



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MESTRADO EM GEOLOGIA

ESTILO ESTRUTURAL E CURVATURA DA ZONA LIMITE
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NAS REGIÕES
DE PRESIDENTE JUSCELINO E
CARDEAL MOTA - MG

por

FRANCISCO VLADIMIR CASTRO DE OLIVEIRA

**ESTILO ESTRUTURAL E CURVATURADA ZONA LIMITE
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NAS REGIÕES
DE PRESIDENTE JUSCELINO E
CARDEAL MOTA - MG**

por

Francisco Vladimir Castro de Oliveira

**Dissertação apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da
Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial a obtenção do
Título de Mestre**

Agosto, 1994

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim
Universidade Federal de Ouro Preto
(Orientador)

Prof. Dr. Alexandre Uhlein
Universidade Federal de Minas Gerais

Dr. Peter Sztatmari
(PETROBRÁS)

Profa. Dra. Caroline Janette Souza Gomes
Universidade Federal de Ouro Preto

*Aos meus pais:
Francisco Dias de Oliveira e
Maria Euzanita Castro de Oliveira
com carinho.*

*" Na verdade, há veios de onde se extrai a prata,
e para o ouro lugar em que o derretem.
O ferro tira-se da terra,
e da pedra se funde o metal.*

*Mas onde se achará a sabedoria?
E onde está o lugar da inteligência?*

*O homem não lhe conhece o valor;
não se acha na terra dos viventes.
Não se dará por ela ouro fino,
nem se pesará prata em cambio dela.*

*Nem se pode comprar por ouro fino de Ofir,
nem pelo precioso onix, nem pela safira.
Com ela não se pode comparar o ouro ou o cristal,
nem se trocará por jóia de ouro fino.*

*Ela faz esquecer o coral e as pérolas;
porque a aquisição da sabedoria é melhor que a dos rubís.
Não se igualará o topázio da Etiópia,
nem se pode comprar por ouro puro.*

*De onde, pois, vem a sabedoria,
e onde está o lugar da inteligência?
Porque está encoberta aos olhos de todo o vivente,
e oculta às aves do céu.*

*Deus entende o seu caminho,
ele sabe o seu lugar.
Porque ele vê as extremidades da terra,
e vê o que há debaixo dos céus.*

*Quando deu peso ao vento,
e tomou a medida das águas;
Quando prescreveu uma lei para a chuva
e caminho para o relâmpago dos trovões;
Então a viu e a manifestou;
estabeleceu-a e também a esquadrinhou.*

*Mas disse ao homem:
Eis que o temor do senhor é a sabedoria,
e apartar-se do mal é a inteligência."*

Extraído do Antigo Testamento -
O Livro de Jó. 28 (1, 2, 12, 13, 15...21, 23...28).

AGRADECIMENTOS

O autor deseja expressar seus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas:

Ao Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim pela valiosa orientação durante todo o desenvolvimento desse trabalho.

À Profa. Dra. Hanna Jordt Evangelista pelo auxílio prestado nos estudos de análise microestrutural e pela leitura e correções do *abstract*.

Ao Prof. Msc. Vassily Koury Rolim (UFMG) pelas discussões e sugestões no decorrer deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Michel Henri Arthaud (UFC) pela considerável ajuda na confecção dos estereogramas, na etapa final deste trabalho.

À Profa. Dra. Caroline Janette Souza Gomes pela leitura e sugestões feitas ao capítulo final deste trabalho.

Aos amigos Luís Manoel Alves Marçal e Petronília Carneiro Ronzê pelos ótimos momentos vivenciados durante todo o decorrer deste curso e, ao colega Roberto Gonçalves pelas saudáveis discussões no decorrer deste trabalho. À Alessandra Cury, Ratsa Aguiar, Sr. Silva, dona Tereza e a todas as demais pessoas que, durante minha estadia em Ouro Preto, fizeram dessa cidade um bom lugar para se cultivar grandes amizades.

Aos demais colegas de curso, especialmente da minha turma (Alexandre de Castro, Aroldo Silva, Cláudio Silva, Diógenes de Oliveira, Flávio Fernandes, Léllis Sarno, Leodílson Silva, Marcelo Blauth, Renato Fonseca, Rosely Marçal e Wellington Borges), e também aos colegas Ricardo Bedregal, Jailson Araújo, Paulo Romeiro, Edilson Sawasato e Sirlene Lima, pela convivência saudável e pela troca de informações no decorrer do estudo.

Aos professores da UFOP e demais integrantes do corpo docente do curso de mestrado, que possibilitaram uma complementação no aprendizado, direta ou indiretamente, contribuindo para a elaboração deste trabalho.

Ao Prof. Luciano Gandini pelas horas de trabalho compartilhadas no laboratório de computação, pelo apoio e pelas dicas sobre o editor de texto, e, ao Prof. Dimas Guedes pelo auxílio com o equipamento fotográfico.

À Profa. Eleonice Oliveira pela leitura e correções do *abstract*.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM (Serviço Geológico do Brasil), pelo empréstimo das fotografias aéreas nas etapas iniciais de fotointerpretação (Surg de Belo Horizonte), e por toda a colaboração e apoio nas etapas finais dessa dissertação (Residência de Fortaleza).

Ao Instituto de Geociências Aplicadas - IGA, na pessoa do Diretor Sr. Paulo Rogério Junqueira Alvim e aos funcionários Prof. Lincoln Luiz de Bessa, Heloísa Rocha e Zilca Navarro Amaral, pelo apoio durante as etapas de fotointerpretação.

Ao Centro de Geologia Eschwege (Diamantina) / UFMG, na pessoa do então Diretor Prof. Dr. Rui Batista Pereira Monteiro, pelo apoio durante as etapas iniciais de campo, na região de Presidente Juscelino.

Ao IBAMA, pelo apoio nas etapas de campo na região de Cardeal Mota (Parque Nacional da Serra do Cipó), na pessoa do Biólogo Paulo Sérgio.

Ao pessoal da Fazenda Pousada Monjolos na Serra do Cipó, especialmente a dona Rosélia, pela ótima acolhida.

Ao Projeto Espinhaço (UFMG/CPRM), pela colaboração informal, especialmente à Maria José, Natanael e aos Professores Guilherme Knauer e Antônio Celso Fogaça.

Aos funcionários do DEGEO/UFOP e do convênio UFOP/PETROBRÁS/FUNDAÇÃO GORCEIX, nas secretarias (Beatriz, Edson, Heloisa, Rosilene, Suzana), na biblioteca (Judith, Jussara, Neide, Róvia, Terezinha), no laboratório de computação (Andréa, Ângelo, Fátima, Jussara, Kênia, Marcelo, Marcílio, Oscar, Petrus, Puca, Rodolfo, Zélia) e na laminação (Deusilene e Paulo), pela ajuda diária. À Silviane Pedrosa do Centro de Editoração Eletrônica (Ceel) pela paciência e dedicação com que exerceu tal função.

À UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO, pela oportunidade de realizar o curso de mestrado e a PETROBRÁS S.A., pelo suporte financeiro durante a realização desta pesquisa.

Às Meninas da República Minas das Minas, pelo carinho dispensado.

Aos meus pais Dias e Euzanita, e, aos meus irmãos Elizabeth, Roberto, Margareth, Yuri e Adriana pela compreensão e incansável dedicação durante todo o decorrer deste curso.

À Leila de Fátima Silva ...

RESUMO

A zona limite do Cráton do São Francisco nas regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota, no contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, é representada por uma importante feição morfo-estrutural, designada como o *Front* do Espinhaço, cuja estrutura dominante é marcada por uma falha de empurrão, com pequena componente direcional sinistral e orientação geral N10-30°W/40-50°NE. Essa falha mestra representa um *short cut thrust* na medida que secciona uma série de estruturas inter e intraestratais previamente nucleadas.

A análise estrutural detalhada nas rochas do Supergrupo Espinhaço (domínio 1) e do Supergrupo São Francisco (domínio 2), nas regiões estudadas, permitiu a determinação de um único evento compressional, associado a duas fases progressivas de deformação (D₁ e D₂) relativas ao ciclo brasileiro, num regime de cisalhamento simples heterogêneo. A primeira fase, foi caracterizada por descolamentos inter e intraestratais responsáveis pela acomodação de grandes magnitudes de deformação, onde se destacam duas famílias de estruturas geradas simultaneamente, evidenciando uma transição causada pela variação na magnitude da deformação. Dessa forma, destacam-se as foliações miloníticas S_m, as dobras de cisalhamento F_m e a lineação de estiramento L_m, bem como as superfícies S₁, as dobras F₁, a lineação de estiramento L₁ e a lineação de interseção L_{S₀xS₁}. À segunda fase, estão associadas as megadobras flexurais F₂, que afetam as superfícies de descolamento, com S₂ pouco expressivo, os grandes falhamentos de empurrão que caracterizam o *Front* do Espinhaço, e as falhas transcorrentes.

As falhas transcorrentes E-W, associadas à segunda fase de deformação, atuaram como falhas de rasgamento sinistrais. Tais falhas, de pequeno rejeito mas de grande expressão morfológica, podem ainda representar antigas falhas de transferência.

Os elementos estruturais indicativos de movimentos tectônicos e a assembléia de estruturas das fases de deformação D₁ e D₂ indicaram movimentação cinemática de E para W. Os descolamentos observados, nucleados na primeira fase, apresentam um importante papel, que é o de acomodar significativo transporte de matéria para W em estágios iniciais da deformação, sendo depois destruídos com o envolvimento do embasamento na deformação.

Uma notável mudança no estilo estrutural é observada na passagem da Faixa Araçuaí para o Cráton do São Francisco, marcando o envolvimento ou não do embasamento na deformação.

O *Front* do Espinhaço exhibe, em planta, a forma de uma curvatura antitaxial, interpretada como um arco não rotacional, originada em função das variações laterais de espessura do Supergrupo Espinhaço e acomodada por falhas transcorrentes NW-SE sinistrais de rejeitos variáveis.

ABSTRACT

The limit zone of the São Francisco Craton in the regions of Presidente Juscelino and Cardeal Mota (MG), at the contact between the Espinhaço and the São Francisco Supergroups, is represented by an important structural feature called the Espinhaço Front. The dominant structure of the Espinhaço Front is a thrust fault with a small directional left lateral component and general orientation of N10-30°W/40-50°NE. This reverse fault is a short cut thrust as it cuts previously formed inter and intralayered structures.

Detailed structural analysis of the rocks of the Espinhaço and the São Francisco Supergroups allowed the determination of only one compressional event associated with two progressive deformational phases (D₁ and D₂) related to the Brazilian Cycle in a heterogeneous simple shear regime. D₁ was responsible for detachments accommodating a great deformation magnitude. D₂ generated the megafolds and the thrust faults, characteristic of the Espinhaço Front, and the strike-slip faults.

