de blocos crustais pós-Transamazônicos, induziu também uma divisão nem sempre necessária na denominação das unidades litoestratigráficas supracrustais que compõem as faixas de dobramentos marginais ao cráton. Não obstante, algumas propostas de correlação de unidades litoestratigráficas têm sido publicadas (e.g. Machado F. et al., 1983; Trouw et al., 1984).

A área estudada se constitui em um elemento de informação ao panorama geotectônico regional, particularmente no tocante a questões fundamentais para a formulação de modelos de processos orogênicos proterozóicos para o Brasil central e sudeste, a saber: a estratigrafia das bacias metassedimentares pós-Transamazônicas e sua pretérita continuidade ou não, da Faixa Brasília ao domínio orogênico ao sul do Cráton do São Francisco; o arranjo geométrico atual dos segmentos crustais decorrentes da etapa compressiva; e os mecanismos que tornaram possível o encurtamento crustal à margem oeste e sul do Cráton do São Francisco.

1.4 - OBJETIVOS E ESCOPO DO TRABALHO

A fim de contribuir com subsídios às questões acima, em prol da compreensão da evolução meso e neoproterozóica da margem sudoeste do Cráton do São Francisco, este trabalho tem como objetivos:

- a definição dos compartimentos tectônicos da área estudada e o mapeamento (escala 1: 100.000) de suas unidades tectônicas e respectivas unidades litoestratigráficas;
- a caracterização litogeoquímica de amostras dos metabasitos da Nappe Araxá-Canastra, a fim de buscar indícios de sua ambientação geotectônica primária;
- a análise geométrica comparativa dos elementos estruturais das unidades tectônicas, com vistas à formulação de um modelo cinemático de sua evolução;
- o estudo do padrão de resfriamento regional através de datações K/Ar e integração com dados da literatura.

A diferenciação das unidades lito-estratigráficas do embasamento autóctone (complexo Campos Gerais) e sua deformação, e a sedimentologia das unidades metassedimentares, em termos de ambientes deposicionais, fogem do escopo do trabalho por se tratarem de temas que requerem metodologia específica de trabalho ou diferente enquadramento geográfico.

1.5 - METODOLOGIA UTILIZADA

A ferramenta fundamental do trabalho realizado foi o mapeamento sistemático, na escala de 1:25.000, de diversas áreas-chave (Figura 1.3). Tais áreas foram escolhidas por serem relativamente abundantes em afloramentos, mais adequadas para análises estruturais e/ou estratigráficas detalhadas.

Estas áreas-chave foram mapeadas utilizando-se fotografias aéreas 1:25.000 (IBC-GERCA) e cartas topográficas 1:50.000 (IBGE) ampliadas à mesma escala. Após o levantamento de campo, os dados são inicialmente lançados em base topográfica 1:50.000 (IBGE), para análise estrutural, e finalmente integrados à escala de 1:100.000 para interpretação e apresentação finais. Parte destas áreas foi mapeada por equipes de docentes e alunos da UFRJ e da UERJ, sem a participação direta do autor (Figura 1.3). Entretanto, estes levantamentos foram realizados à mesma época, utilizando-se os mesmos critérios de mapeamento e nomenclatura, e em contato com o autor, o que resultou em grande homogeneidade na qualidade dos dados, tornando possível sua integração. A ligação das estruturas entre as áreas-chave foi feita através de perfis mais espaçados; caminhamentos seguindo contatos geológicos fundamentais, de uma área a outra; e fotointerpretação final.

Adicionalmente, em todas as etapas de campo foram coletadas amostras de rocha, frequentemente orientadas, para estudos petrográficos/microestruturais (255 lâminas delgadas), geoquímicos (31 análises litogeoquímicas de rocha total) e geocronológicos (10 determinações K/Ar e 6 Rb/Sr). As metodologias

Figura 1.3 - Articulação dos levantamentos geológicos utilizados na integração de escala 1:100.000.

específicas para estes estudos serão descritas ou referenciadas nos respectivos capítulos.

CAPÍTULO 2

TRABALHOS ANTERIORES: UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS CONSAGRADAS, PROBLEMAS DE CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

2.1 - AS PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Uma vez que a maioria das unidades litoestratigráficas reconhecidas na área de estudo foram originalmente definidas em outras regiões e cartografadas por extensas áreas, será feita inicialmente uma breve apresentação das concepções originais e/ou mais difundidas na literatura geológica, como também comentários acerca dos modelos tectônicos propostos, para em seguida serem resumidos comparativamente os trabalhos anteriores mais diretamente relacionados à área estudada.

2.1.1 - O Complexo Campos Gerais

O Complexo Campos Gerais foi definido originalmente (Cavalcante et al., 1977) como um conjunto litologicamente muito heterogêneo, com uma distribuição em forma de cunha na região SW de Minas Gerais, fazendo limite com várias unidades geotectônicas distintas: a norte, é cavalgado pelas rochas do extremo meridional da Faixa Brasília; a leste, tem limite impreciso com a borda sudoeste do Cráton do São Francisco, marcado principalmente através de dados geocronológicos (Teixeira et al., 1985; Teixeira, 1985); a sul é separado da nappe granulítica do Complexo

Varginha-Guaxupé (Fonseca et al., 1979) por uma estreita e descontínua faixa de metassedimentos dos grupos São João del Rei e Andrelândia (Trouw et al., 1984); e, a oeste, todo o conjunto é recoberto pela Bacia do Paraná.

Este domínio abrange uma diversidade de associações litológicas ainda não mapeadas em detalhe e cujo interrelacionamento ainda está por ser definido. Os principais conjuntos são:

- gnaisses e migmatitos diversamente estruturados, frequentemente com textura milonítica e/ou cataclástica (Cavalcante et al., 1979; Machado Filho et al., 1983);
- ortognaisses granitóides, tais como o batólito de Porto dos Mendes e o corpo intrusivo que ocorre nas imediações de Fortaleza de Minas, por exemplo;
- faixas e remanescentes vulcano-sedimentares do tipo greenstone-belt, tais como o greenstone-belt do Morro do Ferro (Teixeira, 1978; Teixeira et al., 1987) e o da Fazenda Gordura, Município de Alpinópolis (Schrack et al., 1984; Szabó, 1989);
- faixas constituídas por estaurolita-cianita-granada xistos e quartzitos muito semelhantes aos do Grupo Araxá (Morales et al., 1983).

2.1.2 - O Grupo Araxá

Esta unidade litoestratigráfica foi proposta originalmente por Barbosa (1954, 1955) como "formação Araxá", para designar um conjunto de "xistos verdes, micaxistos e migmatitos" que ocorrem na região do Rio Quebra Anzol (Triângulo Mineiro),

estendendo-se para Norte até o Estado de Goiás. Posteriormente, foi formalizada como Grupo Araxá (Barbosa et al., 1967, 1970), do qual foram excluídos os migmatitos, considerados pertencentes a uma unidade mais antiga. Tal designação tornou-se consagrada na literatura, sendo amplamente utilizada desde a região-tipo até o Sul do Pará, para referência a micaxistos granatíferos, comumente com cianita e/ou estaurolita, associados a quartzitos e paragnaisses.

Apesar das sucessivas redefinições posteriores (ver Barbosa et al., 1984, pag. 32; Fuck & Marini, 1981), o Grupo Araxá foi considerado como produto de uma sedimentação do tipo flyschóide do Proterozóico Médio, consensualmente compondo a Faixa de Dobramentos Uruaçu (Almeida et al., 1976; Marini et al., 1984).

Mais recentemente, o conceito de Faixa de Dobramentos Uruaçu, como produto de uma evolução orogenética do Proterozóico Médio, tem sido questionado. Simões & Valeriano (1990) salientam que as características estruturais e metamórficas do Grupo Araxá na região SW de Minas Gerais são essencialmente semelhantes às das unidades litoestratigráficas que compõem a Faixa Brasília, diferindo apenas quanto à intensidade da deformação e do metamorfismo. De acordo com estes autores, uma evolução bicíclica seria favorecida apenas com base em correlações estratigráficas do Grupo Araxá com o Grupo Andrelândia, no Sul de Minas Gerais, onde existem indicações de processos tectono-metamórficos do Proterozóico Médio (Heilbron et al., 1989; Ribeiro et al., 1990). Fuck (1990), com base em idade U/Pb (em zircão) em torno de 800 Ma

para protólitos de rochas metavulcânicas do Grupo Araxá, e na já citada semelhança estrutural desta unidade com aquelas tidas como brasileiras, propõe uma evolução monocíclica, desenvolvida no Proterozóico Superior, para os dobramentos à margem ocidental do Cráton do São Francisco.

2.1.3 - O Grupo Canastra

Esta unidade foi originalmente considerada por Barbosa (1954, 1955) como mais nova que o Grupo Araxá, separada deste por uma provável discordância angular, na mesma região de ocorrência e composta por quartzitos associados a filitos cinzentos e prateados. Sua distribuição foi estendida até o Distrito Federal pelo mesmo autor (Barbosa, 1963), modificando o termo para Série Canastra. Almeida (1967) adota o termo Grupo Canastra e, segundo sua concepção, tem na base predominância de quartzitos (Formação Cristalina) seguidos por filitos e metassiltitos com calcáreo e quartzitos subordinados.

O Grupo Canastra foi considerado por Almeida et al. (1976), juntamente com o Grupo Araí, que ocorre mais a Norte (Schobbenhaus F. et al., 1975a), como constituinte da Faixa Brasília. Ambas as unidades representariam o início da sedimentação detrítica miogeossinclinal do Proterozóico Superior ("Ciclo Brasileiro"), que antecedeu a deposição do Grupo Bambuí. Entretanto, este posicionamento tectônico não é compartilhado por Schobbenhaus F. et al. (1975b) e Fuck & Marini (1981), por exemplo, que consideram o Grupo Canastra como uma uma fácies de

sedimentação mais proximal em relação ao Grupo Araxá, portanto integrando também a sedimentação mesoproterozóica.

2.1.4 - O Grupo Bambuí

O conjunto litológico atualmente referido como Grupo Bambuí tem sido alvo de estudos geológicos e consequentes redefinições desde o final do século passado (ver Baptista et al., 1984, pag. 42). Compreende uma sequência de sedimentos nada ou pouco metamórficos de larga predominância pelítico-carbonática (formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade), contendo subordinadamente paraconglomerados polimíticos próximo ou na base (facies Samburá, de Oliveira, 1953; fácies Carrancas, de Branco & Costa, 1961; ou Formação Jequitaiá, de Oliveira, 1967 e Dardenne, 1978) e arcósios próximo ao topo (Formação Tres Marias, de Branco & Costa, 1961; ou Formação Serra da Saudade, de Dardenne, 1978).

O Grupo Bambuí faz parte do Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973), que corresponde à sedimentação pós-Espinhaço (= pós-Uruaçu) e pode ser caracterizado como uma cobertura plataformar do Proterozóico Superior depositada sobre vastas áreas do Cráton do São Francisco, e mesmo transcendendo seus limites, onde foi afetado pela tectogênese brasileira.

2.2 - MODELOS DE COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTOS ANTERIORMENTE PARA A ÁREA DE ESTUDO

A distribuição das unidades litoestratigráficas acima mencionadas, assim como outras criadas posteriormente, propostas pelos trabalhos regionais mais representativos, pode ser visualizada comparativamente nos mapas simplificados da figura 2.1. A estratigrafia local das unidades em questão, segundo cada autor, será abordada a seguir, juntamente com os modelos de configuração estrutural e de evolução tectônica referidos abaixo.

2.2.1 - Schmidt & Fleischer (1978)

Estes autores descrevem uma megadobra antiformal (Figura 2.1a), entre Passos e São Sebastião do Paraíso, a Norte da qual situa-se a sinforma correspondente, entre Passos e Capitólio. No núcleo da antiforma, expõem-se rochas do embasamento gnáissico-migmatítico, composto por biotita-hornblenda gnaisses, com faixas de gnaiss muito silicoso e outras contendo associação de metabasitos, quartzitos, calcários magnesianos e itabiritos, especialmente aflorantes na área de Fortaleza de Minas (Complexo Campos Gerais, de Cavalcante et al., 1977). Sobre este conjunto, dispõe-se uma sequência alóctone, que na seção tipo de Alpinópolis, apresenta a seguinte sucessão de litotipos, da base para o topo:

- talco clorita xisto (10 a 100 m de espessura);
- metagrauvaca de matriz clorítica, com fragmentos de quartzo e feldspato, contendo lentes de calcário magnesiano (100 m);

FIG. 21 QUADRO COMPARATIVO DA DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS MAPEADAS ANTERIORMENTE PRÓXIMO OU NA ÁREA DE ESTUDO

- quartzitos finamente laminados, tipo Canastra;
- granada-muscovita-biotita xistos transicionais aos quartzitos inferiores;
- hornblenda gnaisses e granada gnaisses transicionais aos xistos, que ocorrem entre Passos e Furnas.

A leste de Alpinópolis, o empurrão da base da sequência alóctone intercepta o contato entre o complexo gnáissico (embasamento) e o Grupo Bambuí (Figura 2.1a). Segundo os autores, o último é composto por ardósias e conglomerados polimíticos "intimamente associados" a ortoquartzitos maciços e grosseiros que ocorrem continuamente desde Piumhi até Carmo do Rio Claro (Serras da Tormenta, do Barreiro e do Tabuleiro), descrevendo ainda um fechamento sinclinal em torno da frente da superestrutura alóctone. Os autores, com base no padrão de metamorfismo inverso da superestrutura alóctone e nas relações de contato, propõem o seu transporte tectônico sobre o flanco inverso de uma nappe pós-Bambuí, posteriormente dobrada suavemente.

2.2.2 - Teixeira & Danni (1978)

Estes autores apresentam um esquema de empilhamento litológico em que as rochas filíticas, com quartzitos e metacalcário (Sequências Itaú e Serra da Ventania) que ocorrem diretamente sobre o embasamento, pertencem à "formação Canastra", assumida como o topo do Grupo Araxá; e o pacote de granada-muscovita xistos, com raras intercalações de quartzitos, gnaisses e anfibólio xisto (Sequência Passos) que ocorre transicionalmente

por cima da formação Canastra, no núcleo da "sinclinal de Passos" seria o resto do Grupo Araxá.

Esta disposição invertida da estratigrafia e do metamorfismo foi explicado pelos autores como fazendo parte do flanco inverso de uma megadobra antiformal recumbente, transportada de SW para NE sob a forma de uma nappe de charriage, com ocorrência de filonitos, derivados dos filitos Canastra, e blastomilonitos, derivados dos gnaisses do embasamento, ao longo do plano de cavalgamento.

É importante notar que o esquema tectônico proposto é fundamentalmente semelhante ao de Schmidt & Fleischer (1978). Entretanto, Teixeira & Danni (op. cit.) incluíram na formação Canastra as rochas da área entre Carmo do Rio Claro e Piumhi, consideradas por aqueles autores como pertencentes ao Grupo Bambuí (comparar as Figuras 2.1a e 2.1b).

2.2.3 - Fonseca et al. (1979)

Estes autores não entram em considerações tectônicas detalhadas acerca das unidades ora em discussão. Entretanto, deve ser ressaltado que, neste trabalho de mapeamento ao milionésimo da Folha Rio de Janeiro, as rochas referidas por outros autores como Grupo Araxá foram mapeadas como Grupo Canastra. Esta unidade, semelhantemente a Teixeira & Danni (1978), abarca quase todo o Grupo Bambuí local, de Schmidt & Fleischer (1978), ao sul de Piumhi, exceto a área próxima de Carmo do Rio Claro (Figura 2.1c), onde ocorrem conglomerados polimíticos associados a ardósias (Grupo Bambuí). Entretanto, esta ocorrência não apresenta

continuidade, segundo o mapa confeccionado à época, com a área principal de afloramento do Grupo Bambuí, mais ao Norte.

2.2.4 - Machado Filho et al. (1983)

Em trabalho mais recente de mapeamento ao milionésimo da Folha Rio de Janeiro, realizado através do Projeto RADAMBRASIL, Machado F. et al. (1983) propuseram um esquema, tanto estratigráfico como tectônico, diferente daqueles anteriormente propostos. À semelhança de Teixeira & Danni (1978), incluem no Grupo Canastra os metassedimentos de baixo grau metamórfico denominados de Grupo Bambuí, por Schmidt & Fleischer (1978), exceto os metassiltitos e calcários associados a ardósias da região de Piumhi, consensualmente posicionados naquele grupo (Figura 2.1d). Entretanto, incluíram os quartzitos, metassiltitos e metaconglomerados polimíticos da área de Carmo do Rio Claro no Grupo Canastra, e o subdividiram em seis formações, sendo quatro variações faciológicas sedimentares entre si e duas variações metamórficas:

- Formação Desemboque: grafita-filitos, grafita-xistos, estaurolita-granada-biotita (grafita?) xistos, granada-quartzoxistos e, localmente, quartzitos. Espessura de poucas centenas de metros;
- Formação Ilicínea: filitos e filitos ardoseanos, com lentes de metarenitos e grauvacas; possivelmente rochas básicas. Espessura acima de 200 m;
- Formação Boa Esperança: metamargas com lentes de calcário; filitos e turbiditos associados;

- Formação Tromenta: metarenitos puros ou feldspáticos, com níveis de metaconglomerados monomíticos; localmente, os metarenitos apresentam cimento hematítico e frequentemente apresentam intercalações de metassedimentos finos. Espessura entre 200 e 400 m;
- Formação Guapé: é a unidade correspondente de maior grau metamórfico das formações Illicínea e Boa Esperança. Predominam biotita-xistos, com biotita-calcixistos, lentes de mármore, metarcóseos, metagrauvacas, metacherts, anfibolitos, metabasitos e quartzitos subordinados. Espessura acima de 200 m;
- Formação Guarita: correspondente de grau metamórfico mais alto em relação à Formação Tromenta, constituída por quartzitos plaqueados ou não, com intercalações de xistos. Espessura em torno de 400 m.

Algumas relações podem ser feitas entre este esquema estratigráfico e os dos autores previamente mencionados:

- O conjunto das formações Guarita e Guapé constitui a Formação (ou Grupo) Canastra, de Schmidt & Fleischer (1978) e Teixeira & Danni (1978);
- As formações restantes (Illicínea, Boa Esperança, Desemboque e Tromenta) foram posicionadas no Grupo Bambuí, por Schmidt & Fleischer (1978) e na Formação Canastra, por Teixeira & Danni (1978);
- Os xistos e gnaisses que ocorrem no núcleo da Sinformal de Passos, geralmente atribuídos ao Grupo Araxá, foram posicionados no Grupo Andrelândia pelos autores em questão, que não utilizaram a denominação Araxá em seu trabalho.

Machado Filho et al. (1983) apresentam um esquema de evolução deformacional subdividido em três fases de deformação: a primeira formou dobras recumbentes em todas as escalas, com eixos horizontais de direção entre NS e NE-SW. Associam este dobramento a um evento de escorregamento superficial ("decollement") pré-metamórfico do conjunto; a segunda fase de deformação gerou dobras de grande amplitude com eixos de direção NW-SE, em resposta aos movimentos compressivos que fecharam o mar então existente, ao Sul do Grupo Canastra, produzindo falhas reversas de alto ângulo nos gnaisses do embasamento; a terceira fase de deformação é caracterizada por transcorrências dextrógiras paralelas às direções da segunda fase, produzindo milonitização nos gnaisses do embasamento.

Em termos de posicionamento cronológico, tanto o Grupo Canastra como o Grupo Araxá (Andrelândia) são considerados como de idade transamazônica, isto é, sedimentados e metamorfisados no Proterozóico Inferior.

2.2.5 - Morales et al. (1983); Oliveira et al. (1983)

Em trabalho de mapeamento na escala de 1:50.000 das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí, Nova Resende (Morales et al., 1983), Cássia e São Sebastião do Paraíso (Oliveira et al., 1983), a sequência alóctone é denominada de Grupo Araxá (Figura 2.1e), posicionado no Proterozóico Inferior, incluindo as rochas anteriormente designadas de Grupo (ou Formação) Canastra (quartzitos, filitos e metacalcários de baixo grau de metamorfismo). Estes autores ratificam o caráter de nappe

do conjunto metassedimentar e atribuem sua deformação a duas fases: a primeira com dobras fechadas a isoclinais, com foliação cataclástica no plano axial, sendo responsável pelo transporte tectônico sobre o embasamento gnáissico-migmatítico-greenstone, com eixos caindo em torno de 20 graus para NW; a segunda fase de deformação produziu dobras isópacas abertas a fechadas, geralmente sem desenvolvimento de foliação plano-axial, com eixos subhorizontais N50W e superfícies axiais subverticais.

2.2.6 - Trouw et al. (1984)

Em um trabalho em que propõem uma correlação entre os Grupos Araxá e Canastra da região da Sinformal de Passos, com os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, no Sul de Minas Gerais, separados destes pelo Complexo Campos Gerais, Trouw et al. (1984) apresentam uma série de observações estratigráficas e estruturais, baseadas em mapeamentos detalhados nas áreas de Alpinópolis e Capitólio.

Em termos de distribuição das unidades litoestratigráficas, estes autores adotaram a concepção de Schmidt & Fleischer (1978), com rochas do Grupo Bambuí contornando continuamente a frente alóctone do Grupo Canastra superposto pelo Grupo Araxá (Figura 2.1f). É importante salientar que, pela primeira vez, o traçado do limite entre a fácies xisto verde e anfibolito é mostrado em mapa, não coincidindo com o contato entre os grupos Canastra e Araxá, e sim um pouco acima da base deste.

É apresentado um esquema de evolução deformacional em três fases: a primeira e a segunda, com estilos semelhantes

(dobras apertadas a isoclinais com planos axiais subhorizontais e clivagem ardosiana ou de crenulação penetrativa no plano axial), discriminadas essencialmente com base em padrões de interferência; e a terceira, com dobras empinadas suaves a abertas de direção N a NE, geralmente sem foliação plano-axial.

2.2.7 - Heilbron et al. (1987)

Apresentando dados estruturais sobre a base do Grupo Canastra, considerado como unidade alóctone, entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, Heilbron et al. (1987) utilizam a denominação informal de **Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro** para o conjunto litológico anteriormente incluído no Grupo Bambuí (Schmidt & Fleischer, 1978; Fonseca et al., 1979; Schobbenhaus F. et al., 1981), aflorante na região de Carmo do Rio Claro por baixo da nappe Canastra (Fig. 2.1g). Esta denominação foi utilizada pelo fato de os autores considerarem esta sequência como litológica e estruturalmente distinta, tanto do Grupo Canastra, que a cavalga, como do Grupo Bambuí, com presença de espessos ortoquartzitos pouco recristalizados, interestratificados a filitos cinzentos, contendo metaconglomerados quartzíticos, não descritos nesta unidade litoestratigráfica.

Um esquema de evolução estrutural em quatro fases de deformação é apresentado: as primeiras três fases seguem o modelo de Trouw et al. (1984), incluindo uma quarta fase de deformação, com dobras suaves empinadas com eixos NNE/subhorizontal, formando um padrão de interferência do tipo I (domos e bacias), de Ramsay (1962) com a terceira fase, com

dobras empinadas suaves a apertadas, com eixos NW/subhorizontal. Os autores salientam que a Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro não apresenta o dobramento isoclinal observado na sequência alóctone (fases D1 e D2 de deformação), como já havia sido notado por Schmidt & Fleischer (1978).

Na base da Serra do Tabuleiro, a Norte de Carmo do Rio claro, é individualizada uma associação de filitos metabasíticos sulfetados, metagrauvaca fina de composição básica, formação ferrífera bandada, talco xisto e cromitito, que possivelmente faria parte do embasamento, à semelhança do Maciço de Piumhi (Fritzsons et al., 1980). Esta associação litológica, denominada informalmente de Sequência da Base da Serra do Tabuleiro, estaria encaixada tectonicamente entre rochas da Sequência Carmo do Rio Claro.

Com base na gradação litológica e metamórfica entre os Grupos Araxá e Canastra, além de idêntica evolução deformacional, Heilbron et al. (1987) utilizam a denominação de Grupo Araxá-Canastra para o conjunto.

Quanto ao posicionamento estratigráfico da Sequência Metassedimentar de Carmo do Rio Claro, os autores o deixam em aberto e alinham várias possibilidades a serem testadas: sequência autóctone e cronocorrelata ao Grupo Araxá-Canastra, sendo as diferenças litológicas decorrentes da faciologia paleogeográfica em que teriam sido depositados; continuação da sequência metassedimentar associada ao Maciço de Piumhi, portanto relacionadas à Sequência da Base da Serra do Tabuleiro; e,

finalmente, sequência de borda do cráton, cronocorrelata e/ou transicional ao Grupo Bambuí.

2.2.8 - Simões et al. (1988)

Estudando a zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra (conforme a concepção de Heilbron et al., 1987), estes autores propõem um modelo genético para esta feição, em que a inversão seria decorrente da rotação passiva das isógradas metamórficas durante o cisalhamento dúctil de baixo ângulo relacionado ao evento de cavalgamento do conjunto. Segundo este modelo, este cisalhamento não inverteria necessariamente a estratigrafia do Grupo Araxá-Canastra, de modo que a sequência da base do conjunto seria, de fato, estratigraficamente mais antiga, porém pertencente ao mesmo ciclo tectônico que a sequência mais metamórfica, que está no topo. Esta interpretação vai de encontro ao modelo de Schmidt & Fleischer (1978) e de Teixeira & Danni (1978), de disposição do conjunto em um flanco inverso de uma megadobra-nappe.

2.3 - DISCUSSÃO: PONTOS CONSENSUAIS E PROBLEMAS CONTROVERSOS OU EM ABERTO

A análise do conjunto da bibliografia concernente à área de estudo e adjacências permite agrupar algumas tendências consensuais e muitas questões conflitantes. Os pontos controversos geralmente são decorrentes da diferença nas metodologias de trabalho e/ou da carência de dados específicos e de detalhe.

2.3.1 - Pontos consensuais

a - O caráter alóctone dos Grupos Araxá e Canastra, conceito bem estabelecido em toda a porção meridional da Faixa Brasília, foi logo reconhecido na região da Sinformal de Passos (Schmidt & Fleischer, 1978; Teixeira & Danni, 1978).

b - A zonação metamórfica inversa do conjunto alóctone acima mencionado, variando da fácies xisto-verde na base à fácies anfibolito associada a anatexis no topo.

c - A deformação inicial é relacionada ao evento de empurrão, desenvolvendo dobramento apertado a isoclinal, com superfície axial de baixo mergulho (D1, de Morales et al., 1983; D1 e D2, de Trouw et al., 1984 e de Heilbron et al., 1987); e o dobramento tardio pós-empurrão tem caráter pós-metamórfico e afetou as unidades acima e abaixo do plano de cavalgamento, sendo responsável pela Sinforma de Passos e pelo antiformal entre Passos e São Sebastião do Paraíso, dando a conformação final na megaestruturação.

2.3.2 - Pontos controversos ou em aberto

a - A maior controvérsia no contexto local, em termos estratigráficos, decorre das diferenças litológicas e de estilo estrutural entre a nappe Araxá-Canastra e a Sequência Carmo do Rio Claro (Valeriano et al., 1989). Esta unidade litoestratigráfica, que se estende desde Carmo do Rio Claro, contornando a frente da nappe Araxá-Canastra, até Piumhi, tem sido diversamente posicionada no Grupo Bambuí, no Grupo Canastra, no Grupo Araxá, ou

ainda fazendo parte do "greenstone belt" de Piumhi. Os dados levantados na presente investigação, preliminarmente publicados em Valeriano et al. (1989) e Simões & Valeriano (1990), levaram à individualização desta unidade sob a denominação informal de sequência Carmo do Rio Claro. até que correlações estratigráficas seguras permitam seu posicionamento em relação às demais unidades componentes da Faixa Brasília.

b - Outro aspecto relevante é se houve ou não **inversão estratigráfica na nappe Araxá-Canastra**, isto é, se os "filitos e quartzitos Canastra" são mais novos ou mais antigos que os "xistos e gnaisses Araxá". Este ponto é diretamente relacionado aos mecanismos propostos para a implantação da zonação metamórfica inversa, pois alguns modelos implicam em inversão estratigráfica (Teixeira & Danni, 1978), ao passo que Simões et al. (1988) propõem a inversão somente das isógradas metamórficas.

c - Por fim, decorrência da carência de dados geocronológicos aliados a mapeamentos geológicos detalhados, a **idade das unidades litoestratigráficas** presentes na área de estudo ainda está indefinida. Esta questão é importante não só quanto ao aspecto estratigráfico, como no que concerne à própria existência ou extensão de processos orogenéticos mesoproterozóicos às margens oeste e sudoeste do Cráton do São Francisco.

Devido à atuação de processos tectono-metamórficos de todo o domínio à margem ocidental do Cráton do São Francisco durante o ETT Brasileiro (Hasui & Almeida, 1970), o limite entre as faixas de dobramentos Uruaçu e Brasília tem sido traçado (Almeida et al., 1976; Marini et al., 1984) coincidindo com o

contato entre as unidades consideradas do Proterozóico Médio e aquelas consideradas do Proterozóico Superior (Grupos Bambuí e Paranoá; Formações Vazante e Ibiá).