E-W strike-slip faults are left lateral tear faults with a possible transfer function in previous times. They show little displacement but a strong linear morphology.

Kinematic indicators and structural features show tectonic movement from east to west. The importance of the detachment surfaces was to accommodate significant transport of matter towards the west in the early stages of deformation before being destroyed due to the basement involvement in the deformation.

A very notable variation in the structural style is observed at the edge of the Araçuaí Fold and Thrust Belt. The style changes from thin-skinned deformation in the sedimentary cover of the São Francisco Craton to thick-skinned tectonics in the Araçuaí fold-thrust belt.

In the map view, the Espinhaço Front shows the shape of an antitaxial curvature interpreted as a non-rotational arc originated by lateral variations in the thickness of the sediments of the Espinhaço Supergroup, accommodated by NW-SE left-lateral strike-slip faults of variable displacements.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	xiv
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xvi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA ESTUDADO	1
1.2. OBJETIVOS	7
1.3. METODOLOGIA	8
1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL	15
2.1. INTRODUÇÃO	15
2.1.1. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	15
2.1.2. A FAIXA ARAÇUAÍ	16
2.2. ESTRATIGRAFIA DA FAIXA ARAÇUAÍ E DA PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	18
2.2.1. EMBASAMENTO	18
2.2.2. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	21
2.2.3. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	28
2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA ARAÇUAÍ E PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	38
2.3.1. INTRODUÇÃO	38

2.3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	39
2.3.3. EVOLUÇÃO TECTÔNICA	45
CAPÍTULO 3 - ESTILO ESTRUTURAL, PAPEL DAS FALHAS TRANSCORRENTES E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA ZONA LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, REGIÃO DE PRESIDENTE JUSCELINO	51
3.1. INTRODUÇÃO	51
3.2. ESTRATIGRAFIA	51
3.2.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	52
3.2.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	57
3.3. TRAÇOS ESTRUTURAIS DOMINANTES	61
3.4. INVENTÁRIO ESTRUTURAL E HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO	65
3.4.1. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA ÁREA ESTUDADA	65
3.4.2. ANÁLISE DESCRITIVA	66
3.4.3. ANÁLISE CINEMÁTICA	101
3.4.4. HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO	106
3.5. A ESTRUTURA DOMINANTE DO <i>FRONT</i> DO ESPINHAÇO	108
3.6. SUMÁRIO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	111
CAPÍTULO 4 - ESTILO ESTRUTURAL, PAPEL DAS FALHAS TRANSCORRENTES E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA ZONA LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, REGIÃO DE CARDEAL MOTA	115
4.1. INTRODUÇÃO	115

4.2. ESTRATIGRAFIA	116
4.2.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	116
4.2.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	117
4.3. TRAÇOS ESTRUTURAIS DOMINANTES	120
4.4. INVENTÁRIO ESTRUTURAL E HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO	125
4.4.1. INTRODUÇÃO	125
4.4.2. ANÁLISE DESCRITIVA	126
4.4.3. ANÁLISE CINEMÁTICA	150
4.5. A ESTRUTURA DOMINANTE DO <i>FRONT</i> DO ESPINHAÇO	152
4.6. SUMÁRIO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	155
CAPÍTULO 5 - A CURVATURA DA ZONA EXTERNA DA FAIXA ARAÇUAÍ, ENTRE A SERRA MINEIRA E A SERRA DO CIPÓ, E O SIGNIFICADO DO LIMITE DO SEGMENTO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	157
5.1. FUNDAMENTOS: CURVATURA DE <i>FOLD-THRUST BELTS</i>	157
5.1.1. INTRODUÇÃO	157
5.1.2. EVOLUÇÃO CINEMÁTICA DE CURVATURAS <i>THIN-SKINNED</i>	160
5.1.3. DISCUSSÃO DOS PADRÕES DE TRAJETÓRIAS DE DESLOCAMENTO	161
5.1.4. AMBIENTES TECTÔNICOS ASSOCIADOS A ARCOS NÃO ROTACIONAIS E OROCLINAIS	162
5.1.5. MODELOS DE GERAÇÃO DE CURVATURAS EM <i>FOLD-THRUST BELTS</i>	166
5.2. O CASO DA FAIXA ARAÇUAÍ	168
5.3. O SIGNIFICADO DO LIMITE DO SEGMENTO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	173

CAPÍTULO 6 - FALHAS TRANSCORRENTES E-W, DESCOLAMENTOS E O SEU PAPEL NA ESTRUTURAÇÃO DA ZONA EXTERNA DA FAIXA ARAÇUAÍ	175
6.1. FALHAS TRANSCORRENTES EM <i>FOLD-THRUST BELTS</i>	175
6.2. DESCOLAMENTOS EM <i>FOLD-THRUST BELTS</i>	177
6.3. AS ESTRUTURAS ESTUDADAS	179
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES	181
CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185

ANEXOS

ANEXO 1 - Mapa Geológico da Região de Presidente Juscelino.

ANEXO 2 - Seções Geológicas AA' e BB' da Região de Presidente Juscelino.

ANEXO 3 - Mapa de Fotolineamentos e Diagrama de Rosas da Região de Presidente Juscelino.

ANEXO 4 - Mapa de Pontos da Região de Presidente Juscelino.

ANEXO 5 - Mapa Geológico da Região de Cardeal Mota.

ANEXO 6 - Seções Geológicas CC' e DD' da Região de Cardeal Mota.

ANEXO 7 - Mapa de Fotolineamentos e Diagrama de Rosas da Região de Cardeal Mota.

ANEXO 8 - Mapa de Pontos da Região de Cardeal Mota.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	- O Cráton do São Francisco.....	4
Figura 1.2	- O Cráton do São Francisco e a estrutura dominante do <i>Front</i> do Espinhaço..	5
Figura 1.3	- A Curvatura do <i>Front</i> do Espinhaço.....	6
Figura 1.4	- Notação proposta por Turner & Weiss (1963) e Hobbs <i>et al.</i> (1976) para os eixos geométricos das estruturas a , b e c	12
Figura 1.5	- Mapa de localização das áreas estudadas..	14
Figura 2.1	- Domínios externo, transicional e interno caracterizados por Uhlein (1991) para Faixa Araçuaí.....	42
Figura 3.1	- Diagrama sinóptico do acamamento no Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Juscelino.....	67
Figura 3.2	- Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Macaúbas.....	70
Figura 3.3	- Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Bambuí.....	71
Figura 3.4	- Classificação das dobras de acordo com o ângulo interflanquial, segundo Davis (1984)..	73
Figura 3.5	- Classificação das dobras baseada nas isógonas de mergulho, segundo Ramsay (1967)...	73
Figura 3.6	- Geometria sigmoidal das foliações miloníticas associadas a zonas de cisalhamento dúctil, conforme Ramsay (1980).....	80
Figura 3.7	- Diagrama sinóptico da foliação no Supergrupo Espinhaço.....	85
Figura 3.8	- Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Macaúbas.....	87
Figura 3.9	- Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Bambuí.....	87
Figura 3.10	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento Supergrupo Espinhaço.....	89
Figura 3.11	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Macaúbas.....	90
Figura 3.12	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Bambuí.....	90
Figura 3.13	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Supergrupo Espinhaço.....	92
Figura 3.14	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Macaúbas.....	93
Figura 3.15	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Bambuí.....	93
Figura 3.16	- Diagrama sinóptico de fraturas na região de Presidente Juscelino.....	94
Figura 3.17	- Relação entre os conjuntos de juntas e os dobramentos na área mapeada.....	95
Figura 4.1	- Diagrama sinóptico do acamamento no Supergrupo Espinhaço na região de Cardeal Mota.....	127
Figura 4.2	- Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Macaúbas.....	128
Figura 4.3	- Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Bambuí.....	129

Figura 4.4	- Diagrama sinóptico da foliação no Supergrupo Espinhaço.	134
Figura 4.5	- Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Macaúbas.	135
Figura 4.6	- Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Bambuí.	135
Figura 4.7	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento Supergrupo Espinhaço.....	138
Figura 4.8	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Macaúbas.	139
Figura 4.9	- Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Bambuí.....	139
Figura 4.10	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Supergrupo Espinhaço.....	140
Figura 4.11	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Macaúbas.....	140
Figura 4.12	- Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Bambuí.	141
Figura 4.13	- Diagrama sinóptico de fraturas na região de Cardeal Mota.....	142
Figura 4.14	- Bloco diagrama ilustrando esquematicamente uma janela estrutural e <i>decollement</i> associado, segundo Twiss & Moores (1992).....	149
Figura 5.1	- Exemplos de curvaturas de cinturões orogênicos, definidas pela variação no <i>strike</i> dos principais elementos estruturais (modificado de Marshak, 1988).	158
Figura 5.2	- Formas sintaxiais e antitaxiais das curvaturas (a) e padrões de curvaturas antitaxiais de orógenos conhecidos (b), modificada de Marshak (1988).....	159
Figura 5.3	- Terminologia usada por Marshak (1988) para descrever a curvatura de um cinturão orogênico, visto em planta.....	160
Figura 5.4	- Padrões de trajetórias de deslocamentos em arcos não rotacionais e oroclinais segundo Marshak (1988).	161
Figura 5.5	- Interação entre uma cunha de empurrão e obstáculos no antepaís segundo Marshak (1988).....	164
Figura 5.6	- Diversos tipos de transcorrências associadas ao desenvolvimento de curvaturas de cinturões orogênicos, segundo Marshak (1988).	165
Figura 5.7	- Mapa esquemático do Cinturão do Espinhaço segundo Marshak & Wilkerson (1992).	170
Figura 6.1	- Falhas de rasgamento separando segmentos de magnitudes de encurtamento diferentes, segundo Twiss & Moores (1992).	176
Figura 6.2	- Mapa esquemático das Motanhas do Jura, na Suíça (Hein, 1919 apud Twiss & Moores, 1992).	177
Figura 6.3	- Seções dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos do sul dos Apalaches e Rochosas Canadenses.	178