Os Grupos Araxá e Canastra e unidades cronocorrelatas (Fuck & Marini, 1981; Schobbenhaus Filho et al., 1975a) têm sido considerados quase que consensualmente como mesoproterozóicos, constituindo a Faixa Uruaçu a sul da Megainflexão dos Pirineus (Marini et al., 1984). Esta conceituação foi inicialmente baseada em idades K-Ar pré-brasileiras (Hasui & Almeida, 1970) e mais recentemente corroborada por idades Rb/Sr situadas entre 1150 e 900 Ma, interpretadas como de metamorfismo (Tassinari et al., 1981) e, por conseguinte, estimativas mínimas para sua sedimentação.

O panorama geocronológico atual, a julgar pelas metodologias isotópicas mais retentivas, é algo contraditório: isócronas Rb-Sr parecem favorecer um evento de metamorfismo regional em torno de 1.3 Ga (Fuck et al., 1989); por outro lado, determinações U/Pb em zircões de rochas metarriolíticas atribuídas por Fuck (1990) ao Grupo Araxá, forneceram idades em torno de 800 Ma, interpretadas como de sedimentação da unidade. Com base nesta última interpretação, voltou-se a considerar a possibilidade de uma evolução monocíclica, com sedimentação e orogênese durante o Proterozóico Superior.

As unidades restantes (Grupos Paranoá e Bambuí, Formações Vazante e Ibiá) são consideradas do Proterozóico Superior, constituindo a Faixa Brasília. São geralmente cavalgadas

pelas unidades mesoproterozóicas, obscurecendo possíveis discordâncias.

CAPÍTULO 3

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA E DEFINIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 - INTRODUÇÃO: UNIDADES TECTÔNICAS E UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A porção meridional da Faixa Brasília, considerando-se a área estudada, pode ser estruturalmente classificada como uma **faixa de dobras e empurrões**. Desde o final da década de 70, em termos locais, a conjunção de dobras e falhas de empurrão tem sido salientada na literatura (Schmidt & Fleischer, 1978; Teixeira & Danni, 1978). Entretanto, boa parte da controvérsia evidenciada no item 2.2 é oriunda da falta de precisão nas definições originais das unidades litoestratigráficas, tanto em termos de distribuição cartográfica como das suas relações de contato. Nem sempre houve um claro discernimento entre unidades ou compartimentos tectônicos e unidades litoestratigráficas.

No decorrer do presente estudo, três importantes características geológicas da região de estudo condicionaram a sistematização cartográfica e tectônica aqui propostas:

-a ocorrência de importantes planos de cavalgamento responsáveis pela justaposição de escamas tectônicas ("thrust sheets", segundo Boyer & Elliott, 1982) e/ou conjuntos de escamas tectônicas com

características distintas de litologia, evolução estrutural e metamorfismo;

-o envolvimento do embasamento no processo de encurtamento crustal via cavalgamentos, na forma de escamas tectônicas;

-e a ocorrência de unidades litoestratigráficas em mais de um compartimento tectônico.

Estas características levaram à definição de três grandes unidades tectônicas, separadas por superfícies de cavalgamento de baixo mergulho (Valeriano et al., 1989; Simões & Valeriano, 1990). O Anexo I (Mapa Geológico-tectônico) apresenta a distribuição cartográfica das unidades litoestratigráficas e unidades tectônicas, com os respectivos empilhamentos na legenda. As 12 seções estruturais indicadas no mapa do Anexo I se acham apresentadas nos Anexos II (seções SW-NE) e III (seções E-W e NW-SE), mostrando as relações de contato. A Figura 3.1 mostra esquematicamente, em perfil, as relações de contato entre as três unidades tectônicas.

3.2 - AS UNIDADES TECTÔNICAS: DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA, CARACTERÍSTICAS GERAIS E RELAÇÕES DE CONTATO

3.2.1 - A Nappe Araxá-Canastra (NAC)

Constitui o compartimento tectônico estruturalmente superior, tendendo a ocorrer a oeste das demais unidades. Como indicado pelo nome, a NAC é constituída por rochas dos grupos

Figura 3.1- Seção esquemática mostrando as relações de contato entre as três unidades tectônicas da área estudada.

homônimos, exceto raras lentes de rochas do embasamento arrastadas ao longo do plano de empurrão basal. Configura uma "nappe de charriage" clássica, com um "colchão" de metapelitos basais sobrepostos por uma possante unidade com quartzitos mais competentes, regionalmente dispostos subparalelos ao empurrão basal. A sua estruturação interna apresenta conspícuo mega a microdobramento apertado a isoclinal com intensa foliação plano axial de mergulhos suaves. Na região da Sinforma de Passos, esta nappe se distribui desde sua extremidade SE (erosiva) até a região da Represa de Peixotos a NW, onde é recoberta pelos depósitos fanerozóicos da Bacia do Paraná. Esta extensão, medida na direção do transporte tectônico (vide Capítulo 5) chega a 100 km, o que equivale a uma estimativa mínima para seu deslocamento.

O metamorfismo da NAC apresenta um gradiente inverso (Simões et al., 1988): o Grupo Canastra apresenta paragêneses metamórficas da zona da biotita (fácies xisto verde); é superposto pelo Grupo Araxá, que inicia-se na base com metamorfismo na fácies xisto verde superior (zona da granada). Logo em seguida, em direção ao topo, aparecem as isógradas de estaurolita e cianita em metapelitos (Simões et al., 1988), denotando o início da fácies anfibolito. Schmidt (1983) chama a atenção para a ocorrência de rochas metabásicas intercaladas em porções superiores do Grupo Araxá, com mineralogia e texturas reliquias denotando serem eclogitos retrógrados à fácies anfibolito, nas imediações de São Sebastião do Paraíso.

Exemplos de feições indicativas do intenso cisalhamento desenvolvido são o seu gradiente metamórfico inverso (Simões et

al. 1988), a ocorrência de dobras em bainha em quartzitos (Morales et al. 1989) e a incorporação de escamas tectônicas do embasamento ao plano de deslização basal (Heilbron et al., 1987);

3.2.2 - O Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP)

Esta unidade tectônica encontra-se empurrada sobre o Domínio Autóctone e é cavalgada pela Nappe Araxá-Canastra (Figura 3.2). Pode ser melhor caracterizada estruturalmente como um **sistema de cavalgamento** (Boyer & Elliott, 1982) do que como uma nappe: é limitada acima e abaixo por superfícies de empurrão de baixo mergulho e composto por numerosas escamas tectônicas, resultando em uma estruturação interna complexamente imbricada. Esta feição estrutural, denominada duplex, tem seus empurrões internos mergulhando preferencialmente para o pós-país ("hinterland dipping duplex", Boyer & Elliott, 1982). Adicionalmente, onze "klippen", ou seja, testemunhos destacados pela erosão, foram mapeados (Anexo I). Sua distribuição geográfica é condicionada pela NAC (Capítulo 5), de forma que bordeja sua frente erosional desde o "klippe" da Serra do Tabuleiro, a sul, defletindo-se para N na Serrra da Boa Esperança. Daí se estendem até Piumhi, sempre na mesma posição tectônica. O Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP), também alóctone, guarda uma série de características que a distinguem da NAC e que apontam para uma evolução tectônica ligada ao encurtamento crustal via importante cisalhamento de baixo ângulo, porém em níveis crustais relativamente mais rasos. Este contexto é evidenciado pelo baixo

 

Embasamento

Figura 3.2 - Mapa tectônico simplificado do SCIP em relação às unidades tectônicas adjacentes.

grau de metamorfismo e pelas numerosas falhas de empurrão internas, não detectadas em sua totalidade neste trabalho. Entre as diversas superfícies de cavalgamento mapeadas, uma delas foi destacada por transportar uma expressiva e contínua fatia do embasamento, configurando o limite entre duas subunidades tectônicas definidas dentro do SCIP: a **Escama Tectônica Inferior** e a **Escama Tectônica Superior** (ver Anexos I, II e III), compostas por associações litológicas distintas, detalhadas no Item 3.3 abaixo.

A **Escama Tectônica Inferior** é complexamente imbricada e constitui-se predominantemente pela Sequência Serra da Boa Esperança (definição abaixo) e inclui diversas lentes tectônicas menores constituídas por rochas do Grupo Bambuí e, mais frequentemente, de seu embasamento granito-gnáissico-greenstone. A **Escama Tectônica Superior** do SCIP é constituída, da base ao topo, por uma extensa e contínua fatia do embasamento alóctone, sobreposta pelas unidades Serra da Mamona e Ilicínea, pertencentes à Sequência Serra da Boa Esperança. Este mesmo empilhamento é observado na sinforma da Serra do Tabuleiro (Anexos I, II e III), truncada pela NAC.

3.2.3 - O Domínio Autóctone

O Domínio Autóctone é representado pelo Grupo Bambuí depositado sobre seu embasamento granito-gnaiss-greenstone (Complexo Campos Gerais, ao sul, e embasamento do Cráton do São Francisco, a oeste). O mapa do Anexo I evidencia a distribuição contínua do Grupo Bambuí desde a área cratônica até Itaú de Minas

(Valeriano et al., 1989), sempre separando o domínio alóctone do embasamento autóctone. Esta distribuição amplia significativamente a extensão pretérita da Bacia do São Francisco, que teve suas bordas a oeste e a leste recobertas pelos terrenos alóctones na Orogênese Brasileira.

3.3 - AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS: CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA E RELAÇÕES DE CONTATO

Este item tem por objetivo apresentar a subdivisão litoestratigráfica adotada para a área de estudo, assim como as principais características litológicas de cada unidade. As unidades supracrustais que compõem a área de estudo são os Grupos Araxá e Canastra, a Sequência Serra da Boa Esperança e o Grupo Bambuí, com suas respectivas subdivisões. As associações litológicas atribuídas ao embasamento destas unidades foram agrupadas informalmente conforme seu posicionamento tectônico, a saber: Embasamento Alóctone e Embasamento Autóctone. Um quadro tentativo de posicionamento estratigráfico de todas as unidades acima é apresentado na Coluna Estratigráfica do Anexo I.

3.3.1 - O Grupo Canastra

Em face ao caráter vago da definição original desta unidade (Barbosa, 1954), tanto em termos geográficos como estruturais, o uso do termo foi largamente expandido, abarcando vastas regiões de Minas Gerais e Goiás, nem sempre respaldado em mapeamentos contínuos ou correlações estratigráficas (Item 2.1). A denominação "Canastra", Grupo ou formação, tem sido aplicada na

área de estudo ao pacote metassedimentar do tipo pelito-quartzito-carbonato desde Schmidt & Fleischer (1978), Teixeira & Danni (1978), e Cavalcante et al., 1979, e demais autores subsequentes, embora com traçados cartográficos os mais variados (Figura 2.1). Esta denominação, assim como a do Grupo Araxá sobrejacente, foi mantida neste trabalho pela sua consagração local, muito embora trabalhos futuros mais refinados de correlação litoestratigráfica regional possam modificá-la.

Segundo o critério de predominância litológica, o Grupo Canastra foi subdividido e mapeado (Anexo I) nas quatro unidades abaixo, segundo a disposição mostrada na Figura 3.3. É importante mencionar que intercalações de metabasitos ocorrem no Grupo Canastra (e no Grupo Araxá), e serão tratados separadamente no Capítulo 4.

3.3.1.1 - Unidade Pelítico-carbonática

Embora em alguns locais ausente pelo truncamento do empurrão basal da nappe, esta unidade aflora na base do conjunto, chegando à espessura aparente máxima de ca. 700 metros (Anexos II e III). É constituída principalmente por clorita muscovita xisto carbonático e contém lentes decamétricas de mármore bandado e intercalações centi a decimétricas de quartzito fino e micáceo.

O xisto típico, raramente encontrado fresco, possui coloração cinza esverdeado e foliação sempre de aspecto anastomosado, com vênulas de quartzo. Sua mineralogia é composta essencialmente por quartzo, muscovita, clorita, carbonato e,

Figura 3.3 - Coluna estratigráfica esquemática da Nappe Araxá-Canastra, com base no perfil de Alpinópolis.
As rochas metabásicas acham-se referidas na Fig. 4.18.

subordinadamente, plagioclásio (albita), epidoto, biotita e apatita. As rochas carbonáticas ocorrem na forma de lentes e são predominantemente calcíticos, com leitos dolomíticos subordinados. Nas imediações dos mármore, o xisto se torna mais carbonático, tendo a clorita como o filossilicato principal, associada à muscovita e flogopita. As intercalações de quartzito fino se tornam mais frequentes para o topo, à medida em que o xisto adquire teores maiores de muscovita, gradando para a unidade sobrejacente.

3.3.1.2 - Unidade Psamo-pelítica Inferior

Constitui-se de um pacote com predominância de quartzo muscovita xisto, contendo intercalações centimétricas a decimétricas de quartzito micáceo, com espessuras entre 100 e 1000 metros na área de estudo (Anexos II e III). O xisto, de coloração cinza prateado, também apresenta foliação de aspecto anastomosado, na qual os agregados micáceos tomam a forma de peixes de mica (Fotos 2 e 3), em matriz mais quartzosa finamente recristalizada. A mineralogia é essencialmente composta de quartzo, muscovita esverdeada, clorita, pistacita, (clino)zoizita, plagioclásio, opacos (magnetita e ilmenita) e turmalina. O teor de quartzo varia muito, com frequentes gradações para quartzitos micáceos. Epidoto, carbonato e sericita decorrem da albitização do plagioclásio, que contém inclusões de apatita. O zircão e menos frequentemente o epidoto ocorrem como minerais detríticos, de contorno bem arredondado. A turmalina, via de regra zonada, com núcleos mais escuros e arredondados, denota sua proveniência

também detrítica, com crescimento idiomórfico adicional durante o metamorfismo.

3.3.1.3 - Biotita Albita Filito (Metagrauvaca Vulcânica)

Este litotipo, por sua peculiaridade, tem chamado a atenção de autores prévios: Teixeira & Danni (1978) referem-se a ele como "rocha meta-piroclástica" e ressaltam seu contato brusco com a litologia restante; Trouw et al. (1984) e Heilbron et al. (1987) a consideraram como possível "metavulcânica ácida" ou "metagrauvaca de composição básica", respectivamente. Schmidt (1983) refere-se a este litotipo como "grauwacke". Quando preservada do intemperismo, o que é extremamente raro, trata-se de uma rocha muito característica de coloração negra, bem foliada e sempre pontilhada por cristais brancos de albita visíveis a olho nu, de até 3mm (Foto 1*). A variação na proporção e granulação das albitas define um bandamento centimétrico descontínuo. Ocorre interestratificada à Unidade Pelítico-carbonática e à Unidade Psamo-pelítica Inferior, em vários níveis descontínuos. Sua área de ocorrência, embora descontínua, estende-se ao longo de uma distância de pelo menos 60km, desde Itaú de Minas, a oeste, até a Serra dos Pinheiros, a Norte de Carmo do Rio Claro (Heilbron et al., 1987). As maiores espessuras foram constatadas a sul de Alpinópolis. Na matriz, prepondera a biotita sobre pistacita, (clino)zoizita e quartzo (muscovita, carbonato, apatita e titanita subordinados). Os plagioclásio albitico, sempre mais grossos que a granulação da matriz, são interpretados como de origem magmática (porém com mudanças de composição) devido ao hábito frequentemente

* pág. 171.

subidiomórfico, sempre com geminação polissintética, muitas vezes em arranjos complexos (Foto 1). Nestes fenocristais não ocorrem trilhas de inclusões orientadas, comuns no caso de porfiroblastos que crescem em matriz finamente foliada. A grande frequência de inclusões de pistacita e massa fina de sericita e carbonato indicam sua composição, originalmente mais cálcica, reequilibrada às condições de metamorfismo em grau baixo. Com base nas características texturais e composicionais apontadas acima, esta rocha é interpretada como metagrauvaca de proveniência, pelo menos em parte, vulcânica.

3.3.1.4 - Unidade Psamítica

Principal unidade-guia da NAC, este pacote apresenta espessuras em torno de 500m em que quartzitos plaqueados predominam sobre muscovita xistos iguais aos da unidade subjacente. Entre estes níveis quartzíticos, uma camada com espessuras superiores a 20 m pode ser seguida continuamente ao longo de toda a nappe, constituindo-se em importante camada-guia para o mapeamento.

Os quartzitos, comumente chamados informalmente de "mil folhas", pelo seu aspecto finamente plaqueado, apresentam granulação muito fina, sempre bem recristalizados, com níveis mais ricos ora em muscovita esverdeada, ora em minerais pesados originalmente detríticos (opacos e subordinadamente zircão, epidoto e turmalina). Estas variações composicionais resultam em um bandamento (Foto 13) onde se alternam as cores branca, verde claro e cinza.

Intercalados aos quartzitos, ocorrem leitos de muscovita xisto idêntico ao da unidade psamo-pelítica inferior, também com gradações aos quartzitos.

3.3.1.5 - Unidade Psamo-pelítica Superior

Entre o topo da principal camada de quartzito e a base do Grupo Araxá, a unidade psamo-pelítica superior constitui a transição entre os Grupos Canastra e Araxá e apresenta espessuras entre 100 e 600 metros. Desta forma, o muscovita xisto cinza prateado, que na base é quartzoso, apresenta teores crescentes de biotita, plagioclásio e K-feldspato em direção ao topo, até constituir um verdadeiro paragnaisse, já na base do Grupo Araxá. Em termos práticos, o contato entre os dois grupos foi cartografado onde a transição é mais evidente no campo, entre o muscovita xisto algo feldspático, mas de aspecto prateado, e o biotita gnaisse bandado, mais escuro e bem feldspático.

O muscovita xisto apresenta ainda frequentes leitos de quartzito micáceo próximo à base, tornando-se mais raros para o topo.

3.3.2 - O Grupo Araxá

A base do Grupo Araxá foi estabelecida neste trabalho, consoante Valeriano et al. (1989) e Simões et al. (1990), na base do biotita gnaisse bandado que se sobrepõe em contato gradacional ao conjunto do Grupo Canastra. Tal transição marca o início de condições de sedimentação tectonicamente mais instáveis, em que a maior exposição do embasamento propiciou a sedimentação de termos

mais imaturos, como as frequentes metagrauvacas fedspáticas (paragnaisses e xistos feldspáticos) e metarcósios (gnaisses quartzo-feldspáticos) do Grupo Araxá. Outra característica deste Grupo, que o diferencia da sedimentação do tipo pelito-quartzito-carbonato do Grupo Canastra é a frequente ocorrência de associações litológicas mais diversificadas de provável ambiente marinho, tais como rochas calcissilicáticas, gonditos e a maior frequência de intercalações de rochas metabásicas (anfibolitos).

3.3.3 - Sequência Serra da Boa Esperança

A denominação **Sequência Serra da Boa Esperança** foi criada neste trabalho para agrupar informalmente o conjunto metassedimentar predominante no SCIP: os metarenitos, metaconglomerados quartzíticos e metapelitos que ocorrem tectonicamente imbricados com lentes do embasamento e subordinadamente do Grupo Bambuí. Este conceito tem sua origem na **Sequência Carmo do Rio Claro**, criada por Heilbrón et al. (1987) para as rochas da região da cidade de Carmo do Rio Claro, cavalgadas pela Nappe Araxá-Canastra. Em trabalhos de mapeamento subsequentes incluindo a área da frente alóctone, Valeriano et al. (1989) reconheceram os metaconglomerados polimíticos e metapelitos da baixada ao redor da cidade de Carmo do Rio Claro como pertencentes ao Grupo Bambuí, retirando-os da Sequência Carmo do Rio Claro. Com esta modificação, esta unidade no local consititui apenas os "klippen" das Serras da Tormenta, do Barreiro, do Tabuleiro e três outros menores (vide Anexo I). Também foi retirada da unidade a chamada "Sequência da Base da Serra do

Tabuleiro", reconhecida como uma lente tectônica do embasamento, uma das possibilidades consideradas por Heilbron et al. (1987).

No presente trabalho, é então proposta a denominação informal de **Sequência Serra da Boa Esperança**, para o conjunto metassedimentar clástico, de baixo grau metamórfico, que em termos regionais encontra-se recoberto tectonicamente pela NAC e empurrado sobre o Domínio Autóctone. A antiga denominação de "Sequência Carmo do Rio Claro", em face às modificações introduzidas e adotadas neste trabalho, deixa de ser adequada por referir-se a uma localidade de exposição menor, descontínua e não representativa de toda a variedade litofaciológica da unidade. Baseado em diferenças litológicas e de posição tectônica, é aqui introduzida a subdivisão da Sequência Serra da Boa Esperança em três unidades informais: **Unidade Serra da Mamona, Unidade Ilicínea e Unidade Serra do Chapadão**, cuja disposição estrutural e estratigráfica é representada no Anexo I. As respectivas descrições e distribuições são pormenorizadas abaixo.

3.3.3.1 - Unidade Serra do Chapadão

Ocorre sempre na Escama Tectônica Inferior do SCIP, junto com outras lentes de rochas do embasamento e do Grupo Bambuí alóctones.

A unidade Serra do Chapadão é tipicamente uma alternância de metarenito (quartzito) e metapelito (filito e localmente ardósia) em leitos centimétricos a métricos. Metaconglomerados com seixos e matriz quartzíticos ocorrem subordinadamente como lentes dentro dos metarenitos. Esta unidade

compõe a maioria das serras fora da NAC: as Serras dos Vilelas, da Boa Esperança, do Chapadão, Nova e Serra Velha, além dos "klippen" das Serras do Barreiro, da Tormenta (e três "klippen" menores ao redor), na parte sul, e as Serras dos Cristais e o "klippe" da Fazenda Itaipava (Anexo I). Para o Norte, fora da área estrita de estudo, a unidade Serra do Chapadão se prolonga perfazendo as Serras de Santo Hilário e da Pimenta, esta já em Piumhi.

Os metarenitos menos deformados desta unidade apresentam granulação média a grossa (grânulos), arredondamento e grau de seleção conspícuos. Nas variedades mais puras, o arcabouço é formado acima de 95% por quartzo monocristalino (Fotos 5 a 8), e o restante formado por quartzo microcristalino, feldspato e eventuais grãos de zircão, epidoto e opacos. Localmente ocorrem lentes de metaconglomerado e arenito com seixos esparsos, sempre formados por quartzo. Variedades micáceas destes metarenitos são frequentes, inclusive com gradações para metapelitos arenosos. Estratificações cruzadas de porte médio, assintóticas na base, são localmente preservadas.

Os metapelitos da unidade Serra do Chapadão são sempre sericíticos, com quartzo e clorita, exibindo colorações cinzenta e localmente esverdeada. São geralmente homogêneos com clivagem ardosiana plano paralela, podendo apresentar domínios lenticulares de quartzo microcristalino (grãos detríticos recristalizados ou segregações metamórficas?). Localmente em zonas mais cisalhadas, a clivagem dos filitos se torna anastomosada, com feições sigmóides associadas.

3.3.3.2 - Unidade Serra da Mamona

Tem sua ocorrência, na área de estudo, sempre na escama tectônica superior do SCIP e diretamente sobre a sua fatia basal de embasamento alóctone: no klippe da Serra do Tabuleiro e formando a faixa de direção N-S (Anexo I).

A unidade constitui uma associação de metaconglomerados quartzíticos com variações granulométricas laterais e verticais que vão até metapelitos, passando por metarenitos. Um aspecto característico do conjunto é que, independentemente da granulometria, há sempre alternância centimétrica a decimétrica de leitos esverdeados (devido a sericita esverdeada) e cinzentos (devido a material opaco finamente disseminado).

Os metaconglomerados são sempre extremamente deformados, de modo que os diâmetros máximos dos seixos, de até 15 cm, são exagerados devido ao estiramento tectônico. Os seixos são formados majoritariamente por quartzo em matriz quartzo-sericítica. Seixos de jaspe avermelhado e de metapelito negro extremamente estirado são frequentemente observados, ambos provenientes do embasamento metavulcanossedimentar subjacente.

3.3.3.3 - Unidade Ilicínea

Esta unidade se superpõe à unidade Serra da Mamona (Anexo I), constituindo uma larga predominância de metapelitos laminados, sempre profundamente intemperizados, com intercalações decimétricas a métricas de metarenito fino a médio. Os metapelitos, caracteristicamente alterados para cores róseas e avermelhadas, apresentam uma laminação sedimentar dada pela

alternância de leitos submilimétricos a milimétricos micáceos e quartzosos, com aspecto listrado. Esta laminação se apresenta intensamente afetada por microdobras empinadas com uma clivagem ardosiana plano axial muito penetrativa.

Os metarenitos, quando menos deformados, mostram constituição idêntica aos da unidade Serra do Chapadão, com arcabouço ortoquartzítico bem arredondado e selecionado.

Não é clara a relação estratigráfica entre a unidade Serra do Chapadão, que ocorre na escama tectônica inferior do SCIP, e as unidades Serra da Mamona e Ilicínea, que ocorrem na escama superior. Entretanto, a ocorrência sistemática da unidade metaconglomerática (Serra da Mamona) sempre diretamente sobre uma extensa escama do embasamento alóctone é sugestiva para sua posição estratigráfica basal, passando para a unidade Ilicínea para o topo. Como hipótese de trabalho, admite-se a possibilidade de que a unidade Serra do Chapadão seja uma variedade lateral da unidade Ilicínea, em que os metarenitos se tornam preponderantes sobre os metapelitos (Ver Quadro II, do Anexo I). Desta forma, a base conglomerática da sequência, sobreposta por metapelitos com leitos metareníticos, estaria empurrada, junto com uma parte do seu embasamento, sobre a porção mais proximal (Serra do Chapadão), mais psamítica.

3.3.4 - Embasamento alóctone

Lentes tectônicas provenientes do embasamento ocorrem no SCIP (Sistema de Cavalcamento Ilicínea-Piumhi), tanto na escama superior como na inferior, compondo dez sítios de ocorrência

mapeáveis, numerados e representados na Figura 3.2. A seguir, serão descritos os aspectos litológicos das diversas associações litológicas observadas.

3.3.4.1 - Associação Metavulcanossedimentar ("greenstone belt")

A associação vulcanossedimentar do tipo greestone-belt tem suas melhores ocorrências na base da Escama Tectônica Superior do SCIP, ou seja, na base da sinforma da Serra do Tabuleiro (número 1 da Fig. 3.2). Fora da área de estudo, na extremidade setentrional do SCIP (proximidades de Piumhi), ocorrem as melhores exposições, contendo lavas komatiíticas e vulcanitos associados relativamente bem preservados da deformação e do metamorfismo (Fritzsens et al. 1980; Schrank et al., 1984). Na base da Serra do Tabuleiro ocorre uma associação de metapelito negro, clorita-xisto metabásico e xistos ultramáficos (principalmente talco-xisto) associados a itabirito e cromitito podiforme maciço.

Rochas com aspecto de metagrauvaca negra a verde escuro ocorrem associadas às rochas supracrustais do embasamento alóctone do SCIP. Seu aspecto deriva da grande proporção de cristais de albita subangulosos, muito saussuritizados e de granulometria seriada, desde finíssima até quase 1mm. Agregados lenticulares de clorita pura ou de clorita+actinolita, de diâmetro maior até 1mm, orientados segundo a foliação, sugerem fragmentos clásticos substituídos e deformados. É sempre observado um bandamento composicional definido pela alternância de leitos submilimétricos a milimétricos ricos em albita, epidoto e quartzo e leitos ricos

em clorita e actinolita. Esta paragênese indica condições de metamorfismo da fácies xisto verde inferior.

3.3.4.2 - Suíte TTG

Na base da escama tectônica superior do SCIP (número 5 da Fig. 3.2) e na escama tectônica inferior (números 6 e 8 da Fig. 3.2), a leste de Ilicínea, ocorrem gnaisses bandados cinzentos, tipicamente com hornblenda, associados a ocorrências muito subordinadas de supracrustais do tipo "greenstone-belt" (Anexo I). São rochas com grande variabilidade composicional, de gabróica a granítica (ver caracterização litogeoquímica abaixo), predominando os termos mesocráticos. Apresentam estágios também diversos de milonitização e de consequente hidratação metamórfica à zona da clorita. Cataclase superposta à milonitização é fenômeno comumente observado nestas rochas. Termos mais preservados destes processos mostram uma mineralogia em que variam proporções de plagioclásio, hornblenda, k-feldspato, biotita e quartzo, com granulação média, dispostos em bandas milimétricas a decimétricas com diferentes matizes de cinza, do negro ao cinza claro. Com a deformação dúctil progressiva, as rochas se tornam esverdeadas devido à progressiva substituição da mineralogia primária por assembléias mineralógicas com clorita, actinolita e epidoto (além de sericita e carbonato), especialmente nas bandas mais ricas em máficos. Nos milonitos, a matriz é formada por quartzo - epidoto - clorita - sericita - plagioclásio - actinolita, com porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio.

Em seguida, para melhor caracterização da gama composicional da Suíte TTG e a fim de subsidiar a sua inclusão no conjunto do embasamento, serão apresentados dados acerca da composição litogeoquímica e isotópica (Rb/Sr) destas rochas.