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 3.1	- Foliação anastomótica em quartzitos micáceos da Fm. Córrego dos Borges.	54
Foto 3.2	- Sombra de pressão em quartzitos da Fm. Córrego dos Borges.....	55
Foto 3.3	- Textura ofítica reléctica em metagabros intrusivos na Fm. Córrego dos Borges.	56
Foto 3.4	- Diamictitos do Grupo Macaúbas (fácies rudítica).	58
Foto 3.5	- Zona de charneira de Dobra F_m em quartzitos da Fm. Córrego dos Borges.	75
Foto 3.6	- Dobras F_1 similares em carbonatos da Fm. Sete Lagoas.....	76
Foto 3.7	- Dobras F_1 abertas em quartzitos e metassiltitos intercalados da Fm. Córrego dos Borges. .	77
Foto 3.8	- Expressão morfológica do <i>Front</i> do Espinhaço.....	78
Foto 3.9	- Relação entre S_0 e S_1 nos quartzitos do Grupo Macaúbas.....	79
Foto 3.10	- Textura lepidoblástica em carbonatos da Fm. Sete Lagoas.	83
Foto 3.11	- Relação entre S_0 e S_1 em pelitos da Fm. Serra de Santa Helena.	84
Foto 3.12	- <i>Pod</i> da foliação em quartzitos da Fm. Córrego dos Borges.....	85
Foto 3.13	- Lineação de estiramento em filitos manganésíferos do Grupo Macaúbas.	91
Foto 3.14	- Zona de cisalhamento NW-SE, transcorrente, em arenitos com seixos do Grupo Macaúbas.....	96
Foto 3.15	- Feições do tipo S/C em quartzitos do Supergrupo Espinhaço.	104
Foto 3.16	- Dobras de arrasto F_1 em pelitos da Fm. Serra de Santa Helena.	105
Foto 3.17	- Aerofotos da região de Presidente Juscelino, mostrando os perfís AA' e BB'.....	109
Foto 4.1	- Quartzitos aflorantes no vale do Rio Cipó, proximidades da MG-010.....	119
Foto 4.2	- A Serra do Cipó, região de Cardeal Mota, zona limite do Cráton do São Francisco..	121
Foto 4.3	- O Lineamento E-W da Bocáina (aerofoto), região de Cardeal Mota.	123
Foto 4.4	- Dobras em bainha F_m em mármore da Fm. Sete Lagoas.	131
Foto 4.5	- Dobras F_m isoclinais, recumbentes e intrafoliais em mármore da Fm. Sete Lagoas..	131
Foto 4.6	- Foliação S_m anastomótica em quartzitos do Grupo Macaúbas.	136
Foto 4.7	- Sistema de Fraturas nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço.	143
Foto 4.8	- Fraturamento E-W intenso, em quartzitos da Fm. Galho do Miguel.	144
Foto 4.9	- Junta Plumosa E-W em quartzitos da Fm. Galho do Miguel.....	144
Foto 4.10	- Mesofalhas E-W transcorrentes em diamictitos do Grupo Macaúbas.	147

Foto 4.11	- Fraturamento intenso E-W em quartzitos do Grupo Macaúbas.....	148
Foto 4.12	- Geometria sigmoidal da foliação em quartzitos da Fm. Galho do Miguel.....	151
Foto 4.13	- Aerofoto da região de Cardeal Mota mostrando o perfil CC´.....	153
Foto 4.14	- Aerofoto da região de Cardeal Mota mostrando o perfil DD´.....	154

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA ESTUDADO

As deformações das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco, representadas pelas rochas do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) e do Supergrupo São Francisco (Proterozóico Superior), vêm sendo objeto de estudo de diversos autores durante as últimas décadas (vide entre outros: Uhlein *et al.*, 1986; Magalhães, 1988; Chang *et al.*, 1988; Oliveira, 1989; Bacellar, 1989; Muzzi Magalhães, 1989; Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim *et al.*, 1989; Uhlein, 1991; Rolim, 1992; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1992; Uhlein & Trompette, 1992; Dominguez, 1992; Souza Filho & Alkmim, 1993; Brito Neves, 1993; Teixeira & Silva, 1993; Pedrosa Soares *et al.*, 1993; Bacellar & Alkmim, 1993; Braun, 1993; Almeida, 1993; Endo & Machado, 1993; Costa *et al.*, 1993; Abreu & Pflug, 1993 e Chemale Jr. *et al.*, 1993). Os trabalhos mais recentes mostram que, mesmo no interior do cráton, as rochas dessas duas grandes unidades acham-se deformadas em grande parte das suas áreas de ocorrência. Um outro aspecto importante, é que a deformação compressional mais intensa afeta as rochas do Supergrupo São Francisco, sendo, portanto, relativa ao evento brasileiro.

No Estado de Minas Gerais, o limite do cráton do São Francisco, marcado por Almeida (1977) ao longo da escarpa ocidental da Serra do Espinhaço, coincide, em sua maior extensão, com o contato entre as rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Fig. 1.1).

Nos

trabalhos anteriores citados e em grande número de outros, inclusive no mapa do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus *et al.* 1984), tal contato é interpretado, na sua maior parte, como uma falha de empurrão. Tal região, de fácil reconhecimento em mapas topográficos, imagens em geral e mesmo em mapas gravimétricos, será aqui chamada de **Front do Espinhaço**.

Recentemente, entretanto, Braun (1993) argumenta em favor de um contato normal entre as unidades meso e neoproterozóicas na mesma área. Ao longo da escarpa ocidental da Serra do Cipó, ter-se-ia, assim, o contato normal entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco no domínio do flanco oeste de uma grande estrutura antiformal monoclínica, vergente para oeste (Fig. 1.2a). Neste mesmo contexto, Costa *et al.* (1993) caracteriza o contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, também como um contato normal, no interior de uma estrutura semelhante à postulada por Braun (1993) (Fig. 1.2b). No entanto, entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, Costa *et al.* (op. cit.) concordam com a existência de uma falha de empurrão.

Na região da chamada Serra Mineira (porção central da Serra do Espinhaço Meridional), o limite cratônico é dominado por dobras vergentes para oeste, em todas as escalas, com a participação apenas subordinada de falhamentos (Fig. 1.2b). Nesta região, o limite do Cráton do São Francisco corresponde ao contato normal entre o Supergrupo Espinhaço mergulhante para oeste, e os grupos Macaúbas e Bambuí (Pflug, 1965; Pflug *et al.*, 1969; Pflug & Renger, 1973; Dossin *et al.*, 1984; Schobbenhaus *et al.*, 1984; Uhlein *et al.*, 1986; Oliveira, 1989; Uhlein *et al.*, 1990; Uhlein, 1991; Souza Filho & Alkmim, 1993).

Um outro ponto importante a ser abordado neste trabalho é o fato de que muitos cinturões de dobramentos e cavalgamentos apresentam, em planta, uma trajetória curva, definida pelos traços regionais de dobras, falhas e foliações. Tal feição vem sendo estudada principalmente na América do Norte, onde se destacam os trabalhos de Marshak (1988), Marshak & Tabor (1989), Wilkerson *et al.* (1992) e Marshak *et al.* (1992), e também, mais recentemente, na Europa (Ferril & Groshong Jr., 1993).

Na Faixa Araçuaí, qualquer que seja a natureza da sua passagem ao Cráton do São Francisco, na região compreendida entre as serras do Catuni e Cipó, uma curvatura com a

concauidade voltada para leste é visível em todos os mapas. Essa grande curvatura tem a sua culminação na altura do paralelo de 18° 00' (Fig. 1.3), onde o Supergrupo Espinhaço apresenta a sua máxima espessura e onde o limite cratônico não é marcado por uma falha de empurrão, mas por descolamentos intraestratais de grande rejeito entre os sedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Souza Filho & Alkmim, 1993; Souza Filho, 1994). Embora descritos de um modo geral e simulados em experimentos com modelos, curvaturas de cinturões dobrados ainda carecem de documentação mais acurada, especialmente para uma melhor compreensão de como se acomodam em termos de elementos tectônicos maiores e menores. A facilidade do acesso e da qualidade das exposições fazem com que a zona do escarpamento oeste da Serra do Espinhaço se torne um local ideal para um estudo de tal natureza.

Na zona limite do Cráton do São Francisco, entre os paralelos de 19° 00' e 19° 30' foram ainda apontados por Magalhães (1988) feições estruturais importantes que serão estudadas neste trabalho:

- um sistema de falhas transcorrentes constituído por um par conjugado NE-SW (dextral) e um NW-SE (sinistral), além de falhas de rasgamento E-W;
- um descolamento basal situado no topo das ocorrências de quartzitos pré-Bambuí, então interpretadas como pertencentes ao Supergrupo Espinhaço.

Tais feições teriam maior expressão na região da Serra do Cipó, porção sul da Serra do Espinhaço Meridional. Assim, um expressivo lineamento de orientação E-W, ao longo do qual desenvolveu-se o *canyon* do Rio da Bocáina, fora interpretado como uma falha de rasgamento, possivelmente de grande rejeito. Por outro lado, o descolamento do Grupo Bambuí sobre os quartzitos e embasamento cristalino daria origem a uma janela estrutural no vale do Rio Cipó, próximo a localidade de Cardeal Mota. Como elementos importantes da arquitetura da zona limite da Faixa Araçuai/Cráton do São Francisco, e como estruturas frequentes em cinturões jovens, mas às vezes muito mal expostos ou totalmente não aflorantes, descolamentos e zonas de rasgamento podem ser bem documentadas na região em estudo.