3.3.4.2.1 - Litogeoquímica

Em face dos efeitos de milonitização que dificultam estimativas composicionais precisas e, visando melhor caracterização do tipo de associação litológica encontrada, onze amostras foram selecionadas para análise química de rocha total, incluindo Ba, Rb, Sr, Ni, Cr, Zr e voláteis. As análises encontram-se listadas na Tabela 3.1 e foram realizadas pela GEOLAB através da metodologia descrita no Capítulo 4. Oito amostras foram extraídas de diferentes bandas de espessura centimétrica em um único afloramento (ponto 1090, Anexo I); as demais são provenientes de outros dois afloramentos, da Escama Tectônica Inferior do SCIP (pontos cm-30, cm-31 e cwm-6), com termos mais ácidos. As amostras selecionadas apresentam grau variado de deformação, sem porém incluir nenhuma amostra milonítica (com acima de 10% de matriz de recristalização) ou cataclástica.

O conjunto apresenta variação composicional desde básica (51% SiO₂) a ácida (70.4% SiO₂). Segundo o diagrama de classificação química de Le Bas & Streckeisen (1991), as amostras analisadas têm composição predominantemente tonalítica e granodiorítica (Figura 3.4), com a exceção de duas amostras com SiO₂ abaixo de 53% (bandas melanocráticas, ricas em hornblenda do ponto 1090). No diagrama catiônico R₁ x R₂ (De la Roche et al.

CRI-1090-a CRI-1090-f CRI-1090-d CRI-1090-k CRI-1090-c CRI-1090-b CRI-1090-g CRI-1090-e CRI-CN-30 CRI-CWM-6

SiO ₂	49.50	51.00	54.70	55.90	57.20	58.10	61.80	62.10	65.00	66.40
TiO ₂	1.80	1.80	0.91	0.80	0.70	0.70	0.66	0.62	0.59	0.54
Al ₂ O ₃	13.10	12.80	16.20	15.20	14.90	14.60	16.10	15.90	15.70	15.60
Fe ₂ O ₃	8.00	5.40	4.20	2.80	3.70	3.20	1.80	2.30	1.50	1.20
FeO	8.00	9.90	4.50	5.20	3.90	4.60	3.50	3.00	2.50	2.20
MnO	0.26	0.28	0.17	0.17	0.17	0.15	0.13	0.11	0.08	0.08
MgO	4.60	4.60	4.10	4.50	4.00	3.90	2.60	3.10	1.90	1.40
CaO	8.80	8.40	8.50	8.60	8.70	8.40	6.00	5.20	3.40	3.70
Na ₂ O	2.20	2.60	3.60	4.10	4.40	3.60	5.00	4.60	4.40	5.40
K ₂ O	0.70	0.63	0.85	0.76	0.65	0.55	0.55	0.85	2.00	1.10
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.12	0.08	0.06	0.06	0.12	0.10	0.21	0.18
Total	97.12	97.56	97.85	98.13	98.38	97.86	98.26	97.88	97.28	97.80
H ₂ O	2.46	1.98	1.50	1.32	1.07	1.45	1.24	1.75	2.02	1.77
CO ₂	0.25	0.25	0.40	0.35	0.40	0.45	0.25	0.25	0.45	0.35
LOI	0.31	0.15	0.11	0.08	0.08	0.11	0.08	0.13	0.15	0.12
Mg #	35.04	35.71	46.88	50.95	49.65	48.16	47.51	52.15	46.79	43.20
Cr	40	42	170	260	250	240	-	91	44	33
Ni	64	65	110	110	110	110	-	87	71	63
S	0.09	0.10	0.10	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
K	5811	5230	7056	6309	5396	4566	4566	7056	16603	9131
Rb	17	15	21	16	18	17	-	25	84	49
Ba	220	220	360	290	250	210	-	470	560	380
Sr	220	190	490	380	380	340	-	500	450	480
Zr	94	99	96	71	57	51	-	110	190	200
Ti	10791	10791	5455	4796	4197	4197	3957	3717	3537	3237
V	18	20	-	10	-	-	-	-	21	10
F	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Cl	200.00	400.00	52.00	54.00	42.00	69.00	-	-	-	-

Tabela 3.1 - Composição química de onze amostras representativas da Suíte TTG, Embasamento Alóctone do SCIP.

Figura 3.4 - Diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de classificação de rochas ígneas (Le Bas & Streckeisen, 1991), para amostras da Suíte TTG, Escama Superior do SCIP. Círculos: amostras melanocráticas; cruzes: demais amostras.

Figura 3.5 - Diagrama multicatiônico R1- R2 (De la Roche et al., 1980), para amostras da Suíte TTG, embasamento alóctone da Escama Superior do SCIP.

(1980), a maioria das amostras pertence ao campo dos gabrodioritos (cri-1090-a, c, d, e, f, k) com as restantes distribuídas até o campo dos granitos (Figura 3.5). Os diagramas de variação (Figura 3.6) mostram que as duas amostras mais básicas (1090a e 1090f), com teores significativamente mais altos em TiO_2 , FeO^* e MnO , e relativamente empobrecidos em Al, Cr, Ni e Sr, não fazem parte da tendência definida pelas demais. No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), que discrimina as tendências calci-alcalina da toleítica para rochas subalcalinas, esta separação fica mais evidente (Figura 3.7): as duas amostras de composição basáltica, de afinidade toleítica, contrastam com a tendência tipicamente calci-alcalina das demais.

As amostras cri-cm-30 (granodiorito) e cri-cm-31 (granito), diferem do resto do conjunto calci-alcalino pelo seu relativo enriquecimento em K e Rb, comportamento não acompanhado pelos demais elementos litófilos, o que sugere um processo de remobilização através de processos hidrotermais pós-cristalização magmática e/ou durante o metamorfismo de baixo grau associado ao intenso cisalhamento de baixo ângulo.

3.3.4.2.2 - Geocronologia Rb/Sr

Com o objetivo de melhor caracterizar a idade desta associação litológica do embasamento alóctone, seis amostras em um conjunto de quatorze foram selecionadas para datação radiométrica pelo método Rb-Sr (com diluição isotópica) em rocha total: quatro provenientes do ponto 1090 (b, d, h, j) e as amostras CRI-CM-31 e CRI-CWM-6. As análises foram realizadas no CPGeo (IG-USP), cuja

Figura 3.6 - Diagramas de variação da composição química de amostras da Suíte TTG.

Figura 3.6 (continuação)

Figura 3.7 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para amostras da Suíte TTG, mostrando a tendência toleítica das amostras melanocráticas (círculos), e o "trend" calci-alcálico das demais.

metodologia encontra-se descrita em Kawashita et al. (1983), segundo os fundamentos teóricos apresentados em Faure (1986). Os teores em Rb (ppm) e Sr (ppm) são os obtidos por fluorescência de raios-X (Phillips); as análises isotópicas foram obtidas em um espectrômetro de massa VG-354, de fonte sólida. Nos diagramas construídos (Sr^{87}/Sr^{86} x Rb^{87}/Sr^{86}), o traçado da reta de melhor ajuste aos pontos seguiu o método dos mínimos quadrados de Williamson (1968), e no cálculo da idade foi utilizado valor de $1,42 \times 10^{-10}$ anos⁻¹ para a constante de decaimento do ^{87}Rb .

Foram construídos três diagramas isocrônicos (Fig. 3.8), em termos de detalhamento das possibilidades interpretativas do conjunto do embasamento alóctone:

a) errócrona de referência incluindo todas as seis amostras resulta em MSWD muito alto (138.6), indicando idade de 2793 ± 48 Ma;

b) errócrona de afloramento com as quatro amostras do ponto 1090, indicando idade mais jovem (2244 ± 104 Ma), porém com MSWD ainda alto (31.3), e pequena dispersão da razão Rb^{87}/Sr^{86} , abaixo de 0,15;

c) errócrona de referência com as quatro amostras anteriores do ponto 1090, mais a amostra cri-cm-31, já que a amostra cri-cwm-6 não pertence ao alinhamento definido no segundo diagrama: resulta em melhoria tanto da qualidade do alinhamento (MSWD = 23.2) como da dispersão no eixo da abscissa, indicando idade de 2008 ± 39 Ma.

CR1	NU. LAMPA	X = Rb87 / Sr86	Y = Sr87 / Sr86	Rb (ppm)	Sr (ppm)	RES. X (1E-2)	RES. Y (1E-4)	No.
11162	CR1-1090E	0.0412+-0.0007	0.70330+-0.00011	5.61	383.86	0.084	-5.137	1
11164	CR1-1090L	0.0602+-0.0010	0.70315+-0.00006	11.06	528.20	-0.265	2.355	2
11169	CR1-1090H	0.1324+-0.0022	0.70573+-0.00007	23.98	523.95	-1.019	2.550	3
11170	CR1-1090A	0.0761+-0.0016	0.70446+-0.00008	13.48	512.71	0.333	-2.057	4
11171	CR1-1090B	0.8722+-0.0147	0.72654+-0.00020	90.59	360.89	-21.792	9.971	5
11172	CR1-LWME 6	0.1703+-0.0045	0.71520+-0.00012	40.71	436.22	5.554	-9.763	6

Razão Inicial = 0.70104 ± 0.00007 (0.01 %)
 Inclinação = 0.04046 ± 0.00069 (1.72 %)
 Idade para $1.42e-5 = 2792.9 \pm 47.9$ ma (1.72 %)
 MSWD = 4138.641900 Coef. Correlação = 0.9753
 Nível de Corte = 2.45
 Centróide = (0.087 ; 0.70435) No. Pontos = 6

Razão Inicial = 0.70153 ± 0.00012 (0.01 %)
 Inclinação = 0.03228 ± 0.00151 (4.65 %)
 Idade para $1.42e-5 = 2244.0 \pm 104.4$ ma (4.65 %)
 MSWD = 31.281800 Coef. Correlação = 0.9464
 Nível de Corte = 3.07
 Centróide = (0.075 ; 0.70397) No. Pontos = 4

Razão Inicial = 0.70179 ± 0.00006 (0.01 %)
 Inclinação = 0.02893 ± 0.00056 (1.95 %)
 Idade para $1.42e-5 = 2008.3 \pm 39.2$ ma (1.95 %)
 MSWD = 25.186240 Coef. Correlação = 0.9995
 Nível de Corte = 2.68
 Centróide = (0.083 ; 0.70419) No. Pontos = 5

Figura 3.8 - Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total para a Suíte TTG. Discussão no texto.

O baixo grau de ajuste isocrônico nos três casos é causado em parte pelo agrupamento das quatro amostras do ponto 1090 muito próximo da origem e em parte pelo fato das amostras cri-cm-30 e cwm-6 apresentarem efeitos de mobilidade (enriquecimento anômalo) do K e Rb, apesar de indicações litogeoquímicas de sua cogeneticidade. O primeiro dos dois fatores acima apontados é responsável pela relativa constância da Razão Inicial (RI) $Sr87/Sr86$, sempre em torno de $0,7014 \pm 0,0004$. Esta RI, ao lado do espectro de possíveis idades obtidas ($2.79 - 2.24 - 2.01$ Ga), indica para o magmatismo calci-alcálico em questão uma idade relacionada ao Arqueano Superior, e/ou posterior rehomogenização durante o Evento Transamazônico (Proterozóico Inferior). Não obstante, nas três alternativas interpretativas, o conjunto plutônico do embasamento alóctone aparenta ser mais antigo que o importante marco evolutivo da Plataforma Sul-Americana de 1.8 Ga, ocorrido ao final do Evento Transamazônico, a partir do qual instalaram-se as bacias sedimentares mesoproterozóicas em toda a Plataforma Sul-americana (Neves, 1990).

3.3.4.3 - Xisto Costas

Posicionado na base do SCIP, diretamente sobre ardósias do Grupo Bambuí (número 4 da Fig. 3.2), ocorre uma lente tectônica composta por um litotipo muito característico, o "Xisto Costas". Trata-se de uma rocha homogênea, de coloração cinza escuro, com raros agregados lenticulares de feldspato com franjas de recristalização bem formadas. Sua mineralogia típica é composta

por quartzo, plagioclásio, muscovita, epidoto (pistacita, clinozoizita e zoizita) e, minoritariamente, biotita, clorita, K-feldspato e zircão. A muscovita forma 20% do conjunto e ocorre em plaquetas lenticulares de comprimento de até 5mm, definindo a textura lepidoblástica da rocha (recritalização dinâmica incipiente). A biotita marrom mostra-se quase totalmente cloritizada, podendo ocorrer em algumas amostras apenas como inclusões reliquiares em cristais de epidoto. São frequentes zonações de epidoto pistacita, com núcleo de zoizita ou de clinozoizita. Em raros locais, é nítida a gradação de milonitos ricos em feldspato potássico, para o xisto Costas, evidenciando sua origem pela diaftorese de ortognaisse granítico durante sua milonitização.

3.3.4.4 - Gnaisses Diversos Miloníticos

Outras exposições do embasamento alóctone no SCIP incluem rochas fortemente miloníticas, frequentemente superpostas por cataclase, com protólitos de difícil identificação. Pela abundância em porfiroclastos de K-feldspato em matriz rica em quartzo e mica branca, é presumida uma origem a partir do intenso cisalhamento e hidratação de rochas (gnaisses) graníticas.

3.3.5 - O Grupo Bambuí

Na área de estudo, a litologia do Grupo Bambuí consiste essencialmente da predominância de ardósias e metassiltitos laminados, interdigitados a metaconglomerados (fácies Samburá) que

chegam a predominar largamente na região entre Carmo do Rio Claro e Campo do Meio, e nas imediações de Cristais (Anexo I). Na extremidade nordeste da área de estudo, a N de Cristais, rochas carbonáticas (calcilutitos laminados) ocorrem diretamente sobre o embasamento.

As ardósias e metassiltitos laminados ocorrem em afloramentos escassos e profundamente intemperizados. Constituem extensas regiões topograficamente baixas, em grande parte cobertas pelas águas da represa de Furnas. Os locais de melhor exposição são nas encostas protegidas pelos quartzitos alóctones sobrejacentes, profundamente enraivadas pela drenagem. Os metassiltitos são mais frequentes, de cor cinza-esverdeado e apresentam uma laminação onde leitos submilimétricos de clorita e sericita se alternam a leitos quartzosos com carbonato associado. As ardósias apresentam aspecto maciço com clivagem ardósiana planar muito penetrativa. Não foram encontrados afloramentos frescos deste litotipo, que apresenta cores que variam entre esverdeado, passando a creme-amarelado e rosa, com a progressão do intemperismo.

Não ocupando necessariamente a posição basal, os metaconglomerados formam áreas de grande predominância, interdigitados aos pelitos adjacentes. São geralmente clasto-suportados e se associam aos metassiltitos e ardósias na forma de ciclos granodecrescentes, de espessura decimétrica a métrica, com passagens restritas de metagrauvacas. Metaconglomerados matriz-suportados são mais raros, constituindo diamictitos desorganizados. O arcabouço é polimítico, com abundantes

intraclastos (pelito negro e de cor creme) e extraclastos subarredondados a subangulares provenientes do embasamento (gnaisse, granito, jaspe, xisto ultramáfico), da Sequência Serra da Boa Esperança (metarenito ortoquartzítico e feldspático) e da nappe Araxá-Canastra (muscovita xisto grosso). Seixos de outros litotipos, não diagnósticos da sua proveniência, foram observados: quartzito milonítico, metabasito, turmalinito, e outros.

A Norte de Cristais, repousando diretamente sobre o embasamento autóctone, ocorrem rochas carbonáticas com estratificação centimétrica conspícua, em leitos de calcilutito e de siltito carbonático. Não foram observadas estruturas primárias, salvo a estratificação reliquiar bastante tectonizada pelo deslissamento interestratal associado ao dobramento flexural.

3.3.6 - O Embasamento autóctone

O detalhamento e as relações de contato entre as unidades do embasamento autóctone não foram abordados neste trabalho. Desta forma, tal domínio acha-se representado de forma indivisa no Mapa Geológico-tectônico (Anexo I). Limita a área estudada a Sul e a Leste, constituindo respectivamente o Complexo Campos Gerais e o embasamento do Cráton do São Francisco. Predominam três associações litológicas: rochas granodioríticas, tonalíticas e gabróicas, mais ou menos gnaissificadas, e frequentemente migmatíticas; faixas de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, do tipo granito-greenstone, notadamente a Sul de Alpinópolis (Szabó, 1989); e parte do maciço

intrusivo tardi-Transamazônico denominado "granito Porto dos Mendes" (Teixeira, 1985).

3.4 - DISCUSSÃO: CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS DAS UNIDADES METASSEDIMENTARES ALÓCTONES

Trouw et al. (1984) já haviam relatado a semelhança de empilhamento estratigráfico entre os Grupos Canastra e Araxá na região da Sinforma de Passos e as unidades metassedimentares ao sul do Cráton do São Francisco, mais especificamente o Grupo Andrelândia. Mais recentemente, Andreis et al (1989) e Ribeiro et al. (1990), à luz de levantamentos específicos, subdividiram a estratigrafia dos metassedimentos daquela região em ciclos deposicionais, separados por discordâncias sedimentares. Com esta nova ordenação estratigráfica, é possível reiterar e refinar as correlações inicialmente propostas por Trouw et al. (op. cit.): os Grupos Canastra e Araxá, como concebidos no presente estudo, são correlacionáveis respectivamente aos Ciclos Deposicionais Carandaí e Andrelândia, com base na semelhança de associação e sequência litológicas. O primeiro se superpõe erosivamente aos metarenitos e metaconglomerados dos Ciclos Deposicionais Tiradentes e Lenheiro. Litologicamente, é constituído, à semelhança do Grupo Canastra, por uma predominância de biotita clorita calcifilitos com lentes de metacalcário; para o topo, os filitos ficam mais quartzosos e as intercalações quartzíticas, a princípio delgadas, tomam importância à medida em que os carbonatos desaparecem. Os filitos associados aos quartzitos também passam a apresentar coloração tipicamente cinza prateado. O Ciclo Depositional Andrelândia

(correlacionável ao Grupo Araxá), estratigraficamente mais novo que o Carandaí, é constituído na base por uma expressiva e contínua camada de paragnaisses tipicamente bandados, seguidos por uma complexa associação de biotita e muscovita xistos, quartzitos e paragnaisses diversos, com rocha calcissilicática e gondito subordinados.

A Sequência Serra da Boa Esperança, por sua vez, não é tão facilmente correlacionável regionalmente. É mais antiga que o Grupo Bambuí, pois os metarenitos quartzíticos típicos da unidade Serra do Chapadão são facilmente identificáveis na forma de seixos dos metaconglomerados polimíticos do Grupo Bambuí em graus variados de deformação (Fotos 14 e 15). Pelo contexto litológico marcado pela abundância de metarenitos e metaconglomerados ortoquartzíticos, a Sequência Serra da Boa Esperança poderia em princípio ser correlacionável aos Ciclos Depositionais Carandaí e Lenheiros, à Formação Moeda do Supergrupo Minas ou ao Grupo Paranoá, por exemplo. Entretanto, a sua colocação como parte integrante do greenstone-belt de Piumhi, como proposto por Fritzsons et al. (1980) e Schrank et al. (1984) para a extensão destas rochas para a região da cidade homônima, não encontra respaldo nas observações feitas na área estudada. As relações de contato entre a Sequência Serra da Boa Esperança e rochas ortoderivadas do embasamento alóctone são sempre marcadas por planos de cavalgamento, com truncamento das estruturas nos metassedimentos da primeira. Exceção a esta regra é o contato da unidade Serra da Mamona, que pode ser uma discordância basal por iniciar-se sistematicamente com metaconglomerados quartzíticos

sobre o embasamento gnaiss-greenstone. Outra distinção característica é a inexistência de intrusões ou aplitos granitóides na Sequência Serra da Boa Esperança, o que é frequentemente identificado na associação metavulcano-sedimentar "greenstone-belt".

CAPÍTULO 4

LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS E SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

4.1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Quando bacias sedimentares são envolvidas em processos orogenéticos, indícios sedimentológicos cruciais acerca do ambiente geotectônico de sua formação são muitas vezes obliterados pela deformação e pelo metamorfismo: fenômenos comuns são o desmembramento da cobertura de seu embasamento, a mistura tectônica de segmentos basinais originalmente distantes e a destruição de estruturas primárias e da geometria dos corpos sedimentares. Quando estes processos se encontram em estágio adiantado, até mesmo o critério de associação litológica, face às dificuldades usuais de reconhecimento seguro dos seus protólitos, torna-se impreciso.

Neste contexto, o estudo do quimismo de rochas magmáticas contemporâneas ou penecontemporâneas à sedimentação pode fornecer indicações acerca da ambientação geotectônica pré-deformacional. Entre as rochas magmáticas, os basaltos ("latu sensu") têm tido especial atenção na literatura internacional, não só pelas informações que trazem sobre o manto, onde têm sua origem, como pela sua ocorrência em praticamente todos os

ambientes geotectônicos, compressivos ou extensivos (e.g. Condie, 1989).

4.2 - XISTOS VERDES E ANFIBOLITOS: CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E OCORRÊNCIA

Em diversos níveis estratigráficos da Nappe Araxá-Canastra (NAC) e em várias lentes do embasamento alóctone ocorrem rochas com mineralogia típica de metabasitos, nas fácies xisto verde e anfibolito. Entre estas, foram selecionadas amostras de afloramentos que, por sua homogeneidade e por seus contatos bruscos com metassedimentos, foram considerados como de provável origem magmática. Correia (1986), em seu estudo litogeoquímico dos anfibolitos do Grupo Araxá na região de Cássia, concluiu também pela origem ortoderivada dessas rochas.

O largo espectro de grau metamórfico, variando da fácies xisto verde inferior à fácies anfibolito, produziu grande diversidade de associações mineralógicas. Desta forma, filitos e xistos de coloração verde escura (biotita anfibólio clorita filitos albíticos) e epidoto anfibolitos negros (localmente com granada) homogêneos ocorrem nos Grupos Canastra, Araxá e muito subordinadamente na Sequência Serra da Boa Esperança. À medida em que aumenta o grau metamórfico da NAC, da base para o topo (Simões et al., 1988), as associações minerais metamórficas típicas se sucedem, com especial variação nos anfibólitos: filitos metabásicos com clorita e actinolita (sem biotita) passam para xistos verdes a clorita e hornblenda actinolítica de pleocroísmo verde-azulado (com biotita), que por sua vez evoluem para (epidoto) anfibolitos

grossos com hornblendas típicas, de pleocroísmo verde-pardo.

Merece especial destaque a zona de transição entre os Grupos Canastra e Araxá. Este intervalo estratigráfico é marcado pela ocorrência de metabasitos, ao longo de toda a NAC na região da Sinforma de Passos. A disposição dos afloramentos, distribuídos mesmo que descontinuamente por mais de 100 km de extensão no mesmo restrito intervalo estratigráfico (topo do Grupo Canastra e nas porções inferiores do Grupo Araxá, representado pelos paragnaisses bandados) é sugestiva para uma origem vulcânica extrusiva. Neste caso, sua descontinuidade poderia ser atribuída a espessuras modestas com boudinagem dos leitos metabásicos, mais competentes, severamente estirados e rompidos pelo intenso cisalhamento dúctil sofrido pelo conjunto.

4.3 - AMOSTRAGEM E RESULTADOS OBTIDOS

Na região em questão, a amostragem para estudos litogeoquímicos é fortemente condicionada pelas condições de intemperismo químico, visto que são bastante raras ocorrências de rochas metabásicas suficientemente frescas, assim como de outros litotipos muito suscetíveis à alteração intempérica. Com vistas a uma melhor representatividade, as amostras da área de estudo foram analisadas conjuntamente com outras provenientes das porções mais ocidentais da NAC (a oeste de Passos), onde o Grupo Araxá se acha melhor representado. Parte destas amostras (ver Tabela 4.2) foram gentilmente cedidas por Luiz S. A. Simões (UNESP), que desenvolve uma Tese de Doutorado (IG-USP) sobre aquela região, com ênfase na sua evolução metamórfica.

Na Tabela 4.1 são apresentadas composições químicas de 20 amostras de metabasitos, todas provenientes dos Grupos Canastra e Araxá. Na Figura 4.1 é indicada a localização das amostras, cujas coordenadas UTM e principais características encontram-se resumidas na Tabela 4.2.

As análises foram executadas pela GEOLAB (Divisão de Laboratórios da GEOSOL Ltda.), através dos seguintes métodos: fluorescência de raios-x (FRX), com fusão de pó de amostra misturado a tetraborato de lítio (Si, Al, Ti, Ca, Fe total, e todos os traços) e com pó prensado (P); absorção atômica (Mn, Ca, Na, K, Mg); titulação com permanganato de potássio (Fe+2). Os erros analíticos são estimados em 2% para FRX a fusão e para absorção atômica, e de 5% para FRX em pó prensado. Para as análises de Elementos Terras Raras (ETR) foi empregada a metodologia descrita em Dutra (1984), por espectrometria de plasma (ICP).

4.4 - TIPO LITOLÓGICOS E DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Entre as características geoquímicas coletivas dos metabasitos homogêneos da NAC, ressalta-se a nítida bimodalidade no que se refere ao teor de TiO_2 (Figura 4.2a), padrão que se acentua (Figura 4.2b) quando analisado em conjunto com os dados de Correia (1986): os histogramas apresentados mostram duas modas, de 1,3% e 3,3% de TiO_2 , com uma lacuna entre 1,8 e 2,2% de TiO_2 . O valor de 2% em TiO_2 foi então utilizado como limite divisor das amostras chamadas de "alto titânio" (ATi) daquelas de "baixo

Figura 4.1- Localização das amostras analisadas. Geologia segundo Simões & Valeriano (1990), com modificações.