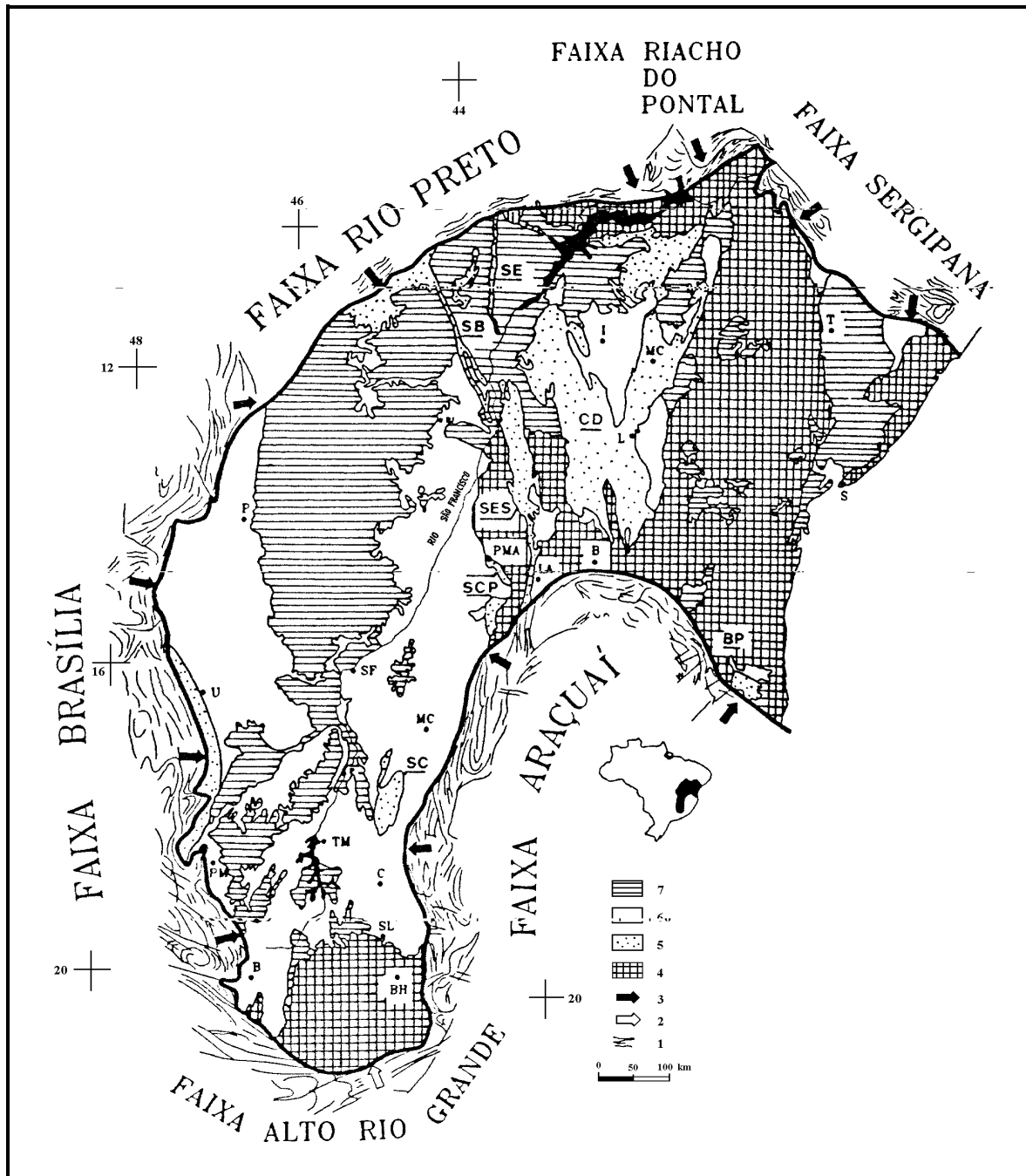


Figura 1.1 - O Cráton do São Francisco de acordo com Almeida (1977), introduzidas as correções de limites de Almeida (1981). Geologia adaptada a partir de Schobbenhaus *et al.* (1984). Cidades: BH Belo Horizonte; SL Sete Lagoas; B Bambuí; C Curvelo; TM Três Marias; PM Patos de Minas; P Pirapora; MC Montes Claros; SF São Francisco; U Unaí; PMA Palmas de Monte Alto; LA Licínio de Almeida; BR Brumado; BJ Bom Jesus da Lapa; I Irecê; MCP Morro do Chapéu; L Lençóis; S Salvador. Importantes feições geológicas: SC Serra do Cabral; SCP Serras Central (ao sul) e de Palmas de Monte Alto (ao norte); SES Serra do Espinhaço Sententrional; SB Serra do Boqueirão; SE Serra do Estreito; CD Chapada Diamantina; BP Bacia do Rio Pardo. 1) Traço estruturais das faixas de dobramento brasilianas; 2) Polaridade Tectônica; 3) Vergência tectônica; 4) Embasamento mais velho que 1,8 Ga., incluindo ainda rochas ígneas mais jovens; 5) Supergrupo Espinhaço; 6) Supergrupo São Francisco e unidades correlativas; 7) Coberturas fanerozóicas (fonte: Alkmim *et al.*, no prelo).

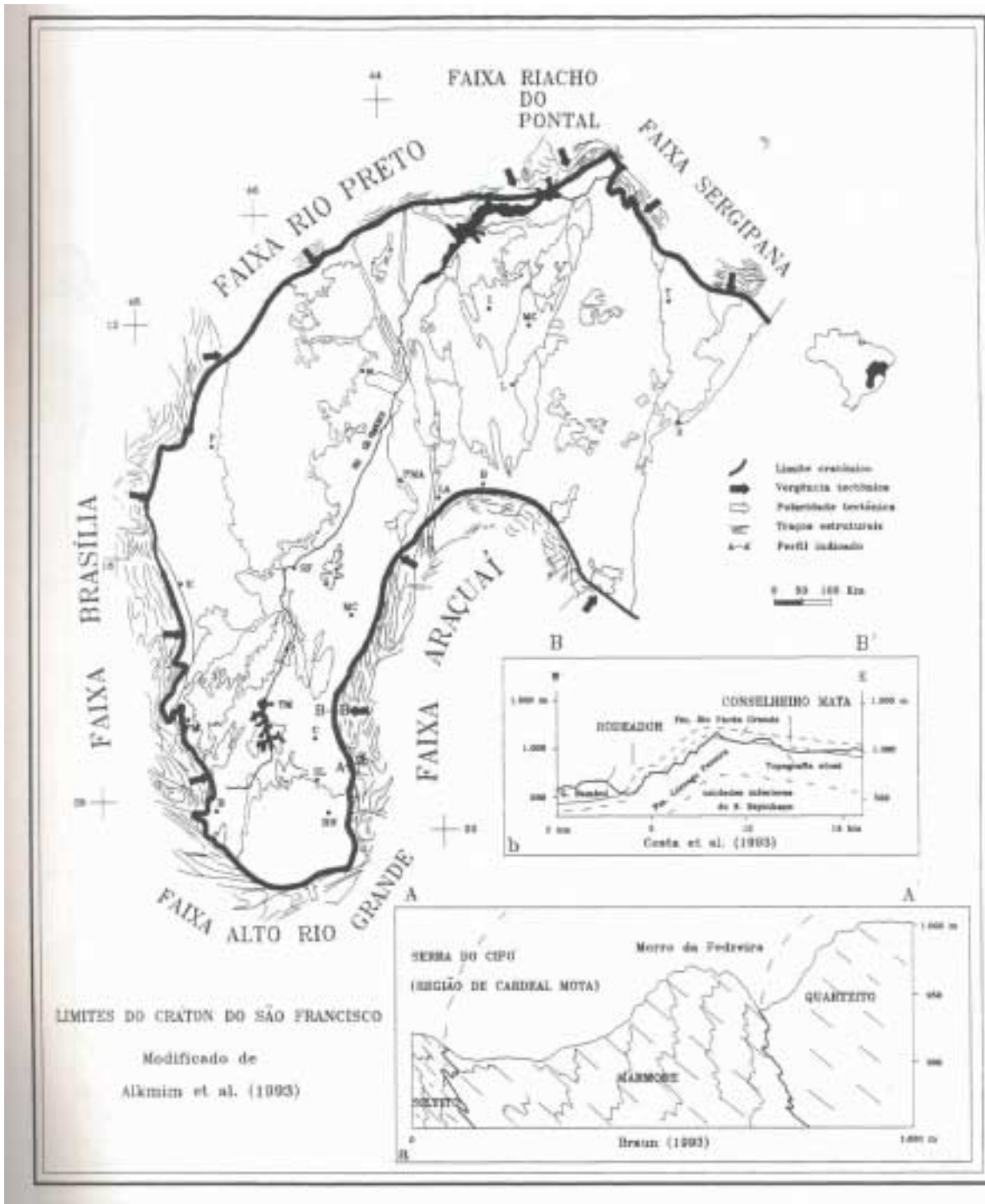


Figura 1.2 - O Crátom do São Francisco conforme a figura 1.1 (Alkmim *et al.*, no prelo) e a estrutura dominante da zona limite do Crátom do São Francisco segundo (a) Braun (1993) na região de Cardeal Mota, e (b) Costa *et al.* (1993), na região entre Rodeador e Conselheiro Mata.

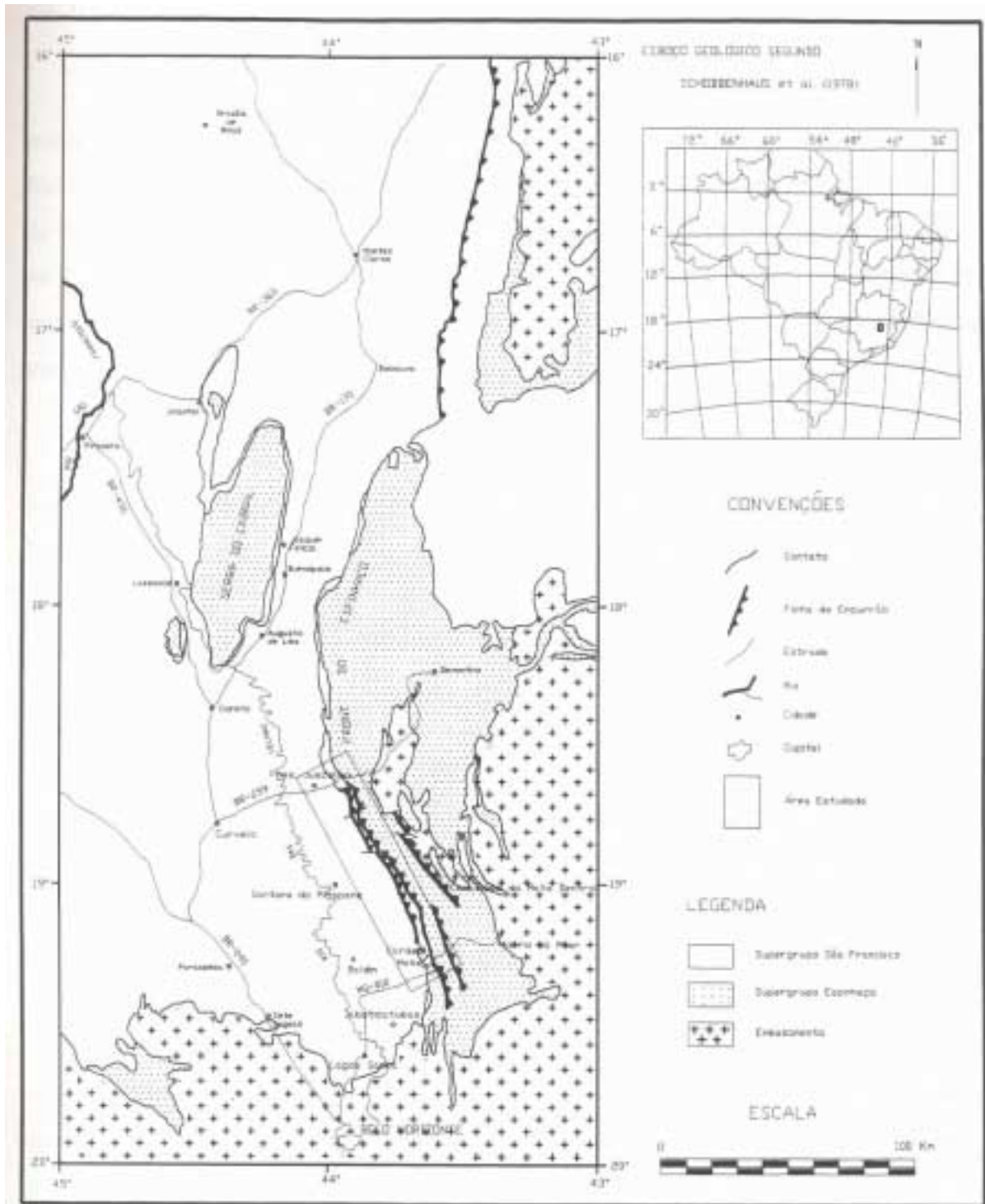


Figura 1.3 - A curvatura do *Front* do Espinhaço, zona limite do Cráton do São Francisco, entre os paralelos de 16° e 20°. Esboço geológico adaptado a partir de Schobbenhaus *et al.* (1978).