	DEL-1-89b	IL-4-41b	DRG-4-34	RF-3-134	DEL-1-81	RF-2-52	DRG-4-35	DRG-4-3	DEL-1-39k	LN-5b
a)										
SiO ₂	49.40	49.80	48.80	45.70	49.60	49.30	48.40	46.90	50.00	48.40
TiO ₂	1.30	1.70	1.50	1.40	1.00	1.20	1.20	1.30	0.92	1.00
Al ₂ O ₃	16.70	14.70	16.00	16.00	15.70	15.50	16.50	17.40	14.70	14.40
Fe ₂ O ₃	3.80	6.00	5.10	8.20	5.80	5.80	4.60	5.30	3.30	4.70
FeO	7.70	7.00	7.40	5.60	5.00	4.90	6.80	6.70	7.00	7.30
MnO	0.17	0.23	0.23	0.22	0.15	0.16	0.21	0.21	0.18	0.18
MgO	5.50	5.80	6.30	6.70	7.10	7.30	7.40	7.50	8.60	8.70
CaO	10.20	5.80	9.00	9.70	11.40	9.10	7.30	8.60	11.30	11.50
Na ₂ O	0.86	3.10	3.00	2.60	1.80	2.50	3.80	2.50	2.30	1.10
K ₂ O	0.67	1.40	0.26	0.41	0.27	0.70	0.65	0.27	0.14	0.84
P ₂ O ₅	0.05	0.28	0.20	0.16	0.06	0.09	0.13	0.13	0.07	0.09
Total	96.35	95.81	97.79	96.69	97.88	96.55	96.99	96.81	98.51	98.21
H ₂ O	3.35	3.24	1.73	2.85	1.82	2.99	2.65	3.23	0.93	0.94
CO ₂	0.25	0.70	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.40
LOI	0.06	0.08	0.43	0.05	0.06	-	0.48	0.43	-	0.02
Mg #	46.85	45.46	48.36	47.91	55.32	56.25	54.66	53.82	60.59	57.35
Cr	342	68	200	137	411	205	230	220	411	68
Ni	157	157	120	236	157	157	160	170	236	79
Co	82	82	-	103	82	72	-	-	97	72
V	290	220	-	260	260	240	-	-	270	260
K	5562	11622	2158	3404	2241	5811	5396	2241	1162	6973
Rb	13	30	12	11	10	20	18	15	11	14
Ba	81	528	58	206	72	358	200	68	72	90
Sr	47	270	260	220	79	250	220	270	69	72
Nb	10.0	17.0	10.0	12.0	10.0	13.0	10.0	10.0	10.0	10.0
Zr	68	200	98	110	49	110	72	75	48	59
Ti	7793	10192	8993	8393	5995	7194	7194	7793	5515	5995
Y	28	28	10	26	25	24	10	23	33	22
La	4.81	21.53	11.28	13.91	3.19	9.41	8.42	27.62	3.08	2.44
Ce	11.41	46.45	30.23	33.21	8.60	22.76	21.45	22.98	8.13	8.29
Nd	10.66	24.78	16.22	23.00	6.67	14.94	12.62	34.83	6.90	5.98
Sm	3.28	5.20	3.90	6.19	2.06	3.54	3.02	8.08	2.22	1.93
Eu	0.92	1.23	1.06	1.58	0.57	0.95	0.94	2.32	0.65	0.54
Gd	3.77	4.59	3.60	6.72	2.26	3.48	2.95	7.49	2.91	2.30
Dy	4.56	4.06	4.04	7.81	2.84	3.56	3.59	8.12	3.63	2.92
Ho	0.97	0.83	0.84	1.63	0.63	0.77	0.66	1.55	0.81	0.65
Er	2.92	2.33	2.43	4.69	2.00	2.37	2.04	3.83	2.60	2.06
Yb	2.71	1.66	2.07	4.20	1.78	2.05	1.62	2.94	2.26	1.77
Lu	0.35	0.18	0.26	0.56	0.24	0.26	0.19	0.33	0.31	0.23
Cl	20.00	4.59	20.00	34.00	20.00	53.00	20.00	20.00	20.00	20.00

Tabela 4.1 - Composição química dos metabasitos da Nappe Araxá-Canastra: a) Baixo (2%) TiO₂; b) Alto (2%) TiO₂.

b)

	1-115-a	1-115-b	1-120-b	13-71	508-3-55-b	513-3-55-b	513-7-43	14-4-93	151-53-b	1-115-b
SiO ₂	54.50	49.60	51.50	50.50	51.50	47.70	46.10	51.70	45.30	45.10
TiO ₂	2.90	3.30	2.90	3.10	3.20	3.20	2.20	3.10	0.40	1.40
Al ₂ O ₃	12.50	13.30	14.20	13.80	13.90	16.70	14.40	12.50	14.00	13.40
Fe ₂ O ₃	7.90	7.10	6.00	8.90	9.30	7.80	9.20	2.90	5.50	5.70
FeO	7.00	7.70	7.70	6.50	4.20	6.30	5.60	12.20	10.50	9.00
MnO	0.17	0.25	0.25	0.20	0.18	0.18	0.20	0.29	0.28	0.13
MgO	2.70	3.30	3.40	3.50	3.70	3.90	4.60	4.70	5.00	6.10
CaO	5.20	5.40	7.00	7.00	5.80	5.50	6.10	9.00	9.00	2.60
Na ₂ O	5.40	4.60	3.30	2.00	3.40	2.70	3.00	1.90	0.78	4.50
K ₂ O	0.29	2.50	0.86	1.10	1.00	1.30	1.80	0.28	0.18	1.30
P ₂ O ₅	0.59	0.66	0.55	0.72	0.65	0.53	0.27	0.17	0.43	0.81
Total	98.65	97.71	97.96	97.32	96.83	95.81	96.47	98.74	97.62	96.44
H ₂ O	0.99	0.98	1.43	-	2.68	3.81	2.73	0.70	1.16	2.99
CO ₂	0.25	1.00	0.40	-	0.25	0.25	0.55	0.25	1.00	0.40
LOI	0.03	0.01	0.01	1.88	0.02	-	-	0.06	0.02	0.42
Mg #	25.43	29.45	31.63	30.06	34.41	34.29	37.13	36.12	36.85	43.48
Cr	68	68	68	-	68	68	68	68	68	36
Hi	79	79	79	27	79	79	79	79	79	59
Co	62	72	77	47	-	77	82	87	82	-
V	160	170	160	190	170	190	220	470	320	-
K	2407	20753	7139	9131	8301	10792	14942	2324	2324	14942
Rb	8	42	19	23	21	24	26	8	10	27
Ba	81	1164	672	520	985	564	546	45	54	1270
Sr	130	170	280	320	250	510	200	75	68	75
Nb	24.0	27.0	24.0	23.0	27.0	22.0	17.0	18.0	42.0	26.0
Zr	300	340	290	230	320	280	210	190	190	230
Ti	17386	19784	17386	18585	19184	19184	13189	18585	20383	20383
Y	100	45	41	42	41	55	35	52	32	31
La	56.57	36.39	32.09	45.21	32.38	26.12	22.62	11.29	21.22	46.41
Ce	51.91	85.36	71.86	100.30	71.94	59.90	55.67	26.52	50.90	98.74
Nd	59.02	44.40	37.45	54.70	37.23	34.16	28.41	15.49	27.17	53.59
Sm	12.13	9.13	7.87	11.27	7.72	7.43	5.98	3.50	6.05	10.95
Eu	2.63	1.90	1.74	2.41	1.75	1.86	1.40	0.82	1.74	2.19
Gd	12.30	7.67	6.70	9.37	6.59	7.40	5.42	3.20	5.39	9.22
Dy	11.56	6.96	6.07	9.44	5.88	7.14	5.15	2.93	4.69	9.32
Ho	2.40	1.43	1.24	1.85	1.20	1.49	1.08	0.63	0.96	1.88
Er	6.93	4.03	3.43	4.75	3.38	4.34	3.12	1.91	2.67	5.13
Yb	4.93	3.24	2.75	3.37	2.61	3.69	2.32	1.59	2.15	3.72
Lu	0.59	0.41	0.34	0.36	0.30	0.48	0.27	0.20	0.28	0.42
Cl	78.00	120.00	84.00	-	20.00	20.00	26.00	88.00	250.00	20.00

Tabela 4.1 (continuação).

amostra n. campo	n. oto Anexo I	coordenadas UTM	unidade litnestrat.	unid. tect.	litotipo	fácies de metamorfismo	assembléia mineralógica em ordem decrescente acessórios em parênteses
LSD-56-b	*	298,10 - 7743,80	Araxá	NAC	anfibolito homogêneo	anfibolito	hbl-ep-plag-qz (tit-ap-iln)
DEL-1-89k	*	295,60 - 7747,10	Araxá	NAC	anfibolito homogêneo	anfibolito	hbl-ep-zo-plag-qz-rut (tit-ap-op)
DEL-1-89h	*	295,60 - 7747,10	Araxá	NAC	granada anfibolito	anfibolito	hbl-ep-plag-qz-gra-tit-act- (ilm-bi) ru
DEL-1-61	*	299,30 - 7750,70	Araxá	NAC	anfibolito homogêneo, com epidoto retrometamórfico	anfibolito	hbl-ep-qz-plag (tit-ilm-magn-act)
LN-5-b	*	303,00 - 7737,50	Araxá	NAC	anfibolito homogêneo	anfibolito	hbl-ep-plag-qz-bi (tit-ilm-magn)
CA-4-96	*	300,50 - 7734,10	Araxá	NAC	anfibolito com aglomerados de granada e plagioclásio ao redor.	anfibolito	hbl-plag-gra-qz-tit
Z5-71	1782	384,55 - 7690,25	Araxá/base	NAC	clorita xisto fino com porfiroblastos de magnet.	x. verde sup.	cl-bi-ab-ep-magn-qz (ap-tit)
CRC-4-8	1710	386,95 - 7689,65	Araxá/base	NAC	clorita xisto fino e homogêneo	x. verde sup.	hbl+cl-ab-ep-zoiz-clzoiz-qz (ilm-ap-tit)
CRC-4-34	1740	386,35 - 7689,65	Araxá/base	NAC	clorita xisto fino e homogêneo	x. verde sup.	hbl+cl-ab-ep-zoiz-clzoiz-qz (ilm-tit-ap)
CRC-4-35	1741	385,87 - 7689,90	Araxá/base	NAC	clorita xisto fino e homogêneo	x. verde sup.	cl-ab-hbl+ep (tit-op-ap)
AL-MA-54	250	351,15 - 7693,35	Araxá/base	NAC	clorita xisto fino com biotita	x. verde	bi-cl-ab-qz-op (ep-zoiz-clz-ap-turm)
I-59d	*	315,30 - 7709,25	Araxá/base	NAC	clorita anfibólico xisto	x. verde sup.	hbl+plag-op-ep-bi (tit-ap-zo)
I-120b	*	312,90 - 7707,85	Can/Araxá	NAC	clorita anfibólico xisto	x. verde sup.	hbl+plag-cl-ep-zo-qz-op (ap-tit)
I-119-b	*	312,70 - 7707,85	Can/Araxá	NAC	anfibólico-xisto com biotita retrógrada	x. verde sup.	plag-hbl+bi-qz-ep-magn- (ap-tit) carb
SJB-3-43	*	339,00 - 7751,00	Canastra	NAC	clorita xisto fino com domínios lenticulares quartzó-feldspáticos	xisto verde	alb-ep-cl-qz-magn-ilm (tit-bi-mb)
SJB-3-55b	*	337,75 - 7752,5	Canastra	NAC	clorita xisto fino	xisto verde	alb-cl-ep-qz-magn-ilm (tit-bi-mb)
SJB-3-55d	*	337,75 - 7752,5	Canastra	NAC	clorita xisto fino	xisto verde	alb-ep-cl-qz-magn-ilm- (tit) mb
					fenocristais de albita quartzoso		(mb-cl-ap-tit)
II-4-41b	1731	421,20 - 7677,10	Canastra	NAC	clorita xisto fino	x. verde inf.	cl-ab-ep-op-act (ap-turm-cb)
RP-2-52	*	283,70 - 7757,80	Canastra	NAC	clorita xisto fino	xisto verde	alb-ep-cl-act-magn-qz (tit)
RP-3-134	*	283,50 - 7759,10	Canastra	NAC	actinolita xisto fino	xisto verde	alb-ep-act-cl-qz

Tabela 4.2: Características gerais dos metabasitos analisados.

titânio" (BTi). Como os dois conjuntos guardam diferenças sistemáticas em quase todos os elementos, nos diagramas de variação (Figuras 4.3 e 4.4), assim como nos demais diagramas apresentados, os metabasitos da NAC são discriminados entre si segundo este critério (ATi, círculos cheios; BTi, círculos vazados).

O conjunto ATi é relativamente mais pobre em MgO, CaO, Ni, Cr e V e enriquecido em Fe_2O_3^* , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , e especialmente em Nb, Zr, Y e Ba, em relação aos metabasitos BTi. Na Tabela 4.3a, são representadas as composições médias (aritméticas) dos metabasitos ATi e BTi da NAC, onde as tendências acima podem ser observadas. A amostra AL-MA-54, embora com alto teor de TiO_2 , não foi incluída nos cálculos de composição média da Tabela 4.3a acima, pois se mostra bastante divergente em relação às demais ATi da NAC: extremamente enriquecida em Na_2O , P_2O_5 e Ba, e pobre em CaO e Mn. Embora com teores absolutos bastante discrepantes, as médias calculadas segundo os dados de Correia (1986) também mostram as mesmas tendências observadas, especialmente no que se refere aos elementos traço (Tabela 4.3b).

Figura 4.2 - O caráter bimodal em % TiO_2 das amostras estudadas (a) e reunidas (b) às de Correia (1986).

Figura 4.3- Diagramas de correlação dos elementos maiores em função de MgO (ATi = círculos fechados; BTi - círculos abertos).

Figura 4.4 - Diagramas de correlação dos elementos traço em função de MgO (símbolos como na Fig. 4.3).

a) Dados deste trabalho (exceto a amostra AL-MA-54)					b) Dados de Correia, (1986) para anfibolitos do Grupo Araxá				
		BTi (n = 10)		ATi (n = 9)		BTi (n = 11)		ATi (n = 10)	
		%	s	%	s	%	s	%	s
SiO ₂		49,68	(1,33)	51,37	(1,58)	50,30	(3,36)	46,47	(2,55)
TiO ₂		1,28	(0,24)	3,09	(0,33)	1,03	(0,18)	2,69	(0,29)
Al ₂ O ₃		16,10	(0,99)	14,18	(1,34)	13,73	(2,69)	11,94	(1,42)
Fe ₂ O ₃ *		12,87	(1,04)	15,78	(0,83)	21,29	(2,06)	15,46	(1,21)
MnO		0,20	(0,03)	0,22	(0,04)	0,17	(0,03)	0,20	(0,05)
MgO		7,24	(0,98)	3,93	(0,72)	8,58	(3,21)	8,85	(1,65)
CaO		9,58	(1,74)	6,77	(1,36)	11,04	(2,34)	11,34	(1,66)
Na ₂ O		2,41	(0,88)	3,06	(1,34)	2,29	(1,00)	2,02	(0,87)
K ₂ O		0,57	(0,37)	1,07	(0,73)	0,37	(0,16)	0,54	(0,30)
P ₂ O ₅		0,13	(0,07)	0,52	(0,17)	0,18	(0,07)	0,47	(0,10)
Soma		100,06	%	99,99	%	99,98%		99,98%	
Cr		234	(120)	69	(0,8)	342	(194)	178	(125)
Ni		167	(45)	74	(16)	136	(112)	80	(29)
Co		86	(11)	74	(12)	53	(12)	55	(8)
V		263	(20)	231	(97)	244	(38)	337	(31)
Rb		16	(6)	20	(10)	7	(6)	15	(11)
Ba		178	(154)	525	(386)	81	(62)	150	(99)
Sr		180	(94)	227	(135)	232	(237)	556	(253)
Nb		11,5	(2,3)	25,3	(6,9)	5,0	(2,5)	40,9	(13,3)
Zr		91	(45)	266	(55)	89	(21)	206	(52)
Y		23	(7)	50	(19)	27	(6)	30	(7)

Tabela 4.3 - Composições médias dos metabasitos ATi (>2%) e BTi (<2%), provenientes da nappe Araxá-Canastra: a) dados deste trabalho (sem as amostras AL-MA-26 e AL-MA-54); b) dados de Correia, 1986 (Grupo Araxá da região de Cássia). Obs.: s = desvio padrão.

4.5 - CARACTERIZAÇÃO DA ORIGEM ORTODERIVADA

4.5.1 - O Caráter Ortoderivado

Os aspectos de campo que levaram à interpretação da origem magmática para as rochas consideradas são a ausência de

bandamento e contatos bruscos com os metassedimentos encaixantes. Feições primárias, de campo e petrográficas, tais como contatos discordantes, relíquias de piroxênio (augita ou hiperstênio) e plagioclásio zonado, discutidas por Correia (1986), não foram observadas mesmo nas porções de mais baixo grau metamórfico.

Buscando certificar a origem ortoderivada das rochas analisadas, foram utilizados diagramas discriminantes em que suítes ígneas conhecidas são confrontadas com rochas sedimentares e/ou seguramente metassedimentares, para definição dos campos de ocorrência. É importante ressaltar que, na maioria dos diagramas disponíveis na literatura, campos definidos por sedimentos com diferentes proporções de pelito, calcário e dolomito (grauvacas, margas, por exemplo) superpõem-se grandemente aos campos das rochas ígneas basálticas (teores semelhantes em SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , etc.), tornando-se de certa forma ambíguos.

Correlações entre parâmetros de Niggli foram utilizadas nos trabalhos clássicos de Leake (1964) e Van de Kamp (1970), para comparar o campo de variação composicional do diabásio Karroo, na África do Sul (Cox et al., 1967), a misturas com diferentes proporções em pelito, calcário e dolomito. No diagrama $c \times mg$ (Figura 4.5a), de Leake (op.cit.), as amostras se alinham segundo a tendência ígnea, exceto a amostra AL-MA-54, cuja composição se aproxima mais dos pelitos. Tendência semelhante pode ser observada no diagrama $al - alk \times c$ (Figura 4.5b), de Van de Kamp (1970), onde as poucas amostras (I-119b, I-59-d, SJB-3-55d) que não caem no restrito campo do diabásio Karroo se enquadram ainda assim no campo ígneo mais geral.

FIGURA 4.5: a) Diagrama c x mg, de Leake (1964); b) Diagrama al-alk x c de Kamp (1970).

4.5.2 - Possíveis Alterações

Vários processos aloquímicos de interação com fluidos (especialmente água) de diversas origens podem acarretar trocas catiônicas nas rochas basálticas, mobilizando seletivamente determinados elementos e modificando significativamente a sua composição global: na espilitização, o contato com a água do mar durante a cristalização do magma e, posteriormente, durante seu soterramento na diagênese, podem induzir à mobilização de Na_2O , K_2O e CaO (Miyashiro, 1975); durante o metamorfismo progressivo de baixo grau, os sedimentos encaixantes liberam água (e CO_2 , entre outros fluidos) através da formação de paragêneses metamórficas progressivamente mais anidras. O contrário acontece com rochas ígneas que, inicialmente "secas", incorporam parte dos fluidos circulantes para formar paragêneses metamórficas hidratadas (clorita e anfibólio, principalmente); os metabasitos que atingiram a fácies anfibolito ainda experimentaram a expulsão de parte desta água principalmente devido à quebra da clorita; e, finalmente, processos de retrometamorfismo reintroduzem fases minerais novamente mais hidratadas (sericita, clorita, anfibólio). O teor médio elevado de 2,3% em H_2O^+ , isto é água em estado combinado a fases minerais hidratadas, reflete a predominância de amostras da fácies xisto verde (algumas com $\text{H}_2\text{O}^+ > 3\%$). Significativamente, os teores abaixo de 1% em H_2O^+ provêm de amostras da fácies anfibolito, com menos minerais hidratados.

O diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{CaO}$ (Figura 4.6), utilizado por Mullen (1982) para apontar rochas espilitizadas, sugere a alteração de

FIGURA 4.6: Diagrama Na_2O x CaO , de Mullen (1982), para distinção de rochas espilitizadas

FIGURA 4.7: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ x $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, de Miyashiro (1975) para discriminação de rochas alteradas

duas amostras por incorporação de Na_2O : AL-MA-54 e I-59d. A observação dos diagramas de correlação indica que outros elementos foram mobilizados nestas amostras: a amostra AL-MA-54 foi empobrecida em CaO e a amostra I-59d, empobrecida em Rb e Ba, é enriquecida em Y.

Já segundo o diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, que correlaciona a soma à razão dos álcalis (Miyashiro, 1975), apenas a amostra I-59d indica enriquecimento de Na_2O em relação ao K_2O (Figura 4.7). A análise conjunta dos dois diagramas sugere ou remoção seletiva de CaO na alteração das demais amostras ou uma tendência alcalina de um subconjunto das amostras.

Em síntese, o conjunto das evidências de campo e de suas características geoquímicas apontadas acima convergem para a origem magmática das rochas estudadas, embora não se possa determinar se extrusivas ou na forma de diques e sills. A ocorrência persistente em determinados níveis estratigráficos sugere atuação de vulcanismo. Outro suporte, não menos importante para o caráter ortoderivado é a notável coerência na distribuição de elementos traços (incluindo ETR), em comparação com exemplos típicos de basaltos toleíticos continentais da literatura, como será abordado adiante. Apesar de processos de alteração pós-magmática (penecontemporâneos à cristalização ou devido ao metamorfismo) terem sido detectados pelo enriquecimento anômalo de Na_2O (amostra I-59d), não se pode descartar a tendência alcalina de algumas amostras.

4.6 - CLASSIFICAÇÃO E TENDÊNCIAS COMPOSICIONAIS

Basaltos e andesitos basálticos, segundo a classificação de Le Bas & Streckeisen (1989), compõem a maioria das amostras selecionadas para estudo (Figura 4.8). O teor em SiO_2 varia de 46,96% a 54,31% e os poucos termos mais alcalinos, como os traquiandesitos basálticos (I-59d, I-119b e AL-MA-54) e um traquiandesito (AL-MA-26), são rochas que apresentam sinais de alteração com enriquecimento em álcalis, especialmente Na_2O . Destas, apenas as amostras I-119b e AL-MA-54 ficam no campo das rochas alcalinas (ainda com quartzo normativo), segundo a linha de separação de Irvine & Baragar (1971). No diagrama AFM para rochas subalcalinas, dos mesmos autores, o caráter toleítico dos metabasitos da NAC é evidente (Figura 4.9). Como o conjunto BTi é mais magnesiano e o ATi é mais rico em ferro, ambos acham-se bem discriminados no diagrama. As rochas de ATi, por serem também mais ricas em Fe, ficam bem separadas no diagrama triangular catiônico $\text{MgO-FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figura 4.10), de Jensen (1976), com ambas as tendências (ATi e BTi) distribuídas totalmente dentro do campo dos toleitos de alto Fe (TAF).

4.7 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO

A identificação litogeoquímica do ambiente geotectônico de formação de rochas básicas tem sido abordada por três vias principais: diagramas discriminantes, padrões de elementos terras raras e diagramas normalizados. Estas três abordagens serão

FIGURA 4.8: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$, de Le Bas & Streckeisen (1989), para classificação de rochas ígneas. A curva pontilhada superposta, de Irvine & Baragar (1971), separa as rochas alcalinas das subalcalinas

FIGURA 4.9: Diagrama AFM, de Irvine & Baragar, ilustrando o caráter toleítico dos metabasitos subalcalinos

FIGURA 4.10: Diagrama triangular catiônico, de Jensen (1976)

FIGURA 4.11: Diagrama triangular $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, de Pearce et al. (1977), para discriminação de ambientes tectônicos de formação (apenas para rochas sub-alcalinas como SiO_2 entre 51 e 56%)

aplicadas e discutidas separadamente com referência aos dados obtidos.

4.7.1 - Diagramas Discriminantes

Largamente desenvolvidos e aplicados até o final da década de 70, os diagramas discriminantes baseiam-se no emprego empírico de elementos traços (Pearce & Cann, 1973, Meschede, 1986, por exemplo) e maiores (Pearce et al., 1975; Pearce et al., 1977). A partir de suítes vulcânicas de proveniência geotectônica inequívoca, são então gerados diagramas em que campos relativos aos diversos ambientes são definidos graficamente.

O diagrama ternário $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al., 1977) define ambientes geotectônicos com base em rochas vulcânicas subalcalinas cenozóicas com teor em SiO_2 entre 51 e 56%, em base anidra. Das onze amostras que se enquadram à composição requerida, nove caem no campo de rochas continentais (Figura 4.11) e duas amostras caem nos campos de Ilha Oceânica (AL-MA-54, traquibasalto) e de Dorsal e fundo oceânico (RP-2-52), quase no limite com o campo Continental.

Tem sido salientada, na literatura, a semelhança composicional dos elementos maiores de basaltos (e basaltos andesíticos) toleíticos de derrames continentais e basaltos de ilhas oceânicas (Wilson, 1989). De fato, no ambiente oceânico, as ilhas oceânicas são as associações petrotectônicas (Condie, 1989) em que os basaltos mostram maior grau de enriquecimento em elementos incompatíveis, mostrando que evoluem de fontes

mantélicas já anormalamente ricas nestes elementos. Evidências da existência de manto enriquecido (ou não empobrecido no curso de sua diferenciação) são notadas também através dos P-MORB ("plume mid-ocean ridge basalt"), basaltos toleíticos associados a plumas térmicas (Sun et al., 1979, Meschede, 1986). Estas rochas são pobres em K porém enriquecidos em elementos traço incompatíveis em relação aos basaltos de crista oceânica normais (N-MORB). Derrames de platôs continentais e enxames de diques alimentadores, por sua vez, são exemplos de magmatismo intraplaca que, além de terem fontes mantélicas presumivelmente também heterogêneas, com graus de fusão parcial diversos, ainda sofrem efeitos bastante variáveis de contaminação em elementos incompatíveis ao atravessar a crosta continental.

Diagramas que envolvem elementos traço, ou combinações de traços e maiores, fornecem tendências conflitantes e diferenciadas para amostras ATi e BTi aqui consideradas. No diagrama ternário Zr-Ti/100-3Y, de Pearce & Cann (1973), por exemplo, a maioria dos metabasitos BTi indica afinidades com basaltos de fundo oceânico (OFB), ao passo que a maioria dos ATi cai no campo intraplaca (ilhas oceânicas), refletindo maiores graus de enriquecimento em litófilos (Figura 4.12). Já no diagrama de Meschede (1986), que faz distinção entre P-MORB e N-MORB (Figura 4.13), a maioria dos BTi cai no campo dos basaltos P-MORB e as demais (incluindo as ATi) cai nos campos AII e C (toleítos continentais).

Através do conjunto destes diagramas nota-se que entre os metabasitos BTi, alguns apresentam similaridades com basaltos

FIGURA 4.12: Diagrama triangular $Zr - Ti/100 - 3Y$ de Pearce & Cann (1973), para distinção entre ambientes geotectônicos

FIGURA 4.13: Diagrama Zr/4 - 2Nb - Y, de Meschede (1986), para distinção de ambientes geotectônicos

de crosta oceânica, mais especificamente P-MORB, ao passo que as ATi se alinham relativamente bem ao ambiente continental ou pelo menos intraplaca.

4.7 2 - Padrões de Elementos Terras Raras

Nos diagramas de elementos terras raras (ETR), foram utilizados valores fornecidos por Boynton (1984) para normalização pela composição dos condritos. Tres padrões, ilustrados na Figura 4.14, podem ser reconhecidos para as rochas metabásicas da NAC:

4.7.2.1 - BTi Não-fracionado

Entre as amostras BTi, quatro (DEL-1-89h, DEL-1-89k, LN-5b, DEL-1-61) se destacam pelo padrão achatado (Figura 4.14a), com valores normalizados abaixo de 9, razões La/Lu entre 10 e 14 e anomalia negativa de Eu. Pode ser notada também uma leve anomalia positiva de Nd, segundo Myers & Breitkopf (1989) uma característica de toleítos continentais.

Este conjunto de amostras, de maneira geral pobres em ETR, tipicamente cai no campo de Basalto de Fundo Oceânico, nos diagramas de Pearce & Cann (1973) e de Pearce & Norry (1979), com a exceção da amostra DEL-1-89k que, por ser muito rica em Y, geralmente cai fora dos campos definidos nos diagramas. Já no diagrama de Meschede (1986), estas amostras caem no campo dos P-MORB. Entretanto, o padrão horizontalizado nas terras raras leves (ETRL) observado, apesar de mais empobrecido, é mais característico dos basaltos de crista oceânica transicionais (T-MORB) entre os tipos N-MORB, com notável empobrecimento em ERTL, e

FIGURA 4.14: Diagrama de ETR para os metabasitos BTi-não fracionado (a); BTi fracionado (b) e ATI (c).

o P-MORB, mais fracionado nestes elementos (Sun & Nesbitt, 1979). Padrão semelhante de ETR (Figura 4.15) foi também observado por Marques (1988), em basaltos continentais de baixo TiO_2 na Bacia do Paraná (amostras 3064, 3006, 3005, 418 e 448). Para comparação, a composição média (aritmética) destas amostras é listada na Tabela 4.4 abaixo, ao lado da média dos BTi-não fracionados:

	a)	b)
SiO ₂	50,11	48,59
TiO ₂	1,07	1,40
Al ₂ O ₃	15,62	14,81
Fe ₂ O ₃ *	12,09	11,91
MnO	0,17	0,21
MgO	7,58	6,62
CaO	11,26	11,09
Na ₂ O	1,53	2,43
K ₂ O	0,49	0,24
P ₂ O ₅	0,07	0,15
La	3,4	5,0
Ce	9,2	14,1
Nd	7,7	10,0
Sm	2,4	3,1
Eu	0,68	1,11
Yb	2,2	2,3
Lu	0,29	0,34
Y	27	26
Ba	80	74
Rb	12	11
Zr	57	74
Sr	67	159
Cr	313	305
Ni	160	103
Co	84	45

Tabela 4.4: a) Média aritmética das 4 amostras BTi-não fracionado; b) Média de 5 amostras com padrão de terras raras semelhante, provenientes da Bacia do Paraná (Marques, 1988).

FIGURA 4.15: Padrão de ETR para 5 amostras de baixo TiO_2 , semelhantes aos metabasitos BTi-não fracionado, provenientes da Bacia do Parana (Marques, 1988); comparar com a Fig. 4.14 a

4.7.2.2 - BTi Fracionado

As demais amostras BTi mostram um padrão mais fracionado, com razões La/Lu entre 25 e 83 (média 46), chegando a 117 na amostra IL-4-41b. Em relação ao padrão BTi-não fracionado, o padrão BTi-fracionado (Figura 4.14b) mostra enriquecimento relativo em ETRL (La entre 10 e 40) e teores semelhantes nas terras raras pesadas, além de anomalia de Eu menos pronunciada. A amostra CRC-4-8 mostra ainda uma pronunciada anomalia negativa de Ce, que pode ser devida a remobilização em ambiente oxidante ou a erro analítico.

4.7.2.3 - ATi

Nestas amostras o padrão (Figura 4.14c) é mais fracionado ainda com relação aos ETRL e apresenta teores semelhantes de terras raras pesadas, ficando as razões La/Lu entre 55 e 111 (média 89). A anomalia de Eu nestas amostras é bem pronunciada e a amostra I-59d mostra pronunciada anomalia negativa em Ce, que pode ser atribuída a processos de alteração detectados nesta amostra.

4.7.3 - Diagramas Normalizados

Mais recentemente, processos alternativos à diferenciação magmática (e.g. heterogeneidades composicionais no manto e contaminação crustal) têm sido reconhecidos como responsáveis, em parte, pela grande variabilidade composicional em basaltos. Como, em vista destes processos, os diagramas discriminantes podem se tornar ambíguos ou até totalmente errôneos

(Myers & Breitkopf, 1989), tem-se tornado frequente o uso de **diagramas normalizados**. Em tais diagramas os teores ou razões de elementos são divididos pelas abundâncias respectivas de qualquer tipo petrotectônico de referência. São utilizados, por exemplo, os meteoritos condriticos, o manto primordial ou basaltos normais (N-MORB) de cadeia meso-oceânica (Pearce, 1983). Os elementos terras raras são representados separadamente ou junto com outros elementos geralmente incompatíveis, ordenados no eixo horizontal em função do grau de compatibilidade (Wilson, 1989). Esta abordagem tem se tornado mais eficiente no reconhecimento de ambientes geotectônicos, e traz mais informações petrogenéticas do que o uso de diagramas discriminativos isoladamente, pois permite a visualização gráfica e simultânea de numerosos elementos. A curva produzida, com seus "picos" (anomalias positivas) e "calhas" (negativas), combinados à inclinação da linha, corresponde à "assinatura" composicional da rocha estudada e pode trazer importantes inferências sobre enriquecimento e empobrecimento relativo em elementos de diferentes graus de compatibilidade.

A semelhança entre as rochas estudadas e basaltos toleíticos continentais típicos pode ser apreciada através dos diagramas normalizados da figura 4.16. Concebidos por Pearce (1982), inclui 14 elementos traço (além de TiO_2 , K_2O e P_2O_5) normalizados pela composição de N-MORB. Na Figura 4.16a são representadas as composições médias dos metabasitos ATi, BTi-não fracionado e BTi-fracionado, em comparação com composições típicas de basaltos P-MORB e de ilhas oceânicas segundo Wilson (1989). Nota-se que os basaltos de ilhas oceânicas se distinguem dos

FIGURA 4.16: Diagramas normalizados pelo N-MORB, segundo valores de Pearce (1982). (a) ATi, BTi-fracionado, BTi-não fracionado, E-MORB, OIB comparados; (b) BTi-fracionado em comparação com composição típica do platô de Deccan, Índia (Wilson, 1989) e de um enxame de dique proterozóico da Província Superior, Canadá (Condie et al. 1987); (c) ATi comparado a uma amostra da região de Snake River, EUA e da Bacia do Paraná (Wilson 1989)

basaltos continentais estudados por não apresentarem anomalia negativa de Sr e por não serem tão enriquecidos em Ba. Na Figura 4.16b, a composição média (aritmética) dos metabasitos BTi-fracionado é comparada a um basalto típico de derrame continental do platô de Deccan, na Índia (Wilson, 1989) e outro de um enxame de diques (Proterozóicos Inferior) da província Superior, no Canadá, relatado por Condie et al. (1987). Os padrões são muito semelhantes, notando-se em todos um pronunciado enriquecimento em Ba e anomalia negativa em Sr (Figura 4.16c). Na Figura 4.16d, a média dos basaltos ATi é representada junto a basaltos continentais típicos da região de Snake River (EUA) e da Bacia do Paraná (Wilson, op. cit.). Excetuando-se os teores conflitantes em Cr, as amostras exibem o mesmo padrão geoquímico.

4.8 - CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Os metabasaltos toleíticos da NAC mostram notáveis semelhanças geoquímicas com basaltos de platôs continentais de diversas idades, tais como os basaltos juro-cretácicos da Bacia do Paraná, do Deccan (Cretáceo-Terciário), da região de Snake River (Mioceno), e de alguns diques (enxames) proterozóicos da Província Superior (Canadá). Entre as várias características em comum destacam-se a afinidade toleítica predominante e a ocorrência de tipos bem distintos com alto e baixo teor em Ti, P e outros elementos incompatíveis. Esta é uma característica marcante dos vulcanitos da Bacia do Paraná (Bellieni et al., 1984; Marques, 1988) e da Província Karroo, da África meridional (Cox et al., 1967). Assim como na Bacia do Paraná, subordinadamente ainda

ocorrem tipos especialmente empobrecidos em elementos litófilos em geral, e com padrão em ETR achatado, indicando fonte astenosférica em contraposição à fonte litosférica subcontinental enriquecida, observada na maioria dos metabasitos estudados.

Analisando-se a ocorrência dos três tipos discriminados, BTi-não fracionado, BTi-fracionado e ATi, ao longo da sequência estratigráfica da NAC, observa-se que o segundo e o terceiro tipos ocorrem ao longo de toda a coluna, ao passo que os termos menos contaminados (BTi-não fracionado) apenas foram detectados nas suas porções superiores (Figura 4.18). Se o conjunto considerado corresponde a amostragem representativa da proporção entre os três tipos de metabasitos, o que pode não ser o caso devido ao pequeno número de análises disponíveis, tal distribuição poderia indicar a contribuição de magmas primários empobrecidos em elementos incompatíveis, e que não sofreram contaminação crustal. Tal tendência, se comprovada, poderia representar a injeção relativamente tardia (contemporânea à sedimentação das porções superiores do Grupo Araxá) de produtos derivados do manto empobrecido. Uma explicação para a falta de contaminação crustal seria o revestimento dos condutos magmáticos por cristalização nas suas paredes, isolando o magma ascendente das encaixantes mais félsicas.

Estudos petrogenéticos detalhados em basaltos de derrames continentais, incluindo isótopos instáveis (Sr, Nd, Pb), têm revelado uma grande variabilidade composicional e isotópica, decorrente da combinação de vários processos, com importâncias relativas ainda muito debatidas na literatura: contaminação

FIGURA 4.17: Diagrama triangular $\frac{Zr}{Nb}$, $\frac{Zr}{Y}$ e $\frac{Y}{Nb}$, de Myers Breitkopf (1989), para os metabasitos ATi e BTi, da NAC. A separação das amostras indica processos não relacionados a diferenciação magmática.

FIGURA 4.18: Relação esquemática mostrando a ocorrência dos três tipos ao longo da coluna estratigráfica da NAC. OBS: 1 - BTi fracionado; 2 - BTi fracionado; 3 - ATi; 4 - ocorrência de metagravaca vulcânica.

crustal, fusão parcial de manto enriquecido, mistura entre fontes empobrecidas e enriquecidas, realimentação periódica de câmaras magmáticas com magma picrítico, entre outras (Wilson, 1989). A tendência mais recente no estudo destes ambientes tem sido no sentido de detalhar variações composicionais verticais, a fim de detectar sequências composicionais evolutivas (por exemplo, em Cox & Hawkesworth, 1985). Marques (1988), em estudo detalhado das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná com base na distribuição de elementos traço, ETR e razões isotópicas de Sr e Nd, obteve indicações da existência de fontes primárias já distintas, com a composição final dos produtos influenciada pela assimilação crustal e mistura de magmas. Myers & Breitkopf (1989) utilizaram o diagrama ternário Zr/Nb - Zr/Y - Nb/Y para detectar variações composicionais em basaltos, não causadas por processos de diferenciação (fusão parcial ou cristalização fracionada). Como estes elementos são extremamente incompatíveis, não mostram variações significativas de suas razões mútuas, em suítes diferenciadas. Segundo estes autores, variações nestas razões, como os trendes distintos formados pelos metabasitos ATi e BTi (Figura 4.17), seriam uma indicação de tais processos, não relacionados à diferenciação magmática.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE ESTRUTURAL GEOMÉTRICA DOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS E INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA

5.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta uma análise da orientação e das relações espaciais dos elementos geométricos resultantes da deformação, visíveis no campo. Este tipo de estudo visa a definição da forma tridimensional dos corpos rochosos e também busca trazer subsídios a interpretações cinemáticas dos processos tectônicos.

Os dados referentes à orientação espacial de elementos estruturais, tais como bandamento composicional primário ou não, dobras, foliações, lineações, etc., foram coletados em campanhas de levantamento individuais ou em grupo pelo autor e por outros grupos de trabalho, geralmente realizando estágios de campo curriculares de graduação em geologia (UFRJ, UERJ, UNESP, vide Figura 1.3). De um grande universo de dados algo heterogêneos, foram integrados neste estudo cerca de 1800 afloramentos, dos quais 1341 levantados no campo pelo autor. Foram integrados também dados provenientes de estágios de campo que não contaram com a participação direta do autor, selecionados segundo critérios de confiabilidade, principalmente quanto à presença ou não do professor orientador no ato das observações. Esta triagem resultou em um acervo final de 5429 medidas selecionadas, apresentadas

graficamente neste trabalho, que incluem 3950 medidas de foliação, 495 de lineações (da deformação principal), e 577 referentes a eixos e 407 de planos axiais de dobramentos tardios.

Todos os dados foram primeiramente lançados em mapa, na escala de 1:50.000, a mesma em que foram feitos o Mapa Geológico-tectônico (Anexo I) , as 12 seções estruturais apresentadas (vide Anexos II e III) e definidos os domínios para confecção de estereogramas. Os dados então foram condensados na escala de 1:100.000 e apresentados nos anexos II (Seções estruturais), III e IV (mapas estruturais). A terminologia utilizada para a descrição de elementos estruturais segue a conceituação de Hobbs et al. (1976), exceto quando acompanhada de referência específica.

Inicialmente, será feita a análise estrutural ^{de} geométrica das estruturas meso e megascópicas de cada compartimento tectônico separadamente, visto que importantes superfícies de empurrão separam as unidades tectônicas, cada qual com peculiaridades de estilo estrutural. Segundo esta abordagem, em cada unidade tectônica serão definidas as respectivas fases de deformação, denominadas cronologicamente D_1 , D_2 , etc., com suas respectivas estruturas planares (S_1 , S_2 , etc.) e lineares (L_1 , L_2 , etc.). No item 5.5 será feita uma síntese comparativa na qual as fases de deformação serão correlacionadas através das unidades tectônicas com vistas à formulação de um modelo de desenvolvimento cinemático.

5.2 - NAPPE ARAXÁ-CANASTRA (NAC)

5.2.1 - Introdução

Descrições anteriores do esquema estrutural dos Grupos Araxá e (Formação) Canastra na região da Sinforma de Passos, baseados em estudos detalhados de áreas localizadas, podem ser encontradas em Morales et al. (1983), Trouw et al. (1984) e Heilbron et al. (1987). Tais trabalhos enfatizam o caráter alóctone do conjunto, embora posicionando seu empurrão basal diferentemente, e uma evolução deformacional polifásica: uma ou duas fases de deformação cisalhante subhorizontal são sin-metamórficas, responsáveis pela geração das foliações S_1 e S_2 penetrativas, acompanhadas de intenso dobramento e falhas de empurrão; e uma ou duas fases de deformação posteriores ao auge metamórfico, que dobraram e falharam verticalmente a estruturação preexistente.

No presente trabalho, as estruturas foram agrupadas segundo a "Deformação principal" e "Deformações tardias" e serão descritas em suas características de estilo, orientação, padrões de superposição (Ramsay, 1962; Hobbs et al., 1976) e relação temporal com o metamorfismo.

5.2.2 - A Deformação Principal (D_1+D_2) da NAC

A observação de padrões de superposição de dobramentos precoces apertados a isoclinais, reclinados a recumbentes, levou Morales et al. (1983) e Trouw et al. (1984), entre outros, a

proporem a ocorrência de duas fases de deformação, D_1 e D_2 (com respectivas foliações S_1 e S_2 e lineações L_1 e L_2). Entretanto, a distinção rigorosa das estruturas D_1 - D_2 durante levantamentos de campo é de difícil aplicação, especialmente no caso das dobras, devido aos seguintes aspectos:

- pouca diferença de estilo entre os dobramentos, ambos (D_1 e D_2) tendendo ao similar apertado a isoclinal;

- na maioria dos afloramentos, a não ocorrência de padrões de superposição torna necessário certificar se apenas o acamamento sedimentar relictos está sendo dobrado, com a formação de uma clivagem ardósiana plano-axial (caso de uma dobra D_1), ou se uma foliação também já está sendo dobrada, com formação de uma clivagem de crenulação S_2 no plano-axial (caso de uma dobra D_2);

- observação de dobras em bainha e mudanças gradacionais de orientação do eixo (e lineação de interseção) das dobras dentro do plano axial, em escala de afloramento e de mapa (Anexo V), o que é desfavorável para o uso estrito do critério de orientação;

- pelo menos nas porções de mais baixo grau metamórfico (fácies xisto verde), não se verificam evidências de pulo ou contraste metamórfico entre as paragêneses formadoras de S_1 e S_2 .

Em face de tais características, é aqui adotado tentativamente um esquema de nomenclatura em que o termo "deformação principal" compreende as fases $D_1 + D_2$, resultantes de deformação progressiva em ambiente de intenso cisalhamento dúctil de baixo ângulo, contemporâneo ao metamorfismo progressivo. Neste

tipo de evolução ocorre a rotação das dobras precoces (D_1 , com formação de clivagem/xistosidade ardosiana) e o subsequente redobramento por aquelas tardiamente nucleadas (Bell, 1978; Berthé & Brun, 1980). Esta interpretação ressalta o interrelacionamento genético e o encadeamento das duas fases de deformação D_1 e D_2 , mantendo-se a utilização da nomenclatura S_1 , L_1 e S_2 , L_2 para as respectivas foliações e lineações.

A deformação principal na área investigada é evidenciada por suas dobras, pela intensa anisotropia planar, aqui denominada de "foliação principal", e por feições lineares diversas que, juntamente com variada gama de feições microtexturais, tipificam um ambiente de intenso cisalhamento dúctil de baixo ângulo. Estes elementos estruturais serão a seguir descritos em seu estilo e orientação.

5.2.2.1 - Dobras da Fase Principal na NAC

A deformação principal gerou duas etapas de dobramento apertado a isoclinal (D_1 e D_2) em escala microscópica a megascópica, responsável pela geração da foliação principal. Esta foliação, cuja morfologia será descrita mais adiante, desenvolve-se em posição plano-axial às dobras, sendo mais propriamente descrita como clivagem/xistosidade de crenulação S_2 . Como a deformação D_2 envolveu processos de transposição do conjunto $S_0 // S_1$, exceto em regiões relativamente restritas (charneiras de dobras), S_2 será considerada subparalela ao bandamento primário das rochas e a S_1 .

Dobras comprovadamente D_1 são raras e foram observadas apenas em escala micro e mesoscópica. São isoclinais e comumente apresentam eixos com caimento para Norte.

Em perfil, as dobras D_2 são geralmente apertadas a isoclinais, do tipo II de Ramsay (1967), fortemente anisópacas (Fig. 5.1a). Em afloramentos que permitem boa observação tridimensional, estas dobras comumente apresentam desvios em relação à geometria cilíndrica, interpretados como decorrentes de um regime de deformação progressiva com importante componente de cisalhamento dúctil: mudanças significativas no ângulo interflancos em perfis sucessivos da mesma dobra, interpretadas como produto de seu processo de nucleação (Figura 5.1b) e progressivo apertamento; e deflexões do eixo de dobra, sempre contido na superfície axial planar, configurando dobras em bainha (Morales et al., 1989). A Figura 5.1c mostra o aspecto ovalado característico da foliação $S_0//S_1$ em uma dobra em bainha, na qual observa-se uma forte lineação mineral (definida por micas e opacos) suparalela à geratriz da superfície cônica definida.

Nas escalas meso e macroscópica, o dobramento D_2 é fortemente assimétrico (em "Z", olhando para W/NW), e dobras com assimetria oposta ocorrem apenas como parasíticas, nos flancos curtos (invertidos) de dobras maiores. Nas Seções Estruturais B, C e D (AnexoII), é possível observar-se a assimetria do dobramento macroscópico, exibindo megadobras de comprimentos de onda da ordem de 2 km e amplitudes que chegam pelo menos a 7,5 km.

Onde a superposição D_2 sobre D_1 é clara, nota-se que a fase D_1 gerou foliação (S_1) mais penetrativa, do tipo

a) Dobra D_2 no quartzito do Grupo Canastra, próximo à Represa de Furnas.

b) Variação progressiva do ângulo interflancos de dobras D_2 em quartzito do Grupo Canastra, interpretada como decorrente da sua nucleação durante o cisalhamento (S. da Ventania).

c) Dobra em bainha (corte normal à lineação mineral) em quartzito do Grupo Canastra (S. do Sapucaí).

Figura 5.1- Feições associadas a dobras D_2 (traçado sobre fotografia)

clivagem/xistosidade ardosiana, ao passo que a deformação D_2 resultou em clivagem/xistosidade de crenulação. Os padrões de superposição, geralmente do tipo 3 ("dobras em laço") de Ramsay (1962), são mais facilmente visíveis em rochas com bandamento composicional bem desenvolvido. Na Figura 5.2 são mostrados alguns exemplos de tais padrões observados na pedreira de mármore de Alpinópolis (ponto 141). Ali, um corte vertical de aproximadamente 15m exibe mesodobras assimétricas D_2 com clara superposição sobre o dobramento isoclinal D_1 .

Através dos anexos IV e V é apresentada a visualização gráfica da distribuição de atitudes da foliação principal e dos eixos das dobras associadas, respectivamente. No Anexo IV, a Nappe Araxá-Canastra foi subdividida em 10 domínios relativamente homogêneos de orientação da foliação principal (o mesmo que plano axial das dobras), com os respectivos estereogramas (NAC-1 a NAC-10) de seus polos. Os máximos de concentração dos dez domínios mostram a foliação principal (em termos de orientação, o mesmo que superfície axial das dobras da deformação principal), com 5 a 20 graus de mergulho, exceto nos domínios NAC -5 e 10, que apresentam mergulhos entre 20 e 45 graus. São predominantes as direções de mergulhos para 330 (direção azimutal, medida no sentido horário, de 0 a 360 graus) e 225, fortemente controladas pelo dobramento das fases tardias. No Anexo V, o estereograma NAC-1+2 mostra a orientação dos eixos de dobras (e lineação de interseção $S_2 \times S_1 // S_0$), com caimentos na maioria dos casos abaixo de 30 graus (com máximo de concentração em 10 graus), entre 260 e 330.

FIGURA 5.2 : DOBRAS D_2 SUPERPOSTAS AO DOBRAMENTO D_1 (DETALHES) NO PONTO 141, PEDREIRA DE MÁRMORE DO GRUPO CANASTRA, A SE DE ALPINÓPOLIS.

Esta combinação de orientações originalmente suaves de eixo e superfície axial do dobramento principal faz com que, dependendo do posicionamento em relação ao dobramento tardio, uma mesma dobra da fase principal pode variar de recumbente para reclinada ou revirada.

5.2.2.2 - Transporte Tectônico e Seus Indicadores Cinemáticos na NAC

Processos de cisalhamento dúctil em materiais heterogêneos, como as rochas, com suas camadas e grãos (e agregados) minerais de diferentes competências, proporciona uma série de feições deformativas micro e mesoscópicas que permitem a inferência da orientação e/ou do sentido do cisalhamento. O crescimento das descrições destes indicadores cinemáticos ("shear sense indicators"), em número e variedade na literatura internacional recente (Simpson & Schmid, 1983; Passchier & Simpson, 1986; Hanmer & Passchier, 1991), atesta sua importância no desvendamento da movimentação tectônica.

Lineações mineral e de estiramento têm sido interpretadas, com certas reservas, como indicativas da **direção do cisalhamento** (Shackleton & Ries, 1984). Segundo o modelo de cisalhamento simples, a direção de máximo estiramento (a grosso modo definindo a lineação) tende a se paralelizar à direção de cisalhamento (Ramsay & Huber, 1983) com incrementos de "strain". A lineação mineral tem ampla distribuição na NAC, na forma de orientação linear de grãos ou agregados de ilmenita, magnetita ou mica branca, contidos na foliação S_2 , geralmente melhor

observáveis nos quartzitos micáceos plaqueados ("mil folhas"). A lineação de estiramento observa-se na forma de "boudinage" de porfiroblastos de turmalina, e na forte orientação dimensional de agregados de quartzo em veios deformados, de carbonato em mármore, e de feldspato em paragnaisses.

No Anexo V acham-se representadas em mapa e em estereograma as medidas de lineação mineral e de estiramento na NAC, juntamente com lineação de interseção ($S_2 \times S_1 // S_0$) e eixos de dobras. Observa-se o comportamento diferencial entre o eixo L_2 do dobramento, paralelo à L_2 de interseção, e da direção de estiramento máximo, indicada pelas L_2 mineral e de estiramento. Estes dois elementos lineares contidos no plano S_2 , ora coincidem em orientação, ora são oblíquos entre si. Tal padrão se explica pela rotação progressiva dos eixos, na direção de X, conforme proposto no modelo de formação de dobras em bainha (Cobbold & Quinquis, 1980). A direção de estiramento, na maior parte da área, é marcadamente E-W (vide estereogramas NAC-1 + NAC-2, no Anexo V), exceto na sua extremidade leste (domínio NAC-2), onde se deflete para a direção NW-SE. Esta deflexão não parece estar relacionada ao dobramento pós- D_2 , que é muito suave. Foi interpretada como resultado de processos de cisalhamento continuado sobre a anisotropia linear já formada. Um modelo de deformação, integrando os diversos elementos geométricos será apresentado ao final do capítulo 5.

Os melhores indicadores do sentido do cisalhamento, observados na NAC, ocorrem nos xistos e quartzo-xistos do Grupo Canastra, na forma de foliações S-C, sempre com indicação de

movimentação do topo para E a SE. O plano C, de cisalhamento, é paralelo ao bandamento composicional e a foliação S é definida por agregados lenticulares de mica em forma sigmóide, comumente chamados de peixes de mica (Fotos 2 e 3*). É importante notar que os dois planos materialmente presentes não formam lineação de interseção pelo fato da foliação S ser sigmóide e assintótica à foliação C. Bandas de cisalhamento ("shear bands") se associam a esta trama, se superpondo na forma de planos (C') conjugados sintéticos ao cisalhamento, porém com efeito extensional na direção de cisalhamento, ao contrário da foliação S-C (Figura 5.3). A textura resultante é o aspecto da foliação principal fortemente anastomosada, origem da denominação informal de campo de "escama de peixe", xisto "chapinha", filito "escamoso" ("oyster shell schist").

Nos quartzitos ocorre uma feição microscópica interpretada como equivalente à foliação S-C descrita acima, com indicação de vergência consistente com a dos xistos interestratificados. Nas porções basais da NAC, os quartzitos são finamente recristalizados e localmente a diminuição do tamanho de grão é extrema, tornando a rocha translúcida e com fratura conchóide, onde se desenvolve uma forte lineação de estiramento. Em lâmina delgada, em cortes paralelos à L_2 e normais à foliação, observa-se uma forte orientação dimensional do quartzo, definindo S_2 . Cristais diminutos de mica branca contribuem para esta anisotropia planar. Oblíquos a esta trama, limites de subgrãos e bandas de extinção coletivamente definem outro elemento planar (Foto 4), interpretado como equivalente ao plano s (de S-C),

* pág. 171, 172.

resultado do achatamento.

Além destas feições, em rochas com bandamento composicional milimétrico, filmes micáceos entre leitos quartzíticos tomam a feição de peixes de mica interligados (Figura 5.3).

5.2.3 - Fases de Deformação Tardias da NAC (D_3 e D_4)

Em todas as escalas, dobras, crenulações e "kink bands", além de estruturas rúpteis, acham-se superpostas claramente à estruturação planar/linear resultante da deformação principal. Coletivamente, estas estruturas serão referidas como "deformação tardia" e suas características texturais, descritas mais adiante, evidenciam processos de deformação menos intensa e a temperaturas mais baixas em relação à deformação principal. Concorrem para esta interpretação feições mesoscópicas típicas, como o dobramento com tendência a isópaco, geneticamente relacionado a falhas e sem geração de foliação plano-axial penetrativa.

Na grande maioria dos afloramentos, notam-se uma ou duas direções de dobras, crenulações e "kink bands" sobre a foliação principal, especialmente quando esta mergulha suavemente. Estes dobramentos apresentam superfícies axiais íngremes a subverticais, cuja interseção com a foliação principal determina a atitude dos eixos, que tendem a coincidir com o rumo da horizontal ("strike") do plano axial e caimento controlado pelo mergulho da foliação principal.

Em muitos afloramentos pode ser observada a superposição de duas gerações de dobras tardias, denominadas D_3 e D_4 por

Heilbron et al. (1987) na área entre Itaú de Minas e a Serra do Ferreira. Comumente estas dobras geram um padrão de superposição do Tipo I ("domos e bacias") de Ramsay (1962), porém com orientações bastante variadas.

Os diagramas das Figuras 5.4a mostram a distribuição espacial das medidas de eixos e superfícies axiais do dobramento tardio, incluindo dobras, crenulações e "kink bands", em toda a NAC. Há uma forte tendência à distribuição bimodal dos eixos com uma concentração aproximada para 315/10 (direção azimutal/caimento) e outra para 360/00. O diagrama dos polos de superfícies axiais mostram predominância de mergulhos íngremes para NE e SE, com uma concentração bem definida com atitude 216/70. Entretanto, não há uma boa separação em termos de orientação, devido à grande variabilidade de cada fase, acarretando uma grande superposição em seus campos no estereograma. Quando só há um dos dobramentos tardios presentes, disposto segundo uma orientação intermediária às duas atitudes típicas, torna-se impossível a sua definição como D₃ ou D₄. Com o intuito de evitar tal ambiguidade, foram compilados dados de 18 afloramentos (7 da NAC e o restante do SCIP) em que as duas fases tardias estão presentes e foram medidos (vide Apêndice 5.2). Em cada afloramento, a direção dos dois eixos forma ângulos entre 35 e 75 graus (média 56 graus). Quando plotados separadamente em estereogramas (Figura 5.4c), os elementos geométricos das dobras D₃ e D₄ definem dois campos nítidos, tanto em termos de eixos como de superfícies axiais, ficando caracterizadas a ocorrência e as direções predominantes dos dois dobramentos tardios.

FIGURA 5.4: A - EIXOS E SUPERFÍCIES AXIAIS DE DOBRAS, CRENULAÇÕES E KINKS PÓS D₂ NA NAC.
 B - EIXOS E SUPERFÍCIES AXIAIS DE DOBRAS, CRENULAÇÕES E KINKS PÓS D₁ NO SCIP.
 C - EIXOS E SUPERFÍCIES AXIAIS DE AFLORAMENTOS COM INTERFERÊNCIA DAS DUAS FASES TARDIAS NA NAC.

D - IDEM, NO SCIP. DIAGRAMA EQUIÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR

Como nenhuma das duas fases chegou a desenvolver clivagem plano-axial, não foram constatadas evidências seguras sobre sua hierarquia. Padrões de eixos curvos são esperados, tanto para L_3 dobrado por D_4 , como para L_4 , que já se forma sinuoso sobre dobras D_3 . A fase com orientação de eixos para NW, relativamente mais intensa e de distribuição mais generalizada, será tentativamente chamada de D_3 , sendo a outra considerada mais nova. No final deste capítulo esta hierarquia será discutida conjuntamente com suas implicações cinemáticas, no contexto da evolução tectônica.

Os dez domínios estruturais em que a NAC foi subdividida no Anexo V foram definidos com base na atitude da foliação principal. Cada domínio é relativamente homogêneo, com uma superfície envoltória bem definida e corresponde a grosso modo a um flanco do megadobramento tardio, exceto no domínio NAC-3, uma área caracterizada por um padrão de interferência do tipo "domos e bacias". A maioria dos diagramas de polos da foliação principal se dispõe em forma de guirlanda, cujo polo corresponde aproximadamente a um dos eixos, L_3 ou L_4 , dependendo da predominância de D_3 ou D_4 . Em geral há uma boa correlação entre o eixo de dobramento inferido (π) e as medidas de eixos e planos axiais tardios de cada domínio, representados por pontos e cruzes, respectivamente.

Coletivamente, os domínios NAC-1 a NAC-10 definem a macroconformação geométrica da Nappe Araxá-Canastra, definida principalmente por megadobras D_3 , seccionadas pelas falhas subverticais. Em termos regionais, a área estudada corresponde ao

flanco longo meridional da Sinforma de Passos, e à zona de charneira. O comprimento de onda das dobras de primeira ordem (as maiores encontradas), observáveis na seção D (Anexo II), chegam a cerca de 20 km, com amplitudes de 1,5 km. A parte ocidental da área estudada corresponde ao flanco de uma destas megadobras (NAC-1 e NAC-2, Anexo IV). Dobras de segunda ordem, ou parasíticas, ocorrem na Serra da Ventania apresentando comprimentos de onda de 1 a 1,5 km e amplitudes da ordem de 100 a 150 m (seção A do Anexo II). Logo a norte de Guapé, fora da área de estudo, a frente da NAC se deflete para a direção NW, passando a constituir o flanco setentrional da referida megassinformal D₃.

As dobras D₄ são mais raras e suaves, muitas vezes associadas a "kink bands", manifestando-se relativamente mais intensamente nas proximidades da Serra do Ferreira (domínio NAC-3, Anexo IV), com comprimentos de onda de cerca de 2km).

Talvez como decorrência inerente ao processo de dobramento arroximadamente isópaco, em muitos casos se observa uma relação espacial e genética das dobras com fraturas e falhas subverticais. A situação mais frequente envolve o falhamento subvertical ao longo da superfície axial, feição registrada inclusive em escala de mapa, como nas falhas do Panorama e dos Macacos (vide anexo IV), que cortam dois megassinformais. Outras relações espaciais, tais como falhas transversais, podem estar relacionadas ao processo de cavalgamento ou até a reativações tectônicas fanerozóicas.

Indício das condições de baixa temperatura atuantes durante a deformação tardia são texturas de escala microscópica

em que crenulações D_3 e/ou D_4 deformam S_2 sem destruir o arranjo básico dos limites de grãos e subgrãos resultante da deformação principal. As únicas evidências de distorção do retículo cristalino dos minerais é a extinção ondulante em charneiras de microdobras pós- D_2 , sem recuperação posterior.

5.2.4 - Síntese da Evolução Deformacional da NAC

Esta unidade tectônica pode ser caracterizada como uma nappe com extensão aflorante de cerca de 100km medidos na direção do transporte tectônico, desde a sua frente erosiva em Ilicínea até o extremo NW, na Represa de Peixotos (Simões & Valeriano, 1990), onde recobre tectonicamente metapsamitos e metapelitos litológica e estruturalmente idênticos aos da Unidade Serra do Chapadão.