1.2. OBJETIVOS

Face aos três pontos anteriormente levantados, o presente trabalho teve como objetivo principal, o estudo do significado tectônico e do estilo estrutural da zona limite do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí, entre a Serra do Cipó (região de Cardeal Mota) e porção sul da Serra Mineira (região de Presidente Juscelino). Para tanto, procurou-se levantar, em maior detalhe, o acervo estrutural existente na área pesquisada, realizar um estudo da natureza do contato entre as grandes unidades no limite do cráton, do papel das falhas transcorrentes transversais existentes e também do significado dos descolamentos observados.

Também é um dos objetivos importantes deste trabalho, o estudo das feições e dos processos relacionados à curvatura da Faixa Araçuaí. Foram estudadas, então, as regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota. Na região de Presidente Juscelino, além dos aspectos abordados anteriormente, foi enfatizado o papel das transcorrências associadas ao desenvolvimento da curvatura do cinturão. Para a região de Cardeal Mota, mereceram destaque o descolamento na base do Grupo Bambuí, a janela estrutural no vale do Rio Cipó e as falhas de rasgamento E-W.

Utilizando das técnicas da análise estrutural descritiva e cinemática, foi feita a descrição e interpretação das estruturas presentes nas rochas dos supergrupos Espinhaço (grupos Conselheiro Mata e Diamantina) e São Francisco (grupos Macaúbas e Bambuí), nas escalas micro, macro e meso.

Constitui-se ainda como objetivo dessa pesquisa, a observação das relações de contato entre as unidades presentes na região estudada, com o intuito de se poder ter um melhor entendimento do posicionamento litoestratigráfico das mesmas. Dentro de um contexto ainda maior, este trabalho poderá contribuir para uma melhor compreensão dos processos envolvidos na geração e evolução geológica da Faixa de Dobramentos Araçuaí.

1.3. METODOLOGIA

O roteiro desenvolvido na elaboração deste trabalho envolveu as seguintes etapas:

ETAPA 1 - Avaliação Preliminar

a) Pesquisa Bibliográfica - Aquisição e sistematização de conhecimentos regionais de geologia (estratigrafia e quadro tectônico) concernentes a área em estudo, bem como estudos mais aprofundados em geologia estrutural e tectônica. Envolveu ainda a coleta de material cartográfico existente, utilizando-se como mapas-base as folhas topográficas de Curvelo, Presidente Kubitschek e Baldim, na escala de 1/100.000.

b) Fotointerpretação - Aquisição e interpretação de fotografias aéreas, inicialmente na escala de 1/60.000 (USAF, 1965), cedidas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, e, posteriormente, em escala de maior detalhe e em áreas de maior interesse, no caso, na escala de 1/25.000 (Cruzeiro do Sul, 1950), cedidas pelo Instituto de Geociências Aplicadas - IGA de Minas Gerais.

c) Planejamento das atividades de campo.

ETAPA 2 - Atividades de Campo

a) Levantamento de dados para composição de mapas e perfis geológico-estruturais nas escalas de 1/25.000 e 1/50.000, envolvendo o reconhecimento das estruturas nas escalas de afloramento e de mão, medição sistemática de elementos estruturais (planares e lineares) e coleta de amostras orientadas. Os trabalhos de campo compreenderam um total de 60 dias, com 602 pontos descritos (ver mapas de pontos dos anexos 4 e 8) para controle e checagem das relações estruturais e estratigráficas, especialmente em dois setores da área pesquisada (regiões de Presidente Juscelino (setor 1, anexo 1) e Cardeal Mota (setor 2, anexo 5)). Dessa forma, foram realizados dois perfis principais de detalhe, posicionados transversalmente às feições tectônicas dominantes em cada setor da área estudada (anexos 2 e 6, respectivamente). Nas regiões de Fechados e de Santana do Riacho, foram feitos ainda, alguns caminhamentos para controle e aperfeiçoamento dos dados.

b) Nos períodos compreendidos entre as atividades de campo, foram elaborados os mapas de fotolineamentos dos setores 1 e 2 da área em estudo (anexos 3 e 7, respectivamente), com a utilização de fotografias aéreas na escala de 1/25.000.

ETAPA 3 - Tratamento de dados

a) Sistematização dos dados obtidos no campo.

b) Os dados estruturais planares e lineares obtidos na fase anterior, foram tratados estatisticamente com auxílio dos programas GELI versão PL (Renner 1985), MONITOR (Stein, 1989), para obtenção dos diagramas estereográficos, com posterior arte gráfica no programa Adobe Illustrator 4.0. Também foram obtidos diagramas de frequência de lineamentos estruturais através do programa ROSETA (Fuentes, 1991) associado com o programa AUTOCAD (Autodesk).

c) Análise microestrutural em lâminas delgadas.

d) Confeção de transsecções geológicas, com enfoque no arcabouço tectônico (anexos 2 e 6).

ETAPA 4 - Análise e Interpretação dos dados

a) Análise geométrica e descritiva das estruturas observadas.

b) Análise estatística de dados estruturais (planares e lineares) visando caracterizar o padrão estrutural da área.

c) Caracterização dos indicadores cinemáticos e significado na evolução geológica da área.

d) Estudo do significado tectônico de elementos microestruturais.

e) Considerações, com base nos indicadores da deformação, sobre os possíveis mecanismos de deformação.

ETAPA 5 - Integração dos dados

a) Definição e caracterização de domínios estruturais.

b) Considerações sobre a estratigrafia e os ambientes de sedimentação dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco, de acordo com os trabalhos publicados anteriormente e, específicos no assunto.

c) Reconstituição da evolução tectônica da região.

ETAPA 6 - Elaboração da dissertação

a) Documentação fotográfica de estruturas e microestruturas, elaboração de figuras, e diagramas para a ilustração da dissertação.

b) Desenho final de mapas e perfís.

c) Redação final do texto e atualização bibliográfica.

Do ponto de vista operacional, o trabalho foi feito de forma interativa, com constantes consultas a bibliografia específica, interpretação de aerofotos, elaboração e aperfeiçoamento de mapas e perfís geológicos, tratamento, análise e integração dos dados obtidos em campo, em gabinete e em laboratório, a medida que esses estudos foram se desdobrando.

Notação e nomenclatura dos elementos tectônicos adotada na presente dissertação

Na descrição e interpretação das estruturas encontradas foram seguidos os passos da análise estrutural clássica.

Sander (1930) foi o primeiro a postular que a ordem geométrica e a simetria das estruturas deformacionais, internas aos corpos rochosos, refletem a geometria e a simetria dos movimentos e esforços, envolvidos no processo deformacional. Esse autor, ao observar esta relação, estabeleceu os princípios básicos sobre os quais se fundamentaria a análise estrutural moderna que, no sentido atual, mais amplo, trata do estudo das deformações das rochas, visando o estabelecimento da relação entre as estruturas e os seus mecanismos geradores.

Paterson & Weiss (1961) rediscutiram os conceitos propostos por Sander (1930), enfatizando a importância dos princípios de simetria nos corpos geológicos, principalmente

onde informações quantitativas não são disponíveis. Turner & Weiss (1963) dividiram a análise estrutural em três estágios principais, seguindo a proposta inicial de Sander (op. cit.), compreendendo a análise geométrica ou descritiva, a análise cinemática e a análise dinâmica.

Segundo a concepção de Davis (1984), que será adotada neste compêndio, a **análise descritiva** trata do reconhecimento e da descrição geral das estruturas, bem como de sua orientação espacial. A **análise cinemática** se ocupa da reconstituição dos movimentos de matéria (translação, rotação, dilatação e distorção) responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas, descrevendo, portanto, os movimentos deformacionais. Por último, a **análise dinâmica** interpreta os movimentos e as estruturas em termos de esforços aplicados.

No presente trabalho, tratar-se-á apenas dos tópicos relativos a análise descritiva e cinemática, ou seja, descrição e estudo do significado cinemático dos elementos tectônicos. É necessário ressaltar que a análise estrutural aqui efetuada tem um caráter fundamentalmente qualitativo, pois a inexistência de trabalhos prévios que pudessem ser utilizados como base para estudos mais avançados no campo da análise estrutural quantitativa impede que no âmbito desta pesquisa se desenvolvam tais estudos.

Vale ainda ressaltar, que a análise estrutural de sequências rochosas em áreas dobradas fundamenta-se principalmente em observações de campo e de laboratório, com suas bases teórico-práticas e as técnicas de investigação sendo objeto de contínuo aperfeiçoamento.

Terminologia

Segundo Mosher & Helper (1988), uma **fase de deformação** corresponde ao intervalo de tempo necessário para a formação de um conjunto de estruturas (lineações, foliações, dobras, falhas, etc.), nucleadas simultaneamente, sob um mesmo campo de esforços tectônicos. Uma ou mais fases de deformação, temporal e geneticamente relacionadas, compõem um **evento deformacional**.

O termo **domínio estrutural** será usado para designar uma região caracterizada por um determinado arranjo espacial, frequência e estilo tectônico dos elementos estruturais.

O grau de simetria dos elementos tectônicos serão conceituados de acordo com a classificação de Patterson & Weiss (1963) e Wilson (1982) que usam uma terminologia análoga à da cristalografia. Dessa forma, estruturas que possuam dois planos de simetria são ditas possuírem simetria ortorrômbica. Elementos com um único plano possuem simetria monoclinica e os que não possuem planos de simetria são chamados de estruturas triclinicas ou assimétricas.