A estratigrafia exerceu forte controle sobre a geometria do conjunto: os metapelitos carbonáticos basais menos competentes facilitaram o transporte tectônico do pacote sobrejacente que inicia-se com camadas de quartzitos puros com até 20 m de espessura. Isto resultou em um quase paralelismo generalizado entre a superfície de empurrão basal e os contatos entre as unidades mapeáveis (acamamento primário) dos quartzitos para cima (vide Anexo I). Contatos truncados pelo empurrão basal ocorrem, na área de estudo, apenas até a base do pacote quartzítico: da Serra dos Pinheiros para leste, os pelitos basais são progressivamente truncados, chegando o empurrão basal à base do quartzito; para leste, na altura da Serra dos Villelas, voltam a reaparecer os metapelitos, contornando a Serra do Paredão e seguindo para norte.

As estruturas D_1 e D_2 (Figura 5.5), com deformação muito penetrativa sin-metamórfica e abundantes indicadores cinemáticos de intenso cisalhamento de baixo ângulo, foram formadas como decorrência de uma intensa deformação tangencial regional, que culminou na individualização da NAC e seu transporte tectônico. Durante este processo, houve mudança significativa de nível crustal, com justaposição final da NAC sobre as unidades tectônicas atualmente subjacentes, cujo metamorfismo não passa da zona da clorita. Durante D_2 , o transporte tectônico para Leste foi acompanhado de um efeito de confinamento lateral de espaço, resultando no encurtamento (a grosso modo N-S) acomodado pelas dobras D_2 observadas em todas as escalas (Figura 5.6). Os aspectos de acilindricidade das dobras D_2 podem estar relacionados à conjunção destes dois fatores concomitantes: forte cisalhamento (estiramento) E-W e encurtamento N-S, resultando em um modelo cinemático de deformação não plana, em que há forte componente do cisalhamento simples, porém com encurtamento ao longo da direção Y de strain. Marcoux et al. (1987) mencionam este tipo de modelo (de evolução de strain construtivo) para explicar a ocorrência de dobras com eixos paralelos à lineação de estiramento em camadas de anidrita na base de empurrões. Um indício deste tipo de processo em escala mesoscópica é a ocorrência de dobras em bainha tubulares boudinadas no quartzito da unidade psamítica do Grupo Canastra na região de São Sebastião do Paraíso (Morales et al., 1989).

A fase D_3 , que dobra o plano de empurrão basal (vide perfis, Anexos II e III), é claramente pósterior ao auge metamórfico. Importante dado que falta é a duração do intervalo de

FASE DE DEFORMAÇÃO		DOBRAS DE PRIMEIRA ORDEM							
	PRINCIPAIS ESTRUTURAS	ESTILO	EIXOS	SUP AXIAIS	α	A	λ	A/λ	
D_1	- DOBRAS INTERFOLIAIS - FOLIAÇÃO S_1 PLANO-AXIAL - EMPURRÕES ?	(APENAS DOBRAS MÉTRICAS FORAM OBSERVADAS) - DOBRAS SIMILARES ISOCLINAIS INTRAFOLIAIS RECUMBENTES - ASSIMETRIA EM Z (OLH P/N)	N SUAVES	SUBHORIZONTAL	0 - 5	?	?	> 4
D_2	- DOBRAS - FOLIAÇÃO S_2 PLANO-AXIAL - LINEAÇÕES MINERAL E DE ESTIRAMENTO E-W - EMPURRÃO BASAL DA NAPPE COM TRANSPORTE > 100 Km	- DOBRAS SIMILARES, APERTADAS A ISOCLINAIS RECUMBENTES - FORTE ASSIMETRIA - DOBRAS EM BAINHA	Rotacionar entre W e NW SUAVES	SUBHORIZONTAL	0 - 30	> 7,5 Km	2 Km	3,8
D_3	DOBRAS CRENULAÇÕES, KINKS FALHAS VERTICAIS	- DOBRAS ABERTAS A ISÓPACAS EMPINADAS - DOBRAS CHEVRON - FALHAS VERTICAIS NO PLANO AXIAL	NW SUAVES	SUBVERTICAL	60-120	1,5 Km	20 Km	0,075
D_4	DOBRAS CRENULAÇÕES, KINKS FRATURAS E FALHAS	- DOBRAS SUAVES ISÓPACAS EMPINADAS - FALHAS NO PLANO AXIAL	N SUAVES	SUBVERTICAL	120-180	100 m	2 Km	0,05

FIGURA 5.5: ESQUEMA COMPARATIVO DAS FASES DE DEFORMAÇÃO OBSERVADAS NA NAPPE ARAXÁ - CANASTRA
 OBS: α - ÂNGULO INTERFLANCO A - AMPLITUDE λ - COMPRIMENTO DE ONDA DAS DOBRAS

Figura 5.6 - Modelo esquemático de formação das dobras D da NAC, com eixos subparalelos à direção de transporte, devido a constrição lateral (encurtamento // Y).

tempo entre D_2 e D_3 , com duas alternativas: na primeira D_3 seria representada pela continuação (progressão) de D_2 em níveis crustais elevados, interpretação esta que poderia implicar em uma certa aloctonia durante D_3 e uma continuação da constrição lateral acima mencionada, porém já dobrando o empurrão basal, dando a conformação final de "colher" à NAC.; e na segunda hipótese haveria intervalo de tempo significativo entre as duas fases em questão, relacionada a outros sistemas de esforços regionais. No item final deste capítulo as duas hipóteses serão consideradas comparativamente.

A fase D_4 , com seus eixos a grosso modo N-S, estaria relacionada a uma compressão tardia E-W, presente em todas as unidades tectônicas, que de forma consensual na literatura, é identificada com a Orogênese Brasileira.

5.3 - O SISTEMA DE CAVALGAMENTO ILCÍNEA-PIUMHI (SCIP)

5.3.1 - Introdução

Esta unidade tectônica é caracterizada por um complexo imbricamento de escamas de empurrão (vide Anexos I a III) separadas por superfícies discretas de deslizamento, daí o termo "sistema de cavalgamento" ("thrust system", ver Boyer & Elliott 1982). Apesar de serem separadas por zonas de cisalhamento que frequentemente incluem feições rúpteis, individualmente as escamas apresentam um "fabric" interno com grande heterogeneidade de strain, porém essencialmente dúctil, frequentemente chegando a intensa recristalização dinâmica, com texturas resultantes tipicamente miloníticas.

Como já salientado no item 2.2.2, o SCIP se constitui, em última análise, de uma mistura tectônica que envolveu três unidades litoestratigráficas/litodêmicas: a Sequência Serra da Boa Esperança, o Grupo Bambuí e associações litológicas do embasamento alóctone. Devido a esta complexidade, serão tomados como paradigma da evolução deformacional do SCIP os metassedimentos da Sequência Serra da Boa Esperança. Não somente pela maior distribuição em área e melhores condições de afloramento, porém principalmente porque esta unidade estratigráfica apresenta uma estratificação sedimentar conspícua, alternando metapelitos e metapsamitos, que registra melhor a deformação em todas as escalas de observação.

O exame meso e microscópico das rochas da Sequência Serra da Boa Esperança coloca em evidência um contraste de estilo

entre as estruturas e texturas formadas na primeira fase de deformação (D_1) e as que a esta se superpõem. De natureza sin-metamórfica, D_1 se constitui na "deformação principal" que afetou todo o conjunto de maneira dúctil e penetrativa, embora com intensidade bastante heterogênea. As deformações que se superpõem à anisotropia planar e linear decorrente da deformação principal serão, para fins de descrição, coletivamente denominadas de "deformação tardia". A correlação entre as fases de deformação dos três compartimentos tectônicos será discutida no item 5.5.

5.3.2 - A Deformação Principal (D_1)

A primeira fase de deformação do SCIP teve sua evolução geneticamente relacionada a um cisalhamento de baixo ângulo em condições de fácies xisto verde, na zona da clorita. Como resultado do achatamento que frequentemente foi intenso, houve a geração da única foliação penetrativa do conjunto (clivagem ardosiária S_1 , com variedades morfológicas), de baixo ângulo. Associadas ao cisalhamento dúctil heterogêneo ocorrem lineações de estiramento contidas em S_1 , melhor observadas em seixos e nos abundantes grânulos dos metapsamitos da Sequência Serra da Boa Esperança.

Uma característica marcante do mecanismo de encurtamento crustal que atuou neste compartimento tectônico é a de que apesar da presença marcante da foliação S_1 , há uma raridade de dobras em geral e ausência do megadobramento isoclinal recumbente que caracteriza a NAC. Por outro lado, seguramente devem ter ocorrido, ainda que de forma dúctil, empurrões D_1 difíceis de serem

detectados por serem subparalelos ao acamamento sedimentar (com foliação milonítica), mas que complicam a definição da estratigrafia original.

5.3.2.1 - Dobras D_1 e a Lineação de Interseção

Em toda a área de estudo, no âmbito do SCIP, somente foram observadas duas megadobras com clivagem ardósiana S_1 no plano axial: a sinformal que constitui o "klippe" da Serra da Tormenta; e uma dobra em "Z" (olhando para Norte) na Serra do Chapadão (vide Anexo V). São dobras abertas, tendendo a isópacas, com ângulos interflancos em torno de 90 graus. Na sinformal da Serra da Tormenta é clara a disposição em leque da clivagem: no flanco suave, que mergulha para SW, a clivagem é íngreme e vice versa. No caso da dobra assimétrica, apenas no flanco curto a foliação faz ângulo significativo com a estratificação sedimentar, ocasionando maior evidência da lineação de interseção entre estes dois planos. No Anexo V é possível a visualização da distribuição das medidas de lineação de interseção $S_1 \times S_0$, em mapa e em representação estereográfica (SCIP - 2). Nota-se sobretudo uma grande dispersão, porém com uma concentração entre NW e SW, com baixos caimentos. Já na porção sul do SCIP é clara a concentração da lineação na direção NW.

5.3.2.2 - A Foliação S_1

Exceto na proximidade de raras dobras observadas da primeira fase, a clivagem S_1 no SCIP apresenta-se subparalela ou mais íngreme, fazendo ângulos de no máximo 20 graus com o

acumulação sedimentar. Como é de se esperar em um regime de cisalhamento, observa-se que quanto mais intensa a deformação, maior o paralelismo. A morfologia da foliação S_1 varia muito conforme a litologia e a intensidade do cisalhamento associado.

Em metapelitos, a S_1 é uma típica clivagem ardosiana, com variações deformacionais: em deformação mais baixa e em charneiras de dobras D_1 (onde talvez haja participação maior de processo de deformação por cisalhamento puro), desenvolve-se com disposição planar/paralela, oblíqua a S_0 , com importantes efeitos de refração em interfaces metapelite/metapsamito. A dissolução preferencial do quartzo em planos concentrados, e consequente concentração residual de mica, opacos e outros minerais tem importante papel na formação da clivagem neste contexto; com incrementos de deformação, a julgar pelos efeitos texturais nos metarenitos associados, a clivagem tende a se tornar subparalela a S_0 e adquire aspecto anastomosado, com desenvolvimento de agregados micáceos sigmoides ("mica fish").

É nos metarenitos quartzíticos puros que melhor se pode observar a deformação cristalina, pois originalmente mais de 90% de seu arcabouço é formado por grãos e grânulos detríticos de quartzo monocristalino bem arredondado e selecionado, sem matriz. Com a deformação, tiveram seu contorno relativamente bem preservado, exceto nos estágios avançados de recristalização dinâmica. Conforme aumenta a intensidade da deformação neste litotipo, observa-se uma sucessão de estágios texturais, decorrentes da relativa importância de diferentes mecanismos de deformação intra e intercristalina, que determinam a morfologia da

foliação S_1 , segundo os diversos estágios abaixo exemplificados:

- dissolução por pressão (Foto 14), fraturamento e precipitação sintaxial do quartzo na "sombra de pressão" do grão, ou em forma de veios extensionais; leve orientação dimensional; nenhuma orientação ótica.
- dissolução por pressão acompanhada de leve extinção ondulante, evidenciando deformação cristal-plástica; maior grau de orientação dimensional (Foto 5);
- extinção ondulante mais forte, acompanhada achatamento dos grãos e de recristalização dinâmica na borda (protomilonito);
- formação de bandas de deformação subparalelas ao plano de cisalhamento, logo recristalizados em massa poligonal muito fina, conferindo à rocha uma textura resultante fortemente lenticular (Foto 6), com grãos de aspecto alongado (porfiroclastos) com extinção ondulante, envolvidos por trama anastomosada finamente recristalizada (milonito);
- migração generalizada do limite de grãos, forte diminuição do tamanho do grão, com contatos fortemente suturados nas bordas de grãos maiores; descaracterização total dos grãos detríticos originais; forte orientação dimensional e ótica do quartzo; desenvolvimento de bandas de extinção oblíquas à orientação dimensional (Fotos 7 e 8), coerentes com o padrão de foliações S-C (ultramilonito).

5.3.2.3 - Indicadores Cinemáticos de Transporte Tectônico

Lineações de estiramento frequentemente se associam à geração da foliação e são mais facilmente discerníveis em rochas portadoras de grânulos ou seixos. Na maioria dos modelos de deformação adotados para faixas de empurrão e dobramento, em níveis crustais rasos, compatíveis com os do compartimento aqui considerado, o processo de cisalhamento simples heterogêneo é predominante (Lister & Snoke, 1984). Neste regime de deformação, o cisalhamento é mais intenso em determinados planos ou zonas, nos quais a posição do eixo X (direção de máximo estiramento) do elipsóide de strain tende a se orientar paralelamente à direção de cisalhamento. Em macroescala, esta se traduz por direção de transporte tectônico no caso de nappes e escamas de empurrão.

Seixos, grânulos e outros objetos, quando deformados por cisalhamento simples, frequentemente se tornam fortemente alongados definindo a lineação de estiramento contida na foliação S_1 . Este elemento geométrico medido no campo fornece indireta e aproximadamente a orientação do eixo X de deformação e do transporte tectônico. Restrições a esta interpretação mais simplista são efeitos de rotação da lineação, sempre contida na foliação, pelo cisalhamento extremo em condições muito dúcteis.

A distribuição da atitude das lineações de estiramento, observadas em grânulos e seixos deformados provenientes do SCIP (representadas em mapa e estereogramas no Anexo V), torna possível a definição de dois domínios:

-SCIP-1: abrange a porção meridional da área, incluindo os

"klippen" das Serras do Tabuleiro e da Tormenta, e a escama tectônica que vai na direção WNW-ESE da Serra da Tromba até o bico leste da Serra da Boa Esperança. Neste domínio, as lineações apresentam uma concentração bem definida de baixos caimentos para o quadrante NW, acompanhando os eixos de dobras D_1 ;

-SCIP-2, que abrange o restante do SCIP, inclusive o "klippe" da Serra dos Cristais, mais a leste. Neste domínio, há uma grande dispersão das orientações, sem predominância definida para nenhuma direção.

É importante notar que o dobramento que afetou o conjunto $S_1/L_1 // S_0$, frequentemente com megadobras a ângulos interflancos em torno de 90 graus, por si só induziria a importantes rotações da lineação de estiramento. Isto apenas no caso do domínio SCIP -2, pois no SCIP-1 o dobramento tardio foi coaxial, ou seja, com eixos subparalelos a L_1 . O padrão de lineações do estereograma SCIP-2 (Anexo V) não se apresenta disposto em forma de círculo mínimo ou setor de cone, como esperado em casos de dobramento flexural sobre lineações preexistentes (Ramsay, 1960). Isto possivelmente decorre de vários fatores, tais como: a acilindricidade das dobras; a presença de outra fase tardia de dobramento, com direções oblíquas (vide item 5.3.3, Deformações Tardias); ou ainda a atuação de mecanismos de dobramento mais complexos que aqueles puramente rotativos em torno do eixo, como por exemplo flambagem e deslizamento flexural (Hobbs et al., 1976).

Visando minimizar a influência do dobramento tardio no domínio SCIP-2, foi realizado tentativamente o basculamento da lineação de estiramento à posição horizontal, supostamente prévia ao dobramento, utilizando-se a Rede de Wulff, segundo dois métodos alternativos:

a) horizontalização utilizando com eixo de rotação o eixo "medio" do dobramento tardio, a grosso modo N-S (ver item 5.3.3), definido através dos diagramas estereográficos da foliação S_1 (Anexo IV). Como o eixo de rotação apresenta caimento, a operação é feita em duas etapas ("two tilt problem", vide Bucher, 1944): rotação do eixo do dobramento à horizontal (e, passivamente, rotação de S_1/L_1); rotação de S_1 (e L_1) à horizontal (Figura 5.7a).

b) rotação simples segundo a horizontal (linha de "strike") da foliação S_1 em que a lineação está contida. Este método, em princípio, parece mais realista na reconstrução da situação pré-dobrimento (Figura 5.7b).

Neste estudo foram selecionados 50 afloramentos em que medidas de lineação de estiramento foram acompanhadas da medida da foliação em que estavam contidas (Apêndice 5.2). O resultado é mostrado na Figura 5.7, onde se acha representada em mapa e diagrama de roseta a distribuição do rumo da lineação de estiramento após a aplicação dos dois métodos.

Apesar de que nenhuma destas aproximações restaura fielmente o dobramento tardio, de fato há uma certa tendência de diminuição da dispersão da lineação de estiramento, pelos dois

FIGURA 5.7: DISTRIBUIÇÃO DO RUMO DA LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO NO DOMÍNIO SCIP-2, HORIZONTALIZADA POR DOIS MÉTODOS: A - SEGUNDO O EIXO DO DOBRAMENTO. B - SEGUNDO O "STRIKE" DE S_1 . C - DISTRIBUIÇÃO ANTES DO BASCULAMENTO.

OBS: n - Nº DE MEDIDAS

σ - DESVIO PADRÃO

métodos, ficando as medidas concentradas entre 040 e 140. No Apêndice 5.3 nota-se, através do desvio padrão do azimuth da L_1 (de 0 a 180), que a dispersão diminui especialmente na escama inferior pelo método "a", com maior concentração para ESE. Neste domínio, os quartzitos interestratificados aos filitos proporcionam o dobramento mais regular e restaurável do que a escama superior, com maiores proporções de metapelitos e metaconglomerados.

Em síntese, não se pode precisar a direção global de transporte tectônico, porém os indicadores cinemáticos observados sugerem transporte tectônico principal vergente para direções entre 040 e 140, talvez mais precisamente para ESE. A dispersão observada na orientação de L_1 de estiramento pode ser atribuída a varios fatores, com possíveis efeitos de rotação por cisalhamento da lineação dentro do plano S_1 ou dobramentos tardios influenciando significativamente na orientação do elipsóide finito de strain. Outra possibilidade é a existência de um padrão de orientação da L_1 de estiramento originalmente heterogêneo.

5.3.3 - Deformações Pós- D_1

Dobras de duas orientações e um complexo arranjo de cavalgamentos se superpõem ao conjunto S_1/L_1 , de forma que a estruturação final do SCIP pode ser descrita como um conjunto imbricado em que cada escama tectônica tem sua trama interna composta por S_1 e L_1 . Na maioria das vezes as falhas truncam o conjunto S_1/L_1 e não raro truncam as dobras N-S pós- D_1 .

5.3.3.1 - Dobras Pós-D₁

Na grande maioria dos afloramentos é possível a observação de uma ou duas direções de dobramentos sobre a foliação S₁. São dobras, crenulações, kinks e ondulações suaves a abertas, sem desenvolvimento de clivagem de crenulação (Foto 9). Frequentemente fraturas e falhas se associam à superfície axial destas dobras, via de regra de mergulho íngreme.

A Figura 5.4b apresenta medidas de eixos e superfícies axiais de dobras, crenulações e kinks sobre a foliação S₁ em todo o SCIP (dados no Apêndice 5.1). Assim como na NAC, duas gerações de dobras sobre S₁ apresentam ampla dispersão em suas orientações, também com superposição em seus campos de distribuição espacial. Na Figura 5.4d se acham representadas atitudes provenientes apenas de afloramentos com interferências dos dois dobramentos (Apêndice 5.2). Neste diagrama fica evidenciada a existência de um conjunto de dobras com eixos de caimento suave N-S, e outro com eixos de caimento suave entre E-W e NW-SE, ambos com superfícies axiais íngremes. O ângulo médio entre a direção dos respectivos eixos é de 71 graus.

No Anexo IV se acham representadas as estruturas pós-D₁ no SCIP que, em função do padrão de dobramento foi subdividido em 8 domínios estruturais, com os respectivos estereogramas (SCIP-1 a SCIP-8). Desta forma, podem-se definir: 3 domínios na parte sul com predominância da fase com eixo NW; quatro domínios (escamas tectônicas (SCIP-4, SCIP-6, SCIP-7 e SCIP-8) com predominância da fase com eixos N-S; e um domínio (SCIP-5) onde ocorre a junção dos

dois conjuntos, com notável interferência das duas fases, do tipo domos e bacias.

São estruturas pós- auge metamórfico, pois não criam foliação plano-axial e as distorções nos retículos cristalinos não apresentam sinais de recuperação, indicativos da baixa temperatura atuante durante e após a deformação.

5.4 - O DOMÍNIO AUTÓCTONE

O Domínio Autóctone é composto pelo embasamento granito-gnáissico (greenstone) autóctone, recoberto pelo Grupo Bambuí em toda a área de estudo. Mais para oeste, em Fortaleza de Minas, o empurrão basal da NAC corta o Grupo Bambuí, que se acunha tectonicamente na altura de Itaú de Minas, e passa a correr diretamente sobre o embasamento (Simões & Valeriano, 1990).

5.4.1 - Evolução Deformacional do Grupo Bambuí

Essencialmente, o Grupo Bambuí é de litologia pelítica com intercalações carbonáticas e interdigitações de conglomerados e diamictitos, que à época da deformação ainda não haviam sido metamorfisados e provavelmente recém depositados. Este conjunto configura um pacote de competência muito baixa, tanto em comparação aos quartzitos que o cavalgam, como aos gnaisses por ele recobertos.

Tal litologia desfavorece muito a qualidade de exposições, as quais na área investigada são raras e profundamente intemperizadas, quando não recobertas por águas da represa de Furnas (vide Anexo I). Os poucos locais com maior

concentração de afloramentos, mesmo que intemperizados, situam-se onde o relevo é sustentado por frentes de empurrão ou "klippen" quartzíticos como em Carmo do Rio Claro e Cristais, por exemplo. Fora destes locais, praticamente apenas em cortes de estradas e voçorocas são encontrados afloramentos.

5.4.1.1 - A Deformação Principal no (D_1)

O Grupo Bambuí como um todo exhibe uma clivagem ardósiana (S_1) penetrativa, bem desenvolvida em todos os litotipos. Nos metaconglomerados e metadiamicititos, observa-se que esta foliação (S_1) tem sua origem associada ao achatamento de seixos e frequentemente de seu estiramento, chegando à definição de uma L_1 de estiramento. Em metassiltitos finamente laminados, observa-se que S_1 se forma em posição plano axial de crenulações apertadas sobre a laminação, com desenvolvimento de uma lineação de interseção ($S_1 \times S_0$).

As estruturas acima são referidas como pertencentes à fase D_1 de deformação que mostra um nítido gradiente de deformação, com a consequente variação de estilo estrutural, conforme a distância do corpo principal alóctone do SCIP. O empurrão basal de "klippen" mais avançados, como os de Cristais e de Carmo do Rio Claro, trunca a foliação S_1 do Grupo Bambuí subjacente, mais íngreme, sem provocar deflexões (vide Seção J, Anexo III). Já nas proximidades do corpo principal do SCIP, a clivagem S_1 do Grupo Bambuí, ali composto por metassiltitos e ardósias, tende a tornar-se paralela ao empurrão basal sobrejacente, com desenvolvimento de S_1 no plano axial de

microdobras recumbentes apertadas sobre a laminação de metassiltitos (ponto 1611, Foto 10).

No anexo IV, a foliação S_1 no Grupo Bambuí é representada em forma de estereograma, segundo quatro domínios definidos com base na sua atitude predominante. Os padrões de atitude observados são definidos pela distância à frente alóctone e pelo padrão dos dobramentos tardios.

BAM-1: compreende uma estreita faixa de ardósia do Grupo Bambuí, separando a NAC do embasamento autóctone (parte oeste da área estudada). Mostra atitudes de S_1 , em função do dobramento tardio, com mergulhos íngremes para NE e SW;

BAM-2: constitui a área ao redor de Carmo do Rio Claro, onde a foliação S_1 , também afetada por dobras e crenulações tardias, tem seu máximo de distribuição com mergulho de 40 graus para a direção 247;

BAM-3: separada do domínio anterior por uma extensa planície sem afloramentos, parcialmente coberta pela Represa de Furnas, abrange a porção mais próxima do SCIP, incluindo escamas tectônicas de ardósia do Grupo Bambuí na sua base. Em razão da influência do conjunto alóctone, mostra mergulhos mais baixos, da ordem de 25 graus para a mesma direção.

BAM-4: abrange a área a oeste da represa de Furnas, na porção NE da área de estudo, onde amplos dobramentos tardios são a causa da dispersão observada, com seus

flancos mergulhando para SE e SW.

5.4.1.2 - A Lineação L_1 de Estiramento

A ocorrência de lineação de estiramento, contida no plano S_1 , restringe-se às exposições de metaconglomerados e metagrauvacas das proximidades de Carmo do Rio Claro (BAM-1, Anexo V), pois na área de Cristais, outra área com exposições de metaconglomerados, a deformação muito suave não ocasionou a formação de lineação de estiramento. Em metapelitos a granulação fina impede a observação segura da feição considerada. Desta forma, no domínio BAM-1 a lineação de estiramento apresenta variações em torno da posição "down-dip" em relação a S_1 , ou seja, caimentos suaves para a direção W (Anexo V).

5.4.1.3 - Deformações Tardias

Superpostas a S_1 , são observadas duas orientações de dobras suaves e crenulações: uma com eixos N-S e outra NW - W, presentes nos quatro domínios em que o Grupo Bambuí foi subdividido (Anexo IV). Nos domínios BAM-1 e BAM-2, foi observada apenas a fase com eixos entre W e NW, ao passo que nos outros dois domínios há a interferência desta com a fase com eixos orientados para 170, em média (analogamente ao que acontece com a NAC e o SCIP). Os estereogramas mostram ainda medidas do plano axial de dobras superpostas a S_1 , com mergulhos íngremes.

Em ambas as orientações, é comum o estilo com tendência a isópaco. As dobras e crenulações NW têm charneiras mais arredondadas, ao passo que a fase N-S apresenta charneiras mais

angulares, com frequentes dobras em caixa e "kinks bands" conjugados.

5.4.2 - Estruturas no Embasamento Autóctone

O embasamento autóctone é composto por terrenos antigos (Arqueano e Proterozóico Inferior) extensamente retrabalhados na Orogênese Transamazônica. Apesar desta infraestrutura não ter sido objeto de estudo detalhado, são colocadas algumas observações feitas em rochas plutônicas pós-tectônicas do Ciclo Transamazônico, principalmente do Granito Porto Mendes (Fonseca et al., 1979, Teixeira, 1985; Teixeira et al., 1985). Nestas rochas haveria, em princípio, pouca interferência de padrões de deformação prévios, pelo menos aqueles relativos à orogênese transamazônica.

Em todos os locais de afloramento deste conjunto litológico, observam-se apenas efeitos rúpteis, tais como fraturamento e falhamento, com geração de brechas e pseudotaquilitos.

Pseudotaquilitos (material vítreo originado da fusão pelo calor de fricção) foram observados associados ao falhamento dos granitóides pós-tectônicos da orogênese Transamazônica, como por exemplo no ponto 1554, no extremo leste da área de estudo (Anexo I). Neste local, o granito Porto Mendes apresenta duas direções de planos de falhas e fraturas, N60W e N60E, com desenvolvimento de zonas de até 5 mm de espessura de microbrecha e pseudotaquilito, que chega a preencher microfraturas adjacentes

aos planos de falha principais (Foto 11). Não foram observadas estrias ou outros indicadores de direção de movimento. Como hipótese, as duas direções poderiam ser interpretadas como transcorrências conjugadas e enquadradas no contexto da compressão regional E-W, direção do plano bissetor do diedro agudo (30 graus).

Em outro exemplo, na Faz. Pedreira, situada a 3 km a N de Boa Esperança (Pto. 1648, anexo I), o Granitóide Porto Mendes mostra-se intensamente fraturado e falhado segundo duas orientações de planos, ambas com direção NE e mergulhos médios opostos para NW e SE. Estruturas associadas ocorrem como zonas com brecha de espessura milimétrica, espelhos de falha com material fino e escuro (pseudotaquilitos?). Estrias, quando ocorrem, formam ângulos entre 22 e 72 graus em relação à horizontal dos planos de falha individuais. Em duas falhas, ressaltos assimétricos ("slickensides") indicam movimentação normal na componente de mergulho do rejeito.

Em síntese, as poucas estruturas observadas sugerem que o embasamento tem se comportado de maneira rúptil desde o final do Transamazônico. De maneira geral o Grupo Bambuí amorteceu os esforços resultantes da tectônica de descolamentos rasos (Coward, 1983), evitando sua propagação para o embasamento gnáissico.

5.5 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DEFORMACIONAL DO CONJUNTO E SUA INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA

Comparando-se a geometria das fases de deformação e sua

cronologia em cada unidade tectônica, depreende-se que nos três domínios há diversas similaridades, resultantes de uma evolução tectônica parcialmente comum, com diferenças que podem ser atribuídas ao nível crustal, competência e posicionamento de cada conjunto litológico.