Simbologia e Notações

Para os eixos geométricos das estruturas será utilizada a notação proposta por Turner & Weiss (1963) e Hobbs *et al.* (1976), segundo a qual, três eixos perpendiculares entre si são designados pelas letras **a**, **b**, e **c** (Fig. 1.4). Para esta dada trama, o eixo **b** se posicionará de acordo com o eixo de rotação reconhecível, excetuando-se os casos onde a simetria do elemento deformado é triclinica, onde **a**, **b** e **c** podem ser arbitrariamente posicionados.

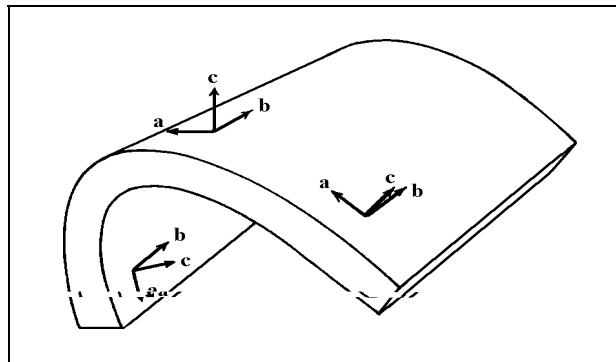


Figura 1.4 - Notação proposta por Turner & Weiss (1963) e Hobbs *et al.* (1976) para os eixos geométricos das estruturas, onde três eixos perpendiculares entre si são designados pelas letras **a**, **b** e **c**.

Para a notação dos elementos tectônicos, emprega-se o uso de letras maiúsculas para designar o tipo de estrutura, com subscritos numéricos indicando ordem de geração dos mesmos. Os elementos planares e curvoplanares serão expressos da seguinte maneira: **S₀**, quando se tratar do acamamento e **S_i**, para clivagens ou xistosidades. Os elementos lineares

serão representados por L_i . A lineação de estiramento poderá ser representada pela notação L_{est} , ou L_m quando sobre a superfície S_m . A lineação de interseção entre S_o e uma superfície S_i será dada pelo símbolo $L_{S_o \times S_i}$. Os eixos das dobras serão expressos pela notação B_i e as dobras por F_i . A notação relativa a uma fase de deformação se fará por D_i . O índice i pode variar de 1, 2, 3, ..., n . As notações S_m , L_m e B_m serão usadas para estruturas reconhecidamente desenvolvidas em zonas de milonitização.

1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área estudada localiza-se na porção centro-sul do estado de Minas Gerais e possui seus extremos entre as latitudes de $18^\circ 32'$, $18^\circ 36'$, $19^\circ 30'$ e $19^\circ 26' S$, e as longitudes $43^\circ 55'$, $44^\circ 06'$, $43^\circ 41'$ e $43^\circ 30' W$, correspondendo a uma estreita faixa situada na borda sudoeste da Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 1.3). Perfazendo uma superfície com aproximadamente 2.000 Km^2 , a região pesquisada abrange parcialmente as seguintes folhas topográficas, elaboradas pelo IBGE (1977), na escala 1:100.000 : Presidente Kubitschek e Baldim; e na escala 1:250.000 : Curvelo e Belo Horizonte. Também abrange a folha topográfica Curvelo, na escala 1:100.000, elaborada pelo Serviço Geográfico do Exército (1980). Dentro da área anteriormente delimitada, o trabalho foi concentrado nas regiões de Presidente Juscelino (à norte) e Cardeal Mota (à sul), com estudos apenas de reconhecimento nas regiões de Fechados e Santana do Riacho (ao centro) (Fig. 1.5).

As principais vias de acesso à área são a BR-259, que liga a cidade de Curvelo a Diamantina, e a MG-010, que liga a cidade de Lagoa Santa a Conceição do Mato Dentro, passando pela Serra do Cipó. O acesso a região ainda é facilitado por inúmeras estradas secundárias não pavimentadas e grande quantidade de trilhas. Na porção oriental da área, na região da Serra do Cipó, a densidade e a qualidade das estradas e trilhas existentes diminuem consideravelmente.

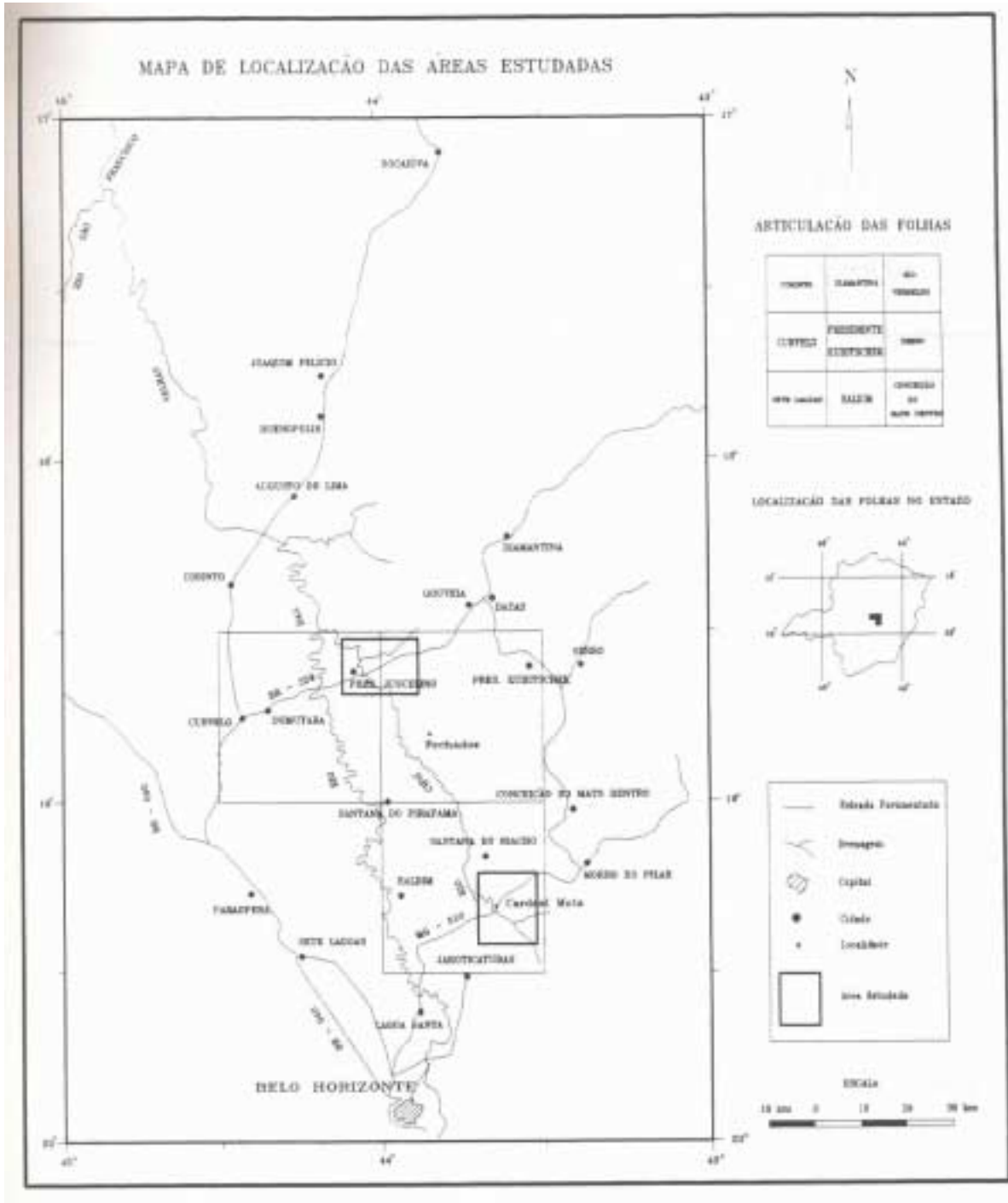


Figura 1.5 - Mapa de localização das áreas estudadas (regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

O arcabouço geotectônico do Brasil é, em grande parte, relativo ao Ciclo Tectônico Brasileiro (450-1000 m.a.), com algumas regiões que se comportaram como blocos estáveis (crátons), não sofrendo ação deste ciclo, e que atuaram como antepaís de faixas instáveis (faixas de dobramentos).

A área objeto do presente estudo fica localizada, como mencionado anteriormente, na zona limítrofe entre o chamado Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuai.

2.1.1. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Almeida (1977) definiu o Cráton do São Francisco como uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro, representando um extenso núcleo estabilizado no final do Ciclo Transamazônico, em torno do qual se desenvolveram faixas de dobramentos geradas durante o Ciclo Brasileiro e, em relação as quais, atuou como antepaís. Dessa forma, O Cráton do São Francisco corresponde à Província São Francisco de Almeida *et al.* (1977), sendo circundado por faixas de dobramentos do Proterozóico Superior (Figs. 1.1 e 1.2). As faixas de dobramentos, Araçuai (Almeida, 1977 e 1968) a leste, Brasília (Almeida, 1977 e 1968) a

oeste, Rio Preto (Inda & Barbosa, 1978) a noroeste, Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975 apud Brito Neves, 1983) a norte, Sergipana (Brito Neves, 1975 apud Mascarenhas *et al.*, 1984) a nordeste, e a Faixa Alto Rio Grande (Hasuy & Oliveira, 1984; Campos Neto, 1991), a sul, fazem o contorno do segmento cratônico.

Alkmim *et al.* (1993), estudando a geologia do Cráton do São Francisco à luz de novos dados, concluem que, do ponto de vista operacional, e pelas suas dimensões reduzidas, esta feição seria, na realidade, um bloco de antepaís com núcleos estáveis. Os limites do Cráton São Francisco, tal como marcados por Almeida (1977, 1981), corresponderiam, na grande maioria dos casos, a zonas de falhas reversas, de alto ou baixo ângulo, representativas da passagem entre um cinturão de dobramentos e cavalgamentos para um cinturão de antepaís. A cobertura deformada, na grande maioria dos casos, sem o envolvimento do embasamento, formaria cinturões de antepaís, em continuidade com as faixas de dobramentos marginais.

2.1.2. A FAIXA ARAÇUAÍ

A faixa Araçuaí, na definição de Almeida (1977), constitui um sistema de dobramentos desenvolvido ao longo da borda sudeste do Cráton do São Francisco, envolvendo rochas do Grupo Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço. A sua evolução geológica tem sido alvo de polêmicas. Alguns pesquisadores têm defendido uma evolução policíclica, com deformação e metamorfismo do Supergrupo Espinhaço no Proterozóico Médio e posterior reativação devido a orogênese Brasileira no final do Proterozóico (Almeida *et al.*, 1977; Brito Neves *et al.*, 1979; Almeida & Litwinski, 1984; Almeida Abreu, 1993). Outros autores defendem uma evolução monocíclica para a faixa Araçuaí, considerando que o Supergrupo Espinhaço apresenta apenas a marca da orogênese Brasileira (Uhlein *et al.*, 1986; Marshak & Alkmim, 1989; Uhlein *et al.*, 1990; Pedrosa Soares *et al.*, 1990). Uma outra interpretação defende, também, uma evolução monocíclica, ainda que de idade incerta, possivelmente do Proterozóico Inferior (Ciclo Espinhaço-Minas) segundo Pflug & Renger (1973), Pflug *et al.* (1980) e Herrgesell & Pflug (1985).