Um importante aspecto a ser enfatizado é a semelhança de padrão estrutural nas três unidades tectônicas, que pode ser resumida, com variantes, no seguinte esquema: a ocorrência de uma fase de "deformação principal", precoce e sin-metamórfica, que produziu a foliação principal do conjunto e estruturas lineares associadas ao desenvolvimento da tectônica de empurrão; e a ocorrência de "dobramentos tardios" dispostos em duas orientações preferenciais.

5.5.1 - Deformação Principal

A deformação principal, a julgar pela distribuição das atitudes da foliação principal e da lineação de estiramento (e mineral), está relacionada a importantes processos de encurtamento crustal, que resultou em cisalhamento de baixo ângulo, culminando no desenvolvimento de justaposição de escamas tectônicas com transporte geral do topo de W para L.

Na NAC, a deformação principal se deu em níveis crustais relativamente mais profundos, atingindo condições de mais alta temperatura, resultando em distribuição maior da deformação dúctil, com recristalização dinâmica generalizada do quartzo e dobramento associado a processos de cisalhamento subparalelo ao plano axial; a componente horizontal do transporte tectônico é de

no mínimo de 100 km (Simões & Valeriano, 1990), com posicionamento final da NAC no topo de toda a pilha tectônica formada. A componente vertical desta movimentação tem sua expressão no contraste metamórfico da NAC (zona da biotita da fácies xisto verde à fácies anfibolito) em relação às unidades subjacentes (zona da clorita).

Na unidade alóctone inferior (SCIP), o cisalhamento de baixo ângulo associado à deformação principal se deu a temperaturas mais baixas, resultando em maior heterogeneidade da deformação. A superposição das estruturas, a exemplo da NAC, também evidencia uma evolução relacionada ao encurtamento crustal coevo à diminuição de temperatura. Desta forma, os estágios iniciais, dúcteis, se processam com a formação sin-metamórfica de uma foliação penetrativa S_1 com tendência à paralelização ao acamamento sedimentar. A alternância de leitos pelíticos e psamíticos da Sequência Serra da Boa Esperança provavelmente exerceu importante controle na deformação, servindo como planos de deslizamento interestratal. Com a continuação da deformação, já em ambiente relativamente mais raso, o encurtamento crustal se processa por meio de dobras sobre S_1 e superfícies de empurrão discretas, resultando em um complexo imbricamento de escamas tectônicas. Todos estes processos deformacionais ocorreram com o envolvimento e incorporação de escamas tectônicas do embasamento e de sua cobertura (Grupo Bambuí). A grande dispersão da orientação da lineação de estiramento pode ser creditada a rotações posteriores à sua formação, a grosso modo indicando transporte para E (entre NE e SE).

No Grupo Bambuí autóctone, a deformação principal atuou sobre um conjunto litológico de baixíssima competência, pela grande predominância da fácies pelítica. Mesmo os diamictitos e conglomerados, com grande proporção de intraclastos e de matriz pelíticos, também apresentam comportamento mecânico pouco competente. A julgar pela distribuição da foliação S_1 desta unidade, a deformação está relacionada aos cavalgamentos sobrejacentes, resultando em evidente gradiente deformacional: longe do conjunto alóctone, o dobramento é suave, com planos axiais íngremes e pouca deformação penetrativa; nas proximidades do conjunto alóctone, S_1 é menos íngreme e as dobras sobre S_0 mais apertadas, com desenvolvimento de forte lineação de estiramento com caimento para W. A ocorrência de planos de descolamento, difíceis de serem detectados, não é descartada. Entretanto, em um local, na entrada da cidade de Cristais, foi observado o contato basal sobre o embasamento, sem evidências de cisalhamento.

A Figura 5.8 ilustra uma correlação interpretativa da deformação principal nas três unidades tectônicas até a justaposição final por cavalgamento. Tal modelo baseia-se em duas premissas:

a) a correlação da fase D_2 da NAC com a fase D_1 do SCIP, visto que ambas são produto de intenso cisalhamento dúctil de baixo ângulo sin-metamórfico, dirigido a grosso modo para Leste, porém em níveis crustais diferentes até a época do auge do metamorfismo. Ao passo que as porções basais (atualmente) da NAC atingiram a fácies xisto verde (zona da biotita), gradando para fácies anfibolito no

FIGURA 5.8: Quadro esquemático da evolução deformacional da Nappe Araxá-Canastra (discussão no texto)

topo, as rochas metassedimentares do SCIP não passaram da zona da clorita;

b) a sedimentação do Grupo Bambuí se deu quando pelo menos parte da Sequência Serra da Boa Esperança já havia adquirido a foliação S_1 . Tal assertiva baseia-se na frequente ocorrência, nos metaconglomerados do Grupo Bambuí, de seixos deformados do metarenito daquela unidade, mesmo em locais em que esta está praticamente indeformado. Por exemplo, as Fotos 14 e 15 provêm de dois seixos constituídos pelo metarenito da Sequência Serra da Boa Esperança, em um afloramento (1701, próximo a Itaci) do metaconglomerado polimítico do Grupo Bambuí: na Foto 14, o metarenito é pouco deformado, mostrando apenas dissolução por pressão e leve extinção ondulante; em contraste, o seixo da Foto 15 exhibe forte foliação, discordante em relação à clivagem na matriz, associada a extinção ondulante generalizada no quartzo e desenvolvimento de recristalização dinâmica nas bordas e no interior dos grãos detríticos originalmente monocristalinos. Neste afloramento, distante do empurrão basal do SCIP, a matriz do metaconglomerado mal apresenta clivagem ardosiana.

A deformação principal na NAC e no SCIP foi decorrência do encurtamento crustal que culminou no imbricamento destas duas unidades tectônicas sobre o Grupo Bambuí, iniciando sua deformação.

5.5.2 - Deformações Tardias

Posteriormente à justaposição tectônica via cavalgamentos, todas as unidades tectônicas (Anexo IV) foram

afetadas por duas gerações de dobramentos pós-metamórficos com superfícies axiais íngremes: uma com eixos NW a W e outra com eixos N-S. Possivelmente, a fase de deformação com eixos NW está ligada aos estágios finais do imbricamento por empurrões, resultante da restrição lateral de espaço, com o avanço do conjunto alóctone, já dobrando a foliação principal das unidades e dobrando os planos de cavalgamento. A fase de deformação com eixos N-S, mais fraca, representa os estágios finais da compressão E-W, superpondo-se às demais gerações deformativas.

CAPÍTULO 6

GEOCRONOLOGIA POTÁSSIO - ARGÔNIO E SUAS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

6.1 - INTRODUÇÃO: TRABALHOS ANTERIORES E OBJETIVOS

A metodologia K/Ar tem sido amplamente utilizada em terrenos orogênicos para o reconhecimento de padrões temporais e espaciais sobre o resfriamento regional a partir do auge metamórfico (e.g. Armstrong, 1966; Anderson, 1988). São especialmente utilizados separados minerais, tais como hornblenda, biotita e mica branca, cujas temperaturas críticas de fechamento isotópico são relativamente restritas e conhecidas (Dodson, 1973).

Na área de estudo "strictu sensu", até o presente trabalho, somente há determinações K-Ar no embasamento autóctone próximo a Boa Esperança e a sul de Alpinópolis e Carmo do Rio Claro. Entretanto, em uma perspectiva geográfica mais ampla, existem determinações K/Ar em quase todas as unidades tectônicas: na Nappe Araxá-Canastra (Machado F. et al., 1983; Correia et al. 1982; Correia, 1986), no embasamento e cobertura do cráton São Francisco (Teixeira, 1985) e no Complexo Campos Gerais (Teixeira et al., 1989), a oeste, leste e sul da área de estudo, respectivamente.

Do conjunto de dados acima apontados, é possível apontar algumas tendências de idades de resfriamento, conforme a unidade tectônica considerada e sua localização (Figura 6.1), apesar da grande diversidade de materiais analisados e metodologias

empregadas:

-Porção estruturalmente superior da Nappe Araxá-Canastra:

Determinações em rochas do Grupo Araxá, todas distribuídas a oeste de Passos, relacionam temporalmente o resfriamento da Nappe Araxá-Canastra à orogênese Brasileira, no intervalo entre 566 e 674 Ma (Correia et al. 1982; Correia, 1986; Machado Filho et al., 1983). Uma compilação destas datações é apresentada no Apêndice 6.1a.

- Embasamento do Cráton do São Francisco

A julgar pelo padrão de resfriamento na porção meridional do Cráton do São Francisco, estudada por Teixeira (1985), o gradiente térmico responsável pelo metamorfismo de grau incipiente do Grupo Bambuí, durante a Orogênese Brasileira, não foi suficiente para abrir os sistemas isotópicos K/Ar (biotita, anfibólio) no embasamento cratônico. Desta forma, este substrato fornece consistentemente idades de resfriamento do final da Orogênese Transamazônica, por volta de 1800 Ma.

- Complexo Campos Gerais

De uma forma geral, a porção norte desta unidade fornece um amplo espectro de idades aparentes K-Ar, talvez em parte decorrência da diversidade do material analisado (vide Apêndice 6.1b), porém sempre mais antigo que 915 Ma (biotita). Duas determinações em rocha total (1127 e 1429 Ma) sugerem episódios de resfriamento no Proterozóico Médio, ao passo que concentrados de

hornblenda fornecem idade de 1987 Ma, a sul de Carmo do Rio Claro, e de 1183 Ma, nas proximidades de Boa Esperança. Ainda que com grande dispersão temporal, estas datações (Akimoto, 1988; Teixeira et al., 1989), em parte corroboradas pelos dados Rb/Sr destes trabalhos de reconhecimento, indicam uma atividade térmica de âmbito regional no Proterozóico Médio. Adicionalmente, os dados apontam para a inexistência de aquecimentos significativos do domínio durante a Orogênese Brasileira. Este quadro, em comparação com o resfriamento brasileiro da Nappe Araxá-Canastra, como já apontado por Teixeira et al. (1989), indica claramente a sua aloctonia sobre um substrato relativamente "frio", não afetado termicamente pela Orogênese Brasileira. Mais para sul, observa-se um rejuvenescimento gradual nas idades de resfriamento no Complexo Campos Gerais que, nas proximidades da nappe granulítica Varginha-Guaxupé, apresenta já idades da Orogênese Brasileira.

Este breve panorama permite colocar algumas considerações sobre a representatividade dos dados geocronológicos até então disponíveis:

- Não existem dados que permitam inferências quanto ao resfriamento de rochas provenientes do Sistema de Cavalcamento Ilícinea-Piumhi, ou seja, da Sequência Serra da Boa Esperança e das lentes do embasamento alóctone associadas. Esta informação constitui uma importante lacuna no conhecimento, pois permitiria checar se o resfriamento desta unidade tectônica ocorreu em tempos prebrasilianos, a exemplo da porção setentrional do complexo Campos Gerais e da região cratônica próxima;

- Os dados geocronológicos referentes à Nappe Araxá-Canastra somente contemplam sua porção superior, ou seja, as rochas atribuídas ao Grupo Araxá, inexistindo dados da porção inferior (Grupo Canastra) desta unidade tectônica;

- Teixeira (1985) teceu uma revisão pormenorizada dos resultados de vários métodos de datação geocronológica (isotópica e paleontológica) até então realizados no Grupo Bambuí. Podem ser considerados como consenso aplicável a toda a sua extensão geográfica, dois limites temporais: sua sedimentação é considerada do Proterozóico Superior, tendo iniciado no máximo há cerca de 1000 Ma; e, por volta de 600 Ma, deu-se um rejuvenescimento isotópico decorrente do auge do metamorfismo Brasileiro, cujos efeitos terminais se fizeram presentes até o eo-Fanerozóico.

No Estado de Minas Gerais, mais especificamente, a sedimentação do Grupo Bambuí tem como idade máxima datações K-Ar de rochas básicas que indicam 980 ± 21 Ma (gabro, rocha total) na região de Santa Luzia (Parenti Couto et al., 1983), e 673 ± 22 (diabásio, plagioclásio), em Formiga (Teixeira, 1985). Datações pelo método Rb-Sr em locais menos afetados (mas não isentos) do anquimetamorfismo brasileiro indicam idades de diagênese por volta de 640 Ma para seus estratos basais (Thomaz Filho, 1976; Cordani et al., 1978; Parenti Couto et al., 1981).

Em vista dos aspectos mencionados, o presente trabalho propôs-se a realizar datações em concentrados minerais provenientes de rochas da Sequência Serra da Boa Esperança, portadoras de mica branca, do Grupo Canastra (mica branca) e do embasamento alóctone (hornblenda e muscovita) e autóctone

(biotita). As amostras estão geograficamente alinhadas de modo a formar um perfil K/Ar de direção aproximadamente E-W, no sentido de detectar possíveis tendências e descontinuidades com a finalidade de colocar restrições temporais ao modelo de empilhamento tectônico proposto.

6.2 - DADOS OBTIDOS

Foram realizadas dez determinações K-Ar segundo os métodos convencionais em uso no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP: a determinação do potássio é feita através de fotômetro de chama, com duas leituras intercaladas às determinações de uma solução padrão; a determinação do ^{40}Ar , após fusão da amostra em linha de ultravácuo, purificação e mistura com gás traçador (^{38}Ar), é realizada através de um espectrômetro de massa MS-1 do tipo Reynolds, de fonte gasosa, com leitura das razões via computador em linha. O procedimento analítico detalhado encontra-se descrito em Kawashita et al. (1983). As constantes de decaimento para o ^{40}K são: $\lambda_1 = 0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$, e $\lambda_2 = 4,962 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ (Steiger & Jager, 1977 In: Faure, 1986), e o seu teor é calculado com base na abundância atual de 0,01167%.

As principais características das amostras analisadas, sempre na fração entre 60 e 100 mesh, tais como localização, litotipo, unidade litoestratigráfica e mineralogia estão listadas na Tabela 6.1, e os respectivos resultados analíticos apresentados na Tabela 6.2; os dados obtidos podem ser apreciados no mapa tectônico regional da Figura 6.1 (juntamente com os dados preexistentes da literatura) e na seção esquemática (Figura 6.2),

Figura 6.2 - Seção esquemática através da área de estudo, mostrando a disposição espacial das amostras datadas em relação às unidades tectônicas (▲ mica branca; ■ biotita; ♦ hornblenda). Geologia como na Fig. 3.1.

onde são representadas as relações de contato entre as unidades tectônicas amostradas.

6.3 - ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

6.3.1 - Determinações em biotita e anfibólio

Apesar de coerentemente prebrasilianas, as idades aparentes obtidas em hornblenda e biotita a partir de amostras do embasamento alóctone e autóctone, respectivamente, são colocadas em suspeição devido ao seu baixíssimo teor em potássio (Tabela 6.2). Tal teor pode ser devido a substituições retrometamórficas da biotita por clorita e da hornblenda por actinolita (Foto 12) e clorita. A amostra CRI-CWM-4a, do embasamento autóctone, indica uma idade aparente (em biotita) de 1727 ± 100 Ma. Apesar dos problemas analíticos e da alta margem de erro, o valor é coerente com as idades de resfriamento tardi-transamazônicas para o embasamento cratônico, obtidas por Teixeira (1985). A amostra CRI-CWM-4a do embasamento alóctone indicou idade aparente de 2251 ± 26 (em hornblenda). Em conjunto com os dados Rb-Sr (Capítulo 3), que apesar de também não serem definitivos, o valor obtido converge para a caracterização daquele conjunto litológico como embasamento, afetado pela Orogênese Transamazônica.

Amostra	Coord. UTM	nº ponto Anexo I	Litotipo	Unidade Estratigr.	Unid. Tect.
FU-3c	363,20-7713,25	*	quartzito	Canastra	NAC
CRC-1-16	386,95-7694,70	1755	quartzito	Canastra	NAC
CRC-2-33	383,30-7691,15	1742	qzo-filito	Canastra	NAC
AIP-1	354,80-7593,50	109	musc-xisto	Canastra	NAC
CRI-1090a	419,80-7684,85	1090	metagabrodi- orito	Emb. Alloc.	SCIP
BE-5-131	427,10-7680,80	1735	quartzito	Seq. SBE	SCIP
CRI-CL-62	426,40-7684,00	1270	quartzito	Seq. SBE	SCIP
CRI-CL-4a	431,90-7679,60	1418	qzo-filito	Seq. SBE	SCIP
BE-2-85	433,20-7682,10	1457	xisto qzo-felds.	Emb. Alloc.	SCIP
CRI-CWM-4a	445,00-7680,30	1287	granito	Emb. Autóctone	

Tabela 6.1: Localização, litologia e posição estratigráfica e tectônica das amostras datadas pelo método K-Ar. * - Amostra coletada fora da área de estudo; coordenadas UTM segundo IBGE, folhas topográficas escala 1:50.000. OBS.: Seq. SBE = Sequência Serra da Boa Esperança.

6.3.2 - Determinações em mica branca

6.3.2.1 - NAC

Apesar da grande dispersão, os dados obtidos em mica branca confirmam a tendência de idades aparentes brasileiras para a NAC (Correia et al. 1982; Machado Filho et al. 1983), situando-se as amostras do Grupo Canastra no tempo entre 595 $\pm$ 7 e 673 $\pm$ 27 Ma.

6.3.2.1 - SCIP

As idades aparentes também são relacionadas à Orogênese Brasileira, porém observa-se uma discrepância entre os valores para os metassedimentos da Sequência Serra da Boa Esperança (três

SPK	NO. CAMPO	MINERAL	%K	75%ERRO	Ar40rad	Ar%atm	Tmax	IDADE	ERRO 1	ERRO 2
					($\times 10^{-6}$)					
					(ccSTP/g)		(M.a.)	(M.a.)	(Cox-Barl)	(difer)
6738	PH-3c	MICA BRANCA	8.4555	0.5788	231.72	5.98	609.5	595.5	7.5 (1.3%)	13.9 (2.3%)
6739	BE-5-131	MICA BRANCA	7.9269	0.5000	205.05	6.03	578.8	566.8	6.7 (1.2%)	12.0 (2.1%)
6740	CRI-CL-62	MICA BRANCA	7.0482	1.2501	185.18	8.25	594.8	574.6	11.4 (2.0%)	20.2 (3.5%)
6741	CRI-CL-4a	MICA BRANCA	7.2673	2.1884	196.19	15.16	612.1	588.4	15.0 (2.5%)	23.7 (4.0%)
6758	CRC-1-16	MICA BRANCA	8.2755	1.8034	228.65	3.10	619.6	599.9	12.6 (2.1%)	19.7 (3.3%)
6759	ALP-1	MICA BRANCA	7.3508	3.8417	232.30	2.29	704.5	672.7	26.8 (4.0%)	31.8 (4.7%)
6828	BE-2-85	MICA BRANCA	7.0409	0.5000	217.43	17.32	674.0	658.7	8.3 (1.3%)	15.3 (2.3%)
6836	CRI-1090	HORNBLENDA	0.4973	0.5000	86.50	4.16	2280.0	2250.9	25.8 (1.1%)	29.1 (1.3%)
6835	CRC-2-33	MICA BRANCA	7.7239	2.5688	228.84	5.65	660.5	636.7	16.7 (2.6%)	23.8 (3.7%)
6864	CRI-CMM-4a	BIOTITA	0.6821	5.5402	76.33	20.50	1021.7	1727.0	100.3 (5.8%)	94.7 (5.3%)

Tabela 6.2: Dados analíticos K-Ar das amostras selecionadas.

determinações), entre 567+-7 e 588+-15 Ma, e a idade significativamente mais alta, de 659+-8 Ma, para o xisto Costas, considerando-se o erro máximo de 2,5% para estas amostras.

Na análise da grande dispersão para os dados da NAC (levando-se em conta erros de até 4%) e a discrepância observada no SCIP, devem ser levados em conta os fatores que influenciam no sistema K-Ar em micas. Em faixas orogênicas, dois processos são preponderantes como causadores da abertura do sistema isotópico K-Ar (e.g. Wijbrans & McDougall, 1986):

- difusão volumétrica do Ar através do retículo cristalino do mineral que o contém. Para a mica branca, este processo se torna quantitativamente efetivo a partir da temperatura chamada "de bloqueio" de 350°C (Purdy & Jaeger, 1976, in: Kligfield et al., 1986). Para a biotita e hornblenda são indicadas temperaturas de 310°C e 535°C, respectivamente (Anderson, 1988).

- devido à distorção, dissolução, fragmentação mecânica ou recristalização dos grãos minerais durante a deformação: o escape do Ar pode se dar, nestes casos, abaixo da temperatura de bloqueio do mineral. Por exemplo, Kligfield et al. (1986) relatam a diminuição progressiva das idades K-Ar à medida em que aumenta a intensidade das crenulações superpostas a cristais preformados de mica branca. Dunlap et al. (1991) salientam que ambos os processos podem ocorrer combinados ou isoladamente; quando a deformação se dá em condições térmicas superiores à temperatura de bloqueio, a idade aparente obtida refletirá o resfriamento pós-metamórfico; quando se dá abaixo da temperatura de bloqueio e a recristalização

for completa, obtém-se uma idade temporalmente associada à deformação; quando a recristalização for incompleta, abaixo da temperatura de bloqueio, são esperadas idades mistas entre a época do último episódio de resfriamento e a idade da deformação.

Em vista do acima exposto, a identificação no presente trabalho das gerações de mica branca e determinação das respectivas temperaturas de deformação constituem informações cruciais na interpretação dos dados. As amostras datadas do Grupo Canastra mostram duas gerações de mica branca: as formadoras da foliação S_1 (Capítulo 5) e as formadoras de S_2 , em grande parte resultantes da recristalização das primeiras. Em rochas de composição adequada (como em alguns metabasitos), a biotita no Grupo Canastra ocorre como mineral formador de S_2 . Isto sugere que esta fase de deformação se processou, pelo menos em parte, em condições térmicas acima de 430°C (Nitsch, 1970, in Barker, 1990). Na interpretação mais simples, as idades aparentes indicariam somente a época em que se deu o resfriamento ($< 350^\circ\text{C}$) pos-auge metamórfico. Visto que as amostras analisadas não mostram crenulações tardias (D_3 e D_4), é pouco provável que a dispersão observada seja devido a estas deformações tardias. Entretanto, é provável que parte da aloctonia (e cisalhamento) tardi- D_2 tenha envolvido deformação e recristalização de micas brancas abaixo desta temperatura, pois causou uma importante ascensão em termos de nível crustal da NAC. Favorece esta interpretação o fato da NAC, com rochas em fácies anfibolito no topo, apresentar mais de 100 km de superposição a um conjunto metassedimentar (Grupo Bambuí e Sequência Serra da Boa Esperança) com metamorfismo apenas na

zona da clorita. Neste contexto, o largo espectro de idades aparentes poderia ser devido a intensidades diferentes de abertura do sistema isotópico das micas brancas, devido a deformação tardi-D₂ a temperaturas abaixo de 350° C.

Fato significativo é que as idades aparentes mais altas tenham sido fornecidas pelas amostras mais micáceas, de 673 Ma (ALP-1) e 637 Ma (CRC-2-33), nas quais houve maior preservação das micas brancas grosseiras, em forma de peixes de mica (Fotos 2 e 3). Nos quartzitos, que forneceram idades de 595 Ma (FU-3c) e 600 Ma (CRC-1-16), os cristais de mica branca disseminados em meio ao quartzo (Foto 13) seriam teoricamente mais susceptíveis a deformações intracristalinas tardias. Se correto, este modelo interpretativo sugere que os estágios finais da aloctonia da NAC tenham ocorrido em época mais próxima das idades aparentes mais baixas observadas, em torno de 600 Ma.

Por outro lado, as três amostras da Sequência Serra da Boa Esperança mostram boa concordância de idades. Exibem clivagem ardosiária penetrativa S₁, sendo que a amostra CRI-CL-4a mostra-se intensamente afetada por crenulações abertas tardias (Figura 6.5), causadoras de recristalização incipiente de micas em posição plano-axial. Como o metamorfismo destas rochas atingiu somente a zona da clorita, é possível que a deformação principal (D₁) tenha se processado abaixo de 350° C. Todavia, esta interpretação ainda requer confirmação através de estudos específicos. Pelo acima exposto, é sugerido que as idades obtidas seriam referentes à época da deformação principal D₁, responsável pela formação da foliação (e das micas brancas) e pelo empilhamento tectônico do

SCIP. As crenulações tardias podem ter contribuído para rejuvenescer as idades aparentes obtidas, abaixo de 600 Ma. Neste contexto interpretativo, o valor mais antigo fornecido pela amostra do Xisto Costas (BE-2-85, embasamento alóctone) poderia ser interpretada como idade mista, resultante da recristalização incompleta das micas preformadas. De fato, a ocorrência de biotita apenas como inclusões em epidoto na amostra datada indica a existência de uma história metamórfica prévia que atingiu temperaturas mais altas, na qual também houve o desenvolvimento de cristais bem desenvolvidos de muscovita placóides, anormalmente grosseiras (0,3 a 2mm) em relação às micas dos metassedimentos. Estes cristais maiores se preservaram parcialmente na forma de porfiroclastos cuja recristalização, relacionada à fase D₁ dos metassedimentos adjacentes, provocou a neoformação de mica branca em massa mais fina.

Em síntese, as possibilidades acima conjecturadas são fortemente dependentes da determinação mais precisa da faixa de temperatura em que se deu a deformação principal de cada unidade tectônica. Entretanto, há uma certa convergência dos dados estruturais e os poucos dados geocronológicos K-Ar para um modelo em que a justaposição tectônica da NAC teria se dado por volta de 600 Ma, conforme as idades mais baixas para este conjunto; este pulso compressivo teria sido responsável pela fase D₁ observada nos metassedimentos do SCIP, cujas idades K-Ar abaixo de 600 Ma poderiam estar relacionadas às deformações tardias observadas.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS: INTEGRAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS FRENTE AO CONTEXTO GEOTECTÔNICO E EVOLUÇÃO CRUSTAL

7.1 - ESBOÇO DE UM MODELO GEOTECTÔNICO EVOLUTIVO

O conjunto dos resultados cartográficos, estratigráficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos, relatados nos capítulos antecedentes, permite delinear um modelo interpretativo de evolução geotectônica para a zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília, em sua porção meridional. O alcance de um modelo completo para a faixa carece de informações específicas (estratigrafia, a história deformacional e o caminho P-T-t) da porção mais interna do orógeno, isto é, o segmento de mais alto grau metamórfico (e estruturalmente superior) do Grupo Araxá. Entretanto, alguns pontos essenciais podem ser resumidos:

- Com base na notável semelhança estratigráfica, os Grupos Canastra e Araxá, são correlacionados aos Ciclos Depositionais Carandaí e Andrelândia, respectivamente. Interpretações recentes sobre dados geocronológicos da região à margem sul do Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 1989; Ribeiro et al., 1990; Campos Neto et al., 1990) têm encontrado indícios de episódio metamórfico e/ou magmático naquela região, ao final do

Proterozóico Médio. Segundo tais interpretações, a sedimentação das unidades da NAC remontaria ao Proterozóico Médio;

- A julgar pelas características litogeoquímicas dos metabasaltos intercalados nos Grupos Canastra e Araxá, típicas de basaltos toleíticos de platô continental, estas unidades metassedimentares foram depositadas sobre embasamento (crosta) de caráter continental.

- Três aspectos convergem para a caracterização de uma paleobacia sedimentar de grandes proporções cujas unidades basais apresentam grande extensão e continuidade laterais, típicos de sinéclises continentais: as correlações estratigráficas feitas acima; o fato de que o Grupo Andrelândia está depositado sobre um embasamento predominantemente granito-gnáissico, subordinadamente "greenstone" (Trouw et al., 1986); e as características litogeoquímicas semelhantes, indicando ambientação continental (Paciullo, 1992; Gonçalves & Figueiredo, 1992), dos metabasitos intercalados no Grupo Andrelândia. Os fragmentos do embasamento, associados às unidades alóctones da área de estudo, também representam amostras de um terreno granito-gnaiss com maiores proporções de "greenstones", desenvolvido do Arqueano ao Proterozóico Inferior;

- A sedimentação da Sequência Serra da Boa Esperança, de idade ignorada, é caracterizada pela associação litológica quartzito-pelito-conglomerado (quartzítico), depositada sobre um embasamento do tipo (granito)-gnaiss-greenstone. Pela ausência intrusões granitóides (assim como de aplitos, pegmatitos, etc.), típicos dos terrenos afetados pela Orogênese Transamazônica, a sua

sedimentação é provavelmente pós-Transamazônica;

- O encurtamento crustal relacionado ao Ciclo Brasileiro, efetuado através de intenso cisalhamento de baixo ângulo, resultou inicialmente na deformação principal, concomitante ao metamorfismo e formação de foliação dos Grupos Canastra e Araxá e da Sequência Serra da Boa Esperança. Embora com transporte geral para Leste, os diferentes níveis crustais em que se deram estes processos foram responsáveis pelas diferenças de estilos estruturais na NAC e no SCIP: na Nappe Araxá-Canastra, tal evento imprimiu duas gerações (D_1 e D_2) de dobras apertadas a isoclinais, recumbentes e reclinadas, associadas ao metamorfismo barroviiano (gradiente de pressão média) de gradiente inverso, variando da fácies xisto verde (zona da biotita) à fácies (epidoto) anfibolito; no SCIP, a deformação em níveis crustais mais rasos gerou uma foliação milonítica de baixos mergulhos (subparalela ao acamamento sedimentar), com raras dobras associadas, e metamorfismo na fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

- O empilhamento de escamas tectônicas deu origem a um paleorrelevo montanhoso que serviu de área fonte para os metaconglomerados polimíticos do Grupo Bambuí. A ocorrência destes metaconglomerados marcados por ciclos granodecrescentes, interdigitados a espessos pacotes pelíticos (com carbonatos associados), sugere um sistema de leques subaquáticos invadindo a plataforma marinha epicontinental rasa.