Segundo Uhlein *et al.* (1990, 1992) e Uhlein (1991), a faixa de dobramentos Araçuaí, desenvolvida na borda sudeste do Cráton São Francisco, constitui-se numa faixa monocíclica, pois a principal fase de deformação (Dp) afeta intensamente as unidades litoestratigráficas de idade brasileira (Grupos Bambuí e Macaúbas) e não puderam ser encontrados registros de uma deformação compressional intensa e mais antiga, restrita aos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Outros autores, mais recentemente, também concordaram com tal afirmação, como por exemplo Uhlein & Trompette (1992), Pedrosa Soares *et al.* (1992), Alkmim *et al.* (1993), Souza Filho & Alkmim (1993) e Chemale Jr. *et al.* (1993).

Segundo Pedrosa Soares *et al.* (1992), o estabelecimento do *rift* Espinhaço ocorreu no Proterozóico Médio, com retomada ou continuação do estiramento crustal no início do Proterozóico Superior. Segundo esses autores, a evolução da Faixa Araçuaí, anteriormente tida como ensiálica (p. ex., Siga Jr., 1986; Trompette, 1989; Porada, 1989), comporta abertura oceânica incipiente como evidenciam corpos metaultramáficos alojados, tectonicamente, em seqüência vulcanossedimentar da Formação Salinas. O episódio de fechamento teve início em torno de 660 m.a., prolongando-se até cerca de 550 m.a., como comprovam as isócronas Rb/Sr (Siga Jr., 1986) dos metassedimentos e granitos sin-tectônicos dessa faixa. Pedrosa Soares *et al.* (op. cit.) ainda ressaltaram que os sistemas de cavalgamentos do setor meridional da Faixa Araçuaí (a sul de Diamantina) resultaram da colisão do Bloco Guanhões no evento Brasileiro.

Almeida Abreu (1993) apresenta uma série de argumentos para uma orogênese ainda no mesoproterozóico. Segundo esse autor, com a individualização do *rift* Espinhaço por volta de 1752 ± 2 m.a. (Machado *et al.*, 1989) e tendo a orogenia brasileira ocorrido por volta de 600 m.a., que teria sido responsável pela edificação do sistema de dobramentos e empurrões da Serra do Espinhaço, a bacia Espinhaço teria que se manter aberta por mais de 1 bilhão de anos, e isso, na concepção desse autor, seria impossível em termos de processos geológicos.

Almeida (1993), em trabalho sobre os limites do Cráton São Francisco em Minas Gerais (síntese dos conhecimentos), afirmou que o contato da Faixa Araçuaí com seu antepaís acha-se bem assinalado por falhas inversas e cavalgamentos que lançam para oeste, sobre a cobertura cratônica, suas rochas meso e neoproterozóicas, com a cobertura, pouco ou não

deformada no interior do bloco cratônico, tornando-se crescentemente dobrada e falhada em direção a esse limite, onde o metamorfismo chegaria a fácies xisto verde.

2.2. ESTRATIGRAFIA DA FAIXA ARAÇUAÍ E DA PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

As unidades aflorantes na zona de transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí são representadas pelo embasamento, de idade arqueana, os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, de idade proterozóica média, e os metassedimentos do Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozóica.

Na região da Serra do Espinhaço Meridional, na porção central e especialmente a leste da cordilheira, estendem-se os terrenos granítico-gnáissicos e uma sequência de caráter vulcano-sedimentar, que constituem o embasamento arqueano.

As sequências predominantemente quartzíticas que suportam a orografia da Serra do Espinhaço, integram a unidade homônima. A porção inferior do **Supergrupo Espinhaço** é representada pelo **Grupo Diamantina** (Dossin *et al.*, 1984; Dossin *et al.*, 1990), que ocorre em toda a porção mediana e oriental da cordilheira. A sequência de topo do Supergrupo Espinhaço é constituída pelo **Grupo Conselheiro Mata**, ocorrendo na borda ocidental da Serra do Espinhaço.

A oeste da cordilheira, ocorrem as sequências detríticas do **Grupo Macaúbas** e às pelito-carbonáticas do **Grupo Bambuí**, constituindo a cobertura do cráton e integrando o **Supergrupo São Francisco**.

2.2.1. EMBASAMENTO

Nas últimas décadas, o embasamento cristalino da porção sul da Faixa Araçuaí recebeu diferentes denominações, como por exemplo Supergrupo Pré-Minas (Pflug & Renger, 1973); Supergrupo Pré-Rio das Velhas (Kneidl, 1977; Schöll & Fogaça, 1979); Sequência Infracrustal (Fogaça *et al.*, 1984) entre outros.

Almeida & Litwinski (1984) denominaram este variado conjunto de rochas metamórficas de alto grau e intrusivas associadas de Complexo granítico-gnáissico. Estas rochas serviram de embasamento para as unidades proterozóicas e, possivelmente, em parte, para as sequências vulcano-sedimentares arqueanas.

Almeida Abreu (1989), em concordância com a nomenclatura estratigráfica proposta por Pflug (1963), Schöll & Fogaça (1979) e Fogaça *et al.* (1984), denominou de sequência infracrustal o embasamento do Supergrupo Espinhaço na região da Serra homônima, cuja maior área de ocorrência se dá ao longo da zona axial do Anticlinório de Gouveia. Essa sequência é representada por granitos e, subordinadamente, granodioritos, tonalitos e dioritos, incluindo-se também as rochas gnáissicas e migmatíticas. Segundo esse autor, essa sequência é recoberta, em geral, pelos xistos e meta-vulcânicas do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.*, 1984) e, localmente, por quartzitos e rochas meta-básicas (soleiras) do Supergrupo Espinhaço.

O termo **Complexo Basal** foi introduzido por Bastos Neto (1982) e vem sendo usado atualmente com mais frequência por muitos autores para designar o embasamento cristalino do Supergrupo Espinhaço. Essas rochas podem ser bem individualizadas na porção mediana e nos limites orientais da serra homônima, sendo constituídas por gnaisses de composições variadas, com domínios migmatizados, geralmente exibindo porções mais ou menos milonitizadas (Sperber, 1977; Bastos Neto, 1982; Siga Jr. *et al.*, 1987; Teixeira *et al.*, 1990; Uhlein, 1991; Guimarães, 1992; Machado *et al.*, 1992). Segundo Almeida Abreu (1993), na porção mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional, o Complexo Basal é dominado por rochas graníticas-granodioríticas intrusivas em rochas gnáissicas-migmatíticas.

Os resultados obtidos de determinações geocronológicas têm mostrado que as rochas do complexo basal são principalmente de idade arqueana (Brito Neves *et al.*, 1979; Siga Jr. *et al.*, 1987; Machado *et al.*, 1989; Teixeira *et al.*, 1990; Machado *et al.*, 1992), embora a formação de rochas graníticas e/ou rejuvenescimento isotópico tenham sido importantes no Proterozóico Inferior (Brito Neves *et al.*, 1979; Siga Jr. *et al.*, 1987b; Teixeira *et al.*, 1990).

Segundo Siga Jr. (1986), no Anticlinório de Itacambira-Porteirinha, os dados geocronológicos obtidos (Rb/Sr e Pb/Pb) indicam geração de rochas no Arqueano (2,7 b.a.),

com formação da massa cratônica, e no Proterozóico Inferior (2,1 b.a.) (migmatização no ciclo Transamazônico). Müller *et al.* (1986) estudaram os gnaisses bandados e a sequência metassedimentar com formações ferríferas na região de Guanhães. Esses autores, através de datações Rb/Sr em rocha total, atribuíram uma idade mínima de 2,66 (Ciclo Jequié) para o metamorfismo de alto grau.

Mais recentemente, Machado & Noce (1993) fizeram estudos de geocronologia U-Pb permitindo a determinação de diversos eventos ígneos e/ou metamórficos responsáveis pela geração e estruturação do substrato cratônico e da Faixa Araçuaí em seu setor meridional. Esses autores atribuíram para o Complexo Granítico-Gnáissico, na região de Gouveia, uma idade no intervalo entre 2,84 e 3,0 b.a.

Schöll & Fogaça (1979) denominaram de Supergrupo Rio das Velhas a uma sequência de mica xistos e quartzitos situada estratigraficamente entre o embasamento gnáissico e o Supergrupo Espinhaço no Anticlinório de Gouveia. Posteriormente, Fogaça *et al.* (1984) preferiram a denominação de **Supergrupo Rio Paraúna** para este conjunto litológico em função das dificuldades em correlacionar esta unidade ao Supergrupo Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero. Essa unidade, de idade possivelmente arqueana, apresenta, na base, o Grupo Pedro Pereira (xistos verdes, formações ferríferas e mica xistos) e, no topo, o Grupo Costa Sena (quartzo-mica xistos, sericita xistos e quartzitos).

As rochas do Supergrupo Rio Paraúna são conhecidas principalmente ao longo da faixa mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional, aflorando em núcleos de anticlinais ou como escamas tectônicas a sul e sudoeste de Diamantina e compondo faixas mais ou menos contínuas desde a região de Caxambú (norte de Gouveia) até a região de Conceição do Mato Dentro, na borda sudeste da cordilheira.

O Grupo Pedro Pereira representa a unidade basal do Supergrupo Rio Paraúna. Os contatos com as rochas do Complexo Basal são, invariavelmente tectônicos (Almeida Abreu, 1993) e as datações radiométricas (U-Pb) de rochas vulcânicas ácidas dessa unidade revelaram idades de 2971 ± 16 m.a., enquanto que a datação dos granitos subjacentes revelaram idades de 2839 ± 14 m.a. (Machado *et al.*, 1989). Segundo Almeida Abreu (1993), as rochas do Grupo Pedro Pereira são alóctones e representam remanescentes de um cinturão de rochas verdes de idade arqueana.

As sequências vulcano-sedimentares de Serro e do Rio Mata Cavalo afloram nos arredores das cidades de Serro e Morro do Pilar, respectivamente. São constituídas por xistos magnesianos, serpentinitos, xistos máficos e intercalações locais de formações ferríferas, quartzitos e "metacherts" (Uhlein *et al.*,1983; Uhlein, 1984; Dossin, 1985; apud Uhlein *et al.*,1986). Segundo Uhlein *et al.* (1986), é possível que essas sequências representem unidades basais de *greenstone belts* arqueanos.