- Os estágios finais da deformação principal, pós-auge metamórfico, são marcados pelo cavalgamento propriamente dito da NAC sobre o SCIP e deste sobre o Grupo Bambuí, que passa a ser deformado, adquirindo sua foliação S_1 e lineação de estiramento.

- Duas fases de dobramentos pos-metamórficos, suaves a abertos e com superfícies axiais íngremes, deformam a foliação principal das três unidades tectônicas e os planos de cavalgamento, sem geração de foliação penetrativa: uma com eixos de rumo NW e outra com eixos N-S. Possivelmente, o dobramento NW foi decorrência da restrição lateral de espaço durante o avanço tectônico que, já atuante durante a deformação principal, continuou imprimindo-se sobre os planos de cavalgamento e foliações. A fase N-S de dobramento tardio representa os últimos efeitos da compressão E-W atuante durante toda a orogênese.

- Pela interpretação das idades K-Ar em micas brancas da NAC e do SCIP, o auge da fase de deformação principal (D_2 da NAC e D_1 do SCIP) se deu por volta de 600 Ma; o conjunto dos dados K-Ar (corroborados pelos de Rb-Sr) no embasamento do domínio autóctone indica que este não foi afetado pelos efeitos térmicos brasileiros. Na área cratônica são obtidos valores em torno de 1,8 Ga para o resfriamento regional, ao passo que no Complexo Campos Gerais há indicações de aquecimento durante o Proterozóico Médio (Teixeira, 1985; Teixeira et al., 1989).

7.2 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O modelo acima proposto leva em conta a coerência e

similaridade de processos deformativos e de indicadores cinemáticos, nas três unidades tectônicas: guardadas as devidas diferenças de estilos estruturais específicos, todas iniciaram sua história deformacional por intenso cisalhamento subhorizontal dirigido para leste. Como este processo afetou o Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, parece ser mais plausível a opção por um modelo de evolução monocíclica, durante a orogênese Brasileira, até que novos dados geocronológicos comprovem a ocorrência de processos termotectônicos prebrasilianos.

FOTO 1: Cristais subidiomórficos de albita com geminação complexa, interpretados como relictos de plagioclásio de origem vulcânica, em provável metagrauvaca de contribuição vulcânica ou metapiroclástica (Grupo Canastra, ponto 222, Serra da Ventania). A matriz é formada por biotita, epidoto e clorita (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 2: Agregados sigmóides de mica branca (peixes de mica), ubíquos no quartzo muscovita xisto do Grupo Canastra (amostra orientada ALP-1, ponto 109, serra da Ventania), indicam cisalhamento resultante do transporte tectônico de W para L. A matriz é formada por quartzo e mica branca finamente recristalizados (pols. cruz.).

Figura 5.3

FOTOMICROGRAFIA 3: Contato entre bandas de muscovita xisto e de quartzito (Fig. 5.3) do Grupo Canastra (amostra ALP-1, ponto 109, Alpinópolis), mostrando a relação entre peixes de mica e as foliações S, C e C' (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 4: Foliação s-c no quartzito milonítico do Grupo Canastra (lâmina orientada, ponto 1709, Serra do Ferreira) indica transporte tectônico de W para L. Na porção inferior, o cisalhamento mais intenso resultou em subparalelismo das foliações S e C (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 5: Metarenito ortoquartzítico da Sequência S. da Boa Esperança (ponto 315, Serra da Tormenta) com deformação fraca, predominando dissolução por pressão e formação de veios de extensão; nas bordas dos grãos detríticos apenas se inicia a recristalização dinâmica com formação de orlas finamente granuladas (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 6: Metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança (lâmina orientada, ponto 931, Serra da Volta Grande), com forte achatamento dos grãos detríticos acompanhado pela formação de bandas de recristalização dando início à formação de matriz finamente recristalizada (pols. cruz., corte paralelo à lineação de estiramento).

FOTOMICROGRAFIA 7: Metarenito ortoquartzítico milonitizado da Sequência Serra da Boa Esperança (lâmina orientada, ponto 1119, Serra do Matadouro), com predominância de matriz finamente recrystalizada e poucos porfiroclastos reconhecíveis; início de formação de foliação S-C na matriz (pols.cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 8: Ultramilonito derivado do metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança (mesmo ponto da foto anterior) com total recrystalização e conspícua foliação S-C mostrando transporte tectônico para Leste (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 9: Quartzo sericita filito da Sequência Serra da Boa Esperança (amostra CRI-CL-4a, ponto 1418, Serra da Boa Esperança), mostrando crenulações simétricas sobre a foliação S_1 , com início de formação de cristais de mica branca em posição plano axial (pols. paral.).

FOTOMICROGRAFIA 10: Crenulações recumbentes apertadas, desenvolvidas sobre a laminação no metassiltito do Grupo Bambuí. Ponto 1611, nas proximidades do empurrão basal dos quartzitos da Sequência Serra da Boa Esperança (pols. paral.).

FOTOMICROGRAFIA 11: Pseudotaquilito no granito Porto dos Mendes, embasamento autóctone (ponto 1554): à esquerda, microbrecha com matriz vítrea; à direita observa-se a intrusão do material fundido em fraturas adjacentes ao plano de falha (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 12: Substituição de horblenda (partes escuras) por actinolita (verde claro) no tonalito (TTG) do embasamento alóctone do SCIP (amostra CRI-1090k), resultante do metamorfismo de baixo grau contemporâneo à imbricação tectônica (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 13: Foliação plano axial em charneira de dobra D₂ no quartzito Canastra (amostra FU-3c, próximo à represa de Furnas), em banda rica em mica e opacos (pols. paral.).

FOTOMICROGRAFIA 14: Seixo do metaconglomerado polimítico do Grupo Bambuí (ponto 1527, 2km a NE de Cristais) formado por metarenito ortoquartzítico da sequência Serra da Boa Esperança, relativamente pouco deformado (pols. cruz.).

FOTOMICROGRAFIA 15: Seixo do metaconglomerado polimítico do Grupo Bambuí (ponto 1701, Itaci), formado por metarenito ortoquartzítico da Sequência Serra da Boa Esperança, exibindo forte deformação prévia à do metaconglomerado (pols. cruz.).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKIMOTO, H. -1988- Relatório de Iniciação Científica (orientador: Wilson Teixeira), FAPESP, 1988, IG/USP (inédito).
- ALMEIDA, F. F. M. de -1967- Observações sobre o Pré-Cambriano na região central de Goiás. Bol. Paranaense Geociênc., Curitiba, 26:19-22.
- ALMEIDA, F. F. M. de -1977- O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geociênc. 7(4):349-364. SBG, São Paulo.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. -1976- The Upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geociênc. USP, v.7:45-80.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. ; FUCK, R. A. -1981- Brazilian Structural Provinces: an Introduction. Earth Sci. Rev. v. 17: 1-29.
- ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. -1984- O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: O Precambriano do Brasil, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378 p.
- ANDERSON, S. L. -1988- Interpretation of K-Ar mineral dates from the Grenville Orogenic Belt. Am. Jour. Sci., v. 288:701-734.
- ANDREIS, R. R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. -1989- Ciclos deposicionais no proterozóico das folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. I Simp. Geol. Sudeste, bol. Resumos 97-98. RJ.
- ARMSTRONG, R. L. -1966- K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts, In: Schaffer, O. A. & Zahringer, J. (eds.) Potassium-argon dating. New York, Springer-Verlag, p. 117-133.
- BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G. ; CAMPOS, D. A. (coords.) -1984- Léxico Estratigráfico do Brasil. Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral, CPRM. Brasília, 541p.
- BARBOSA, O. -1954- Évolution du geosynclinal Espinhaço. In: Congres Geologique Intern. 19, Alger, 1952. Comptes Rendus... Section 13, fasc. 14. Alger, 1954, p. 17-36.
- BARBOSA, O. -1955- Guia das excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, 1955. Notic. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 3:3-5.
- BARBOSA, O. -1963- Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central brasileiro. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 1963 (inédito), 71p., mapas.

BARKER, A. J. -1990- Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie & Son Ltd, London, 162p.

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. -1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters. Chemical Geology, 48:43-55.

BELL, T. -1978- Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroff Thrust. Tectonophysics, 44: 285-320.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P. C.; MARQUES, L. S.; PICCIRILO, E. M.; NARDY, E. M.; ROISENBERG, A. -1984- High- and low-TiO₂ flood basalts from the Parana plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. N. Jahrb. Miner. Abb. 150 (3):273-306.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P. C.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, E. M.; PICCIRILO, E. M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. -1986- Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrological relationships. J. Petrol., 27 : 915-944.

BERTHÉ, D. & BRUN, J. P. -1980- Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. J. Struct. Geol. 2: 127-133.

BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. -1982- Thrust systems. AAPG Bull. 66(9): 1196-1230.

BOYNTON, W. V. -1984- Cosmochemistry on the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, HENDERSON, P. (ed.), Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 63-114.

BUCHER, W. H. -1944- The Stereographic Projection, a Handy Tool for the Practical Geologist. Journal of Geology 52: 191-212.

CAMPOS NETO, M. C.; PERROTTA, M. M.; PELOGGIA, A. U. G.; FIGUEIREDO, M. C. H. -1990- A Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: Congr. Bras. Geol., SBG, Natal, Anais... vol. 6:2615-2630.

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.; ROSA, D. B.; RAMALHO, R. -1979- Projeto Sapucaí, Estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório Final de geologia. Brasília, DNPM-CPRM, 229p.

COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. -1980- Development of sheath folds in shear regions. J. Struct. Geol., 2:119-126.

CONDIE, K. C.; BOBROW, D. J.; CARD, K. D. -1987- Geochemistry of Precambrian mafic dykes from southern Superior Province, Canada

Shield. In: H. C. Halls & W. Fahrig (eds.), "Mafic Dyke Swarms". GSC Sp. Pap. 34: 95-108.

CONDIE, K. C. -1989- Plate tectonics and crustal evolution, 3 ed. New York, Pergamon Press, 476 p.

CORREIA, C. T. -1986- Geologia da Folha Cássia, MG, e petrologia de seus anfibolitos. Dissert. Mestrado, USP (iné.), 123 p.

CORREIA, C. T.; KAWASHITA, K. GIRARDI, V. A. V. -1982- Datações Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia (MG) e considerações sobre o seu significado geológico. An. Acad. Brasil. Ciênc. 54(4):673-677.

COSTA, M. T. da ; BRANCO, J. J. R. -1961- Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte. Contribuição ... Instituto de Pesquisas Radioativas, 15:9-25.

COX, K. G. & HAWKESWORTH, J. -1985- Geochemical Stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with Implications for Open System Magmatic Processes. Jour. Petrol. 26(2): 355 -377.

COWARD, M. P. -1983- Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. J. Struct. Geol. 5(2): 113-123.

COX, K. G.; McDONALD, R.; HORNUNG, G. -1967- Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of Southern Africa. Am. Mineral. 52: 1451-1474.

DARDENNE, M. A. -1978- Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congr. Bras. Geol. 30, Recife. Anais..., Recife, SBG, 2:597-602.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. -1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29: 183-210.

DODSON, M. H. -1973- Closure temperatures in cooling geochronological and petrological systems. Contr. Mineralogy Petrology, v. 40:259-274.

DUNLAP, W. J.; TEYSSIER, C.; McDOUGALL, I.; BALDWIN, S. -1991- Ages of deformation from K/Ar and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of white micas. Geology, 19: 1213-1216.

EBERT, H. -1971- Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971, Resumos... São Paulo, SBG, Bol. 1:177-178.

EBERT, H. -1984- Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. Publ. SBG -Núcleo São Paulo/Pró-Minério (in memoriam) 12:72-103.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. -1978- Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 42: 1199-1212.

FAURE, G. -1986- Principles of isotope geology (2nd ed.). John Wiley & Sons, New York, 589 p.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A.; TOSSATO, P. -1979- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília, DNPM, 240p.

FRITZSONS JUNIOR, O.; BIONDI, J. C.; CHABAN, N. -1980- Geologia da região de Piumhi (MG). In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, 1980, Anais... SBG, 5:2906-2917.

FUCK, R. A. -1990- Dobramentos neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton São Francisco: revisão. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, Bol. Resumos... Natal, SBG, 1990, p. 288-289.

FUCK, R. A. & MARINI, O. J. -1981- O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simp. Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1979, Atas... Bahia, SBG, 1981, p. 118-130.

FUCK, A. R.; NEVES B. B. B.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. -1989- Geologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochimica Brasiliensis*, 3(2): 125-140.

GONÇALVES, M. L. & FIGUEIREDO, M. C. H. -1992- Geoquímica dos anfíbolitos de Santana do Garambéu (MG): Implicações sobre a evolução do Grupo Andrelândia. *Geochimica Brasiliensis* (no prelo).

HANMER, S. & PASSCHIER, C. -1991- Shear-sense Indicators: a Review. Geological Survey of Canada Paper 90-17, 72 p.

HASUY, Y. & ALMEIDA, F. F. M. de -1970- Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 19:5-26, São Paulo.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L. S. A.; SOUZA, M. A. T. -1987- O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, 1989, Anais... SBG, p. 179-198.

HEILBRON, M.; GONÇALVES, M. L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R. A. J.; KAWASHITA, K. & PADILHA, A. -1990- Geocronologia da área entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambú. *An. Acad. Bras.*

Cienc. 61(2): 177-199. Rio de Janeiro.

HOBBS, B. E.; MEANS W. D. & WILLIAMS, P. F. -1976- An Outline of Structural Geology. New York: Wiley, 571 p.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. -1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8:523-548.

JENSEN, L. S. -1976- A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Min. Natu. Resour., Misc. Paper 66, 22 p.

KAWASHITA, K.; SATO, K.; SONOKI, J. K. -1983- Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências USP. Publ. Int., 14 p. (inédito).

KLIGFIELD, R.; HUNZIKER, J.; DALLMEYER, R. D. -1986- Dating of deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques: results from the Northern Apennines. Jour. Struct. Geol. 8(7): 781-798.

LEAKE, B. E. -1964- The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol., 5:238-254.

LE BAS, M. J. & STRECKEISEN, A. L. -1991- The IUGS systematics of igneous rocks. Jour. Geol. Soc. London 148:825-833.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. -1984- S-C Mylonites. Jour. Struct. Geol., 6(6):617-638.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R. C. de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. de -1983- Geologia das Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. In: Folhas SF-23/24- Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, 780 p., 6 mapas.

MARCOUX, J.; BRUN, J. P.; BURG, J. P.; RICOU, L. E. -1987- Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey). J. Struct. Geol., 9(5): 555-651.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. M. -1984- Província Tocantins - Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F. F. M. de; Hasui, Y. (eds.) - O Precambriano do Brasil. Edgard Blucher, São Paulo, 378 p., pp. 205-264.

MARQUES, L. S. - 1988- Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. Tese de Dout. (inéd.), Universidade de São Paulo (IAG), 1988, 175p, apêndices.

MESCHEDE, M. -1986- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with a

- Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol. 56: 207-218.
- MIRANDA, J. -1953- Folha Bambuí-Secção de Geologia. In: Brasil, DNPM, Div. Geol. Mineral., Relat. An. Dir., 1952. Rio de Janeiro, p. 25-27.
- MIYASHIRO, A. -1975- Classification, characteristics, and origin of ophiolites. J. Petrol. 83(2):249-281.
- 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, Atas... Belo Horizonte, SBG, 3:411-422.
- MORALES, N.; SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO C. M.; GODOY, A. M. -1989- Boudinagem e estrutura de constricção associadas a dobras em bainha. Anais do II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (resumos expandidos)
- MYERS, R. & BREITKOPF, J. H. -1989- Basalt geochemistry and tectonic settings: A new approach to relate tectonic and magmatic processes. Lithos, 23: 53-62.
- NEVES, B. B. B. -1990- Processos orogênicos no Precambriano do Brasil. In: G. P. R. Gabaglia & E. J. Milani (Eds.), Orogênese e Evolução de Bacias Sedimentares, pp. 99-114. Petrobras SA, Rio de Janeiro, 415 p.
- NITSCH, K. H. -1970- Experimentelle bestimmung der oberen stabilitätsgrenze von stilpnomelan (Experimental determination of the upper stability limit of stiopnomelane) (Abstract). Fortschr. Mineral. 47: 48-49.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; CARVALHO, S. G. de; MORALES, N.; RODRIGUES, M. F. B.; ZANARDO, A. -1983- Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, Atas... Belo Horizonte, SBG, 3:432-439.
- OLIVEIRA, M. A. M. -1967- Contribuição à geologia da parte sul da bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Cienc. Tecn. Petrol., Rio de Janeiro, 3:71-105.
- PACIULLO, F. V. P. -1992- Ortoanfíbolitos do Ciclo Depositional Andrelândia - assinatura química e ambiente tectônico. In: Congr. Bras. Geol. 37, São Paulo. SBG, Anais... (no prelo).
- PARENTI COUTO, J. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; IYER, S. S.; MORAES, N. M. P. -1981- Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 11(1): 5-16.
- PARENTI COUTO, J. G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G. -1983-

Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais..., Boletim S.B.G., Núcleo de Minas Gerais, (3): 38-49.

PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. -1986- Porphyroclast systems as kinematic indicators. Journ. Struct. Geol. 8(8):831-843.

PEARCE, J. A. -1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Thorpe (ed.), "Andesites: orogenic andesites and related rocks". Chichester, Wiley, 525-548.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. -1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 19: 290-300.

PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. -1979- Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. Contr. Mineral. Petrol. 69: 33-47.

PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. -1975- The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 24:419.

PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. -1977- The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planet. Sci. Lett. 36:121-132.

PFLUG, R. & RENGGER, F. -1973- Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: Congr. Bras. Geol. 27, Aracaju. Anais..., Aracaju, SBG. 2:5-19.

PHILLIPS, F. C. -1971- The use of stereographic projection in structural geology. Third Ed. - Edward Arnold Publ. Ltd., London, 132 p.

PURDY, J. W.; JAGER, W. -1976- K-Ar ages on rock-forming mineral from the central Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 30: 1-32.

RAMSAY, J. G. -1960- The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. Jour. Geol., v. 68:75-93.

RAMSAY, J. G. -1962- Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. Jour. Geol., 60:466-481.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. -1983- The techniques of modern structural geology, vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 p.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. -1987- The techniques of modern structural geology. vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press., London, 308 - 700 p.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; ANDREIS R. R.; TROUW, R. A. J.; & HEILBRON, M. -1990- Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: Congr. Bras. Geol. 36, Natal (RN), 1990, SBG. Anais... v. 6:2605-2614.

SCHMIDT, W. -1983- Die Geologie der Araxá Gruppe in Sudwest Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berücksichtigung des Grunstein-gürtels von Fortaleza de Minas. Univers. Freiburg (Tese de Dout.), RFA, 134p.

SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. -1978- Estilo estrutural do Precambriano no Sudeste de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol. 30, Recife, 1978, Anais... Recife, SBG, 1:431-434.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T. -1975a- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia (SE-22). Brasília, DNPM, 87p.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T.; LINDENMAYER, A. G.; VASCONCELOS, J. B.; ORLANDI, V. -1975b- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiás (SD-22). Brasília, DNPM, 114 p.

SCHRANK, A.; PADILHA, A. V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G. A. J. -1984- Komatiitos de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, Rot. Exc.... Rio de Janeiro, SBG, 12:5335-5377.

SHACKLETON, R. M. & RIES, A. C. - 1984- The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. J. Struct. Geol. 1/2: 111-117.

SIMÕES, L. S. A. & VALERIANO, C. de M. -1990- Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, Anais... Natal, SBG, 6:2564-2575.

SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO, C. de M.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; MORAES, R.; GOMI, C.Y. -1988- Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988, Anais... Belém, SBG. 3:1203-1215.

SIMPSON C. & SCHIMD, S. M. -1983- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 94:1281-1288.

STEIGER, R. H. & JAGER, E. -1977- Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Letters, 36:359-362.

SUN, S.; NESBITT, R. W. ; SHARASKIN, A. Y. -1979- Geochemical Characteristics of Mid-ocean Ridge Basalts. Earth. and Planet.

Sci. Lett. 44:119-138.

SZABÓ, G. A. J. -1989- Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG. Dissert. de Mestrado, IG-USP (inéd.), 203 p.

TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. -1981- Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro. Soluções problemáticas e sugestões. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981, Anais... Goiânia, SBG, p. 93-116.

TEIXEIRA, N. A. -1978- Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. UnB, Tese de Mestrado (inéd.), 202 p.

TEIXEIRA, N. A. & DANNI, J. C. M. -1978- Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Anais... Recife, SBG, 2:700-711.

TEIXEIRA, N. A.; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. -1987- Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). Rev. Bras. Geoc., 17(3):209-220.

TEIXEIRA, W. -1985- A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Dout., IG-USP (inéd.), 207p.

TEIXEIRA, W.; FONSECA, A. C.; POUPEAU, G. J. R.; PADILHA, A. V.; ZAPAROLLI, L. H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M. G. -1985- Esboço da evolução da parte meridional do Cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: Simp. Geol. Minas Gerais 3. Anais..., Belo Horizonte. SBG, Núcleo Minas Gerais, bol. 5:28-44.

TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA Jr., O.; SATO, K. -1989- A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Anais..., Belo Horizonte. SBG, Núcleo de Minas Gerais, bol. 10:243-246.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. -1984- Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro. Anais... SBG, Núcleo Rio de Janeiro, v.7: 3227-3240.

VALERIANO, C. de M.; SIMÕES, L. S. A.; GODOY, A. M. -1989- Compartimentação tectônica da porção meridional das Faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais: dados preliminares. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Anais..., Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10:238-242.

VAN de KAMP, P. C. -1970- The green bed of the scottish Dalradian Series: geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. J. Geol. 75 (3): 281-303.

VASCONCELLOS, A. C. B. C. -1988- O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. Dissert. Mestrado, IG-USP, São Paulo, 199p. (inédito).

WEISS, L. E. -1959- Geometry of superposed folding. Bull. Geol. Soc. Am., 70:91-106.

WERNICK, E. & ARTUR, A. C. -1983- Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. Bol. ..., Belo Horizonte, SBG, 3:50-62.

WIJBRANS, J. R. & McDOUGALL, I. -1986- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. Contrib. Mineral. Petrol. 93: 187-194.

WILLIAMSON, J. H. -1968- Least square fitting of a straight line. Can. Jour. Phys., 46:1845-1847.

WILSON, M. -1989- Igneous Petrogenesis - a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 p.

WOOD, D. A.; JORDAN, J. L.; TREUIL, M.; NORRY, M. & TARNEY, J. -1979- Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contr. Mineral. Petrol. 70: 319-339.

APÊNDICES

APÊNDICE 5.1 - Medidas de eixos e superfícies axiais em 18 afloramentos onde há interferência de dobras e/ou crenulações D₃ e D₄. Obs.: a- unidade tectônica; b- ângulo agudo entre as direções dos eixos L₃ e L₄ (média geral 65; méd. NAC 56; méd. SCIP 71).

FASE:	D ₃		D ₄			
Afl.	L ₃	S ₃	L ₄	S ₄	a	b
31	332/10	-----	027/02	-----	NAC	55
	292/10	-----	356/10	-----	NAC	64
623	265/05	175/80	160/15	250/90	NAC	75
707	325/00	055/90	070/00	340/85	SCIP	75
921	095/50	180/73	010/21	291/53	SCIP	85
1275	140/13	238/72	040/25	125/80	SCIP	80
1301	110/27	193/83	002/00	282/63	SCIP	72
1356	252/15	194/90	185/55	110/75	SCIP	67
1445	100/16	-----	182/02	260/75	SCIP	82
1611	152/00	250/75	225/07	130/57	SCIP	73
III-2	330/05	065/75	023/10	290/90	NAC	53
gua14-40	336/26	060/75	022/16	260/81	NAC	46
BE5-12	278/15	195/75	037/21	321/62	SCIP	61
BE-7-8	092/50	162/60	025/55	321/62	SCIP	67
GUA5-2	300/20	225/54	170/45	210/54	SCIP	50
GUA2-46	265/05	165/40	160/05	252/85	NAC	75
GUA-3-1	325/06	235/87	070/00	340/85	SCIP	75
CRC-5-9	142/10	220/70	176/08	-----	NAC	34
CRC3-18	268/10	-----	038/14	-----	NAC	50

APÊNDICE 5.2 - Medidas de lineação de estiramento do domínio SCIP escama superior e inferior. Colunas : a- foliação S₁; b- lineação estiramento; c- azimuth da lineação horizontalizada pelo eixo médio dobramento(escama sup. = 192/25; escama inf. = 178/11); d- azimuth lineação horizontalizada pela direção de S₁.

Escama inferior

Pto.	a	b	c	d
1023	090/30	115/27	025	112
917	000/05	280/00	102	100
918	270/40	280/39	085	097
922	315/13	235/05	045	054
931	248/77	248/77	070	066
1041	257/28	275/27	084	093
1083	292/28	287/27	094	107
1061	183/17	139/11	142	140
1100	210/21	140/09	134	140
1634	185/30	244/18	059	059
1104	079/11	106/10	111	105
5-49	210/23	230/24	046	050
	203/29	213/20	032	033
1119	225/90	135/18	138	152
1348	336/07	292/05	104	112
	336/07	268/02	088	088
1282	245/34	290/27	098	104
1347	001/10	293/03	113	113
1279	093/34	040/23	067	041
1281	117/46	080/40	110	089
1562	210/43	245/46	062	054
1586	140/20	085/12	080	086
1299	185/50	265/14	079	077
1680	100/26	065/22	081	069
	095/26	075/25	091	077
1089	305/36	355/24	143	170
	265/43	347/13	147	159
	265/53	335/28	128	141
	280/42	304/42	102	116
	273/38	345/16	146	159
1589	305/30	020/10	037	019
1067	077/20	025/11	039	025
1468	140/20	092/14	088	094
BE6-17	215/26	145/09	144	148
6-19	210/25	138/09	140	140
6-25	280/43	001/10	154	175
6-30	217/41	160/25	163	168
920	060/48	111/35	114	100
1039	237/15	258/13	074	077

MÉDIAS AZ. 097 099 100
 DESV. PADR. 43 35 41
 N. AFLORAM.= 32; N. MEDIDAS = 39

Escama superior

Pto.	a	b	c
976	118/36	135/32	129
974	287/62	001/30	168
1024	263/33	227/27	044
	235/30	235/30	051
1175	265/35	211/22	030
1177	264/45	304/36	114
	070/35	070/35	079
803	290/53	215/25	079
799	330/25	330/25	134
840	260/75	340/30	156
1211	330/65	250/30	066
1213	250/80	170/40	164
1179	100/83	162/74	133
1145	115/75	025/03	026
1204	275/70	340/49	125
824	250/50	288/40	089
736	295/50	240/34	058
800	270/70	001/02	168
805	270/54	270/54	079
	220/28	226/28	046
901	095/53	018/17	046
	099/50	016/08	024
	040/45	125/06	127

MÉD. AZ. 081 091
 DESV. PADR. 56 49
 N. AFLORAM.= 18; N. MEDIDAS = 2

APÊNDICE 6.1 - DETERMINAÇÕES K-Ar ANTERIORES EM ÁREAS ADJACENTES À ESTUDADA

a- PORÇÃO ESTRUTURALMENTE SUPERIOR DA NAPPE ARAXÁ-CANASTRA

n. cpo.	mineral	rocha	idade (Ma)	referência
CTC-34-A	feldspato	migmatito	645 + 31	1
CTC-34-A	biotita	migmatito	618 + 16	1
CTC-98-A	anfibólio	anfibolito	640 + 22	1
CTC-98-A	plagioclásio	anfibolito	582 + 128	1
CTC-162-A	muscovita	xisto	618 + 17	1
CTC-163-B	biotita	xisto	674 + 21	1
CTC-213-A	muscovita	gnaisse leucocr.	566 + 16	1
CTC-213-A	plagioclásio	gnaisse leucocr.	580 + 15	1
338D	sericita	xisto	619 + 8	2

Referências: 1- Correia (1986); 2- Machado F. et al. (1983)..

b- PORÇÃO SETENTRIONAL DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS

n. cpo.	mineral	rocha	idade (Ma)	referência
WT-OS-8C6	biotita	gnaisse	654 + 10	1
WT-OS-6.1	anfibólio	gnaisse	2254 + 39	1
WT-OS-14.7	anfibólio	gnaisse	1988 + 29	1
WT-OS-14.7	biotita	gnaisse	1429 + 18	1
WT-OS-16.2	biotita	gnaisse	915 + 43	1
SZALP308	roch. tot.	ortognaisse	1128 + 23	1

Referência: 1- Akimoto (1988)