2.2.2. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Eschwege (1833) foi o primeiro a utilizar o termo Espinhaço para designar a cordilheira, tendo feito pesquisas de cunho geológico-estratigráfico e econômico, de enfoque regional. Drapper (1920) usou pela primeira vez o termo Espinhaço para se referir aos "Quartzitos Espinhaço" de Diamantina (MG). O termo Formação Espinhaço foi utilizado primeiramente por Freyberg (1932, apud Renger 1979) para designar as sequências filíticas e quartzíticas que constituem a Serra do Espinhaço.

Bruni *et al.* (1974) propuseram a denominação de Supergrupo Espinhaço para as sequências predominantemente quartzíticas que suportam a orografia da Cordilheira do Espinhaço no Centro-Norte de Minas Gerais e na Bahia.

Pflug (1968) estabeleceu a coluna stratigráfica do Espinhaço Meridional, subdividindo-o em oito unidades litoestratigráficas, aceitas até o presente com algumas modificações. Novos aspectos stratigráficos e tectônicos, estudos petrográficos, revisões bibliográficas e sínteses foram publicados entre outros por Pflug *et al.* (1969), Renger (1970), Eberle (1972), Pflug & Renger (1973), Menezes Filho *et al.* (1977), Fontes *et al.* (1978), Schöll & Fogaça (1979), Renger (1979), Paulino *et al.* (1979), Torquato & Fogaça (1981), Dossin *et al.* (1984, 1985), Uhlein *et al.* (1986a, 1986b), Uhlein & Garcia (1987), Chaves *et al.* (1988), Marshak & Alkmin (1989), Dossin *et al.* (1990).

Dossin *et al.* (1984), em trabalho de síntese do conhecimento geológico regional, esboçaram a subdivisão do Supergrupo Espinhaço nos grupos Diamantina e Conselheiro Mata.

Nos últimos anos, estudos mais modernos, com ênfase em análise de bacias e evolução tectono-sedimentar, sobre a compartimentação e a evolução da Bacia Espinhaço dentro do contexto de um *rift* intracontinental e conseqüente desenvolvimento de uma margem continental passiva (caso da Faixa Araçuaí), vem proporcionando um entendimento bem mais amplo no que diz respeito à evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional e da Faixa Araçuaí como um todo. Dentre esses trabalhos, à luz de novos conhecimentos e de novos dados radiométricos à disposição, destacam-se os de Uhlein (1991), Uhlein *et al.* (1992), Uhlein & Trompette (1992), Pedrosa Soares *et al.* (1992), Dominguez (1992, 1993), Silva (1993), Almeida Abreu & Pflug (1993), e Almeida Abreu (1993).

Uhlein *et al.* (1992) e Uhlein & Trompette (1992) consideraram a evolução da coluna do Supergrupo Espinhaço relacionada ao preenchimento de um *rift* intracontinental submeridiano durante o Proterozóico Médio. Na Serra do Espinhaço, a fase *rift* teria se iniciado com sedimentação detrítica e vulcanismo ácido intermediário subalcalino (Mato Verde, Monte Azul), prosseguindo com o preenchimento de um *gráben* assimétrico, condicionado por falhas normais N-S, relacionados à subsidência mecânica. Neste contexto, foram depositados arenitos e conglomerados polimíticos (diamantíferos) das formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho (sequência inferior), na forma de sistemas fluvial *braided* e de leques aluviais, passando, lateralmente, para fácies marinho raso (Garcia & Uhlein, 1987; Dominguez & Rocha, 1989). Uma fase pós-*rift*, com predomínio de subsidência flexural, mostra relativa estabilidade tectônica e está relacionada a sedimentação marinha progradante, associada a oscilações do nível do mar, caracterizando a sequência média (Formação Galho do Miguel - sistema eólico costeiro) e sequência superior (sistema marinho raso com ciclos transgressivos e regressivos).

Uhlein *et al.* (1992) ressaltaram ainda que a deformação e o metamorfismo na Serra do Espinhaço são relativos ao Ciclo Brasileiro. Segundo esses autores, o desenvolvimento geotectônico do Supergrupo Espinhaço como um todo corresponde a dois *rifts* heterócronos.

O primeiro, iniciado provavelmente a 1,7 b.a., na Bahia, e o segundo, iniciado provavelmente a 1,4 b.a., corresponde a sedimentação *rift* e pós-*rift* da Serra do Espinhaço.

Dominguez (1992, 1993) utilizou o termo Bacia do Espinhaço-São Francisco para definir a bacia sedimentar implantada sobre o Cráton do São Francisco, onde se acumularam os sedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, interpretando-a como intracratônica e poli-histórica, como proposto por Klein (1991). Segundo Dominguez (op. cit.), a Bacia do Espinhaço-São Francisco teve sua origem por volta de 1,7 b.a. como um *rift* abortado, evoluindo durante um intervalo de tempo superior a 1 bilhão de anos, como resultado de um episódio de fragmentação crustal, o que permitiu o estabelecimento de 10 estágios evolutivos para a mesma. Assim, coberturas do Cráton do São Francisco representariam uma memória contínua dos episódios extensionais e compressionais que afetaram o cráton durante a sua história evolutiva.

Segundo Dominguez & Rocha (1993), o estudo das coberturas sedimentares do Proterozóico Médio da porção central do Cráton do São Francisco, mostra a existência de uma bacia de *rift* abortado com duas fases de sedimentação bem definidas. Uma fase sin-*rift*, com um registro sedimentar caracterizado por rápidas mudanças laterais e verticais de fácies, e uma fase pós-*rift* caracterizada por uma ampla distribuição lateral de fácies. Tais fases seriam representadas, respectivamente, pelas sequências Paraguaçu-Rio dos Remédios (PRR) e Bloco Leste (BL), e pelas sequências Espinhaço (E) e Tombador-Caboclo (TC).

Segundo Silva (1993) a evolução da fase *rift* na região da Serra do Espinhaço Meridional é caracterizada por períodos de intensa atividade tectônica, responsáveis pelo desenvolvimento dos limites entre as sequências estratigráficas, intercalados com períodos de calma, durante os quais ocorreram o preenchimento do *rift* através do desenvolvimento e da progradação de sedimentos aluviais. Assim foram reconhecidas quatro sequências estratigráficas, denominadas, da base para o topo: Olaria, Natureza, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

A estratigrafia do Supergrupo Espinhaço é descrita a seguir partindo do conhecimento dos grupos Diamantina e Conselheiro Mata. Segundo Dossin *et al.* (1990), esta é única para o

supergrupo em toda a região do Espinhaço Meridional, bem como o contexto deposicional de suas unidades, sendo que as variações existentes, necessárias quando se consideram a extensão e, especialmente, a fase de marcante instabilidade que caracterizou o estágio de evolução da bacia Espinhaço, podem ser explicados pela paleogeografia e pelo suprimento da área fonte.

Recentemente, Almeida Abreu & Pflug (1993), introduziram o termo "Grupo Guinda" em substituição ao Grupo Diamantina de Dossin *et al.* (1984, 1985, 1990). Segundo esses autores, o termo "Diamantina" já foi utilizado anteriormente com outros significados estratigráficos (Rimann, 1920; Paes Leme, 1924; Pflug, 1965) além de estar incluído no termo "Grupo Chapada Diamantina" do Supergrupo Espinhaço do Estado da Bahia. Almeida Abreu & Pflug (op. cit.) ainda apontaram o fato de que na área da cidade de Diamantina não afloram algumas das formações que compõem essa unidade. Neste trabalho será utilizado a divisão mais antiga de Dossin *et al.* (1984, 1985, 1990).

Grupo Diamantina

A **Formação São João da Chapada** é caracterizada por quartzitos finos até grossos, com intercalações filíticas de ordem centimétrica a métrica, sendo comum a ocorrência de lentes de metaconglomerados e/ou metabrechas. Associados aos metassedimentos descritos, ocorrem intercalações de filito hematítico, uma rocha meta-vulcânica que registra a ocorrência de um magmatismo sin-sedimentar de natureza recorrente bastante intenso durante a deposição da Formação São João da Chapada, e contemporâneo inclusive à sedimentação da Formação Sopa-Brumadinho (Dossin *et al.*, 1990). As estruturas primárias observáveis nos quartzitos são estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas, normalmente de baixo ângulo, podendo atingir de três a cinco metros, e marcas onduladas. Segundo Garcia & Uhlein (1987), as características descritas registram um contexto dominante de deposição fluvial do tipo *braided*.

A **Formação Sopa-Brumadinho** tem início de deposição marcado pela passagem de quartzitos de granulação média a grossa, da Formação São João da Chapada, a quartzitos finos e micáceos com estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, com intercalações

de filitos e metassiltitos de espessura centimétrica a métrica, sugerindo a existência de um rápido evento transgressivo com instalação de um ambiente marinho raso. Para o topo, os quartzitos apresentam granulação variável de fina a grossa, com cruzadas tabulares e acanaladas de baixo ângulo e, localmente, intercalações filíticas. É frequente nos quartzitos a ocorrência de lentes de metaconglomerado polimítico, em matriz arenosa, muitas vezes diamantífera. A tipologia e arranjo litológico, bem como a associação de estruturas sedimentares, sugerem deposição mais continental, do tipo fluvial *braided* (Dossin *et al.*, 1990). Leques aluviais desenvolveram-se simultaneamente, relacionados ao avanço do sistema fluvial. Metaconglomerados com seixos subarredondados e angulosos de quartzo, quartzito e, subordinadamente, filito, suportados por uma matriz ora quartzítica de granulação muito fina, ora filítica, registram os fluxos de detritos associados.

A **Formação Galho do Miguel** é representada por uma sequência monótona de quartzitos puros, esbranquiçados, de granulação fina e boa seleção, podendo ser individualizados na sequência, duas fácies. Na primeira, estão presentes estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte (2-3m até 6-10m), bem como *ripples* assimétricos. Dossin (1983) e Dossin & Dardenne (1984) descreveram essa associação caracterizando os depósitos de natureza eólica. Uma segunda fácies, que ocorre intercalada na anterior, é marcada pela associação de quartzitos de granulação fina, às vezes micáceos, e quartzitos com raras intercalações filíticas. Os estratos têm tendência maior a tabularidade, com estratificações cruzadas truncadas por ondas. Tal sedimentação é característica de um ambiente marinho raso, sujeito a ação de ondas de tempestade. Conforme Dossin *et al.* (1985, 1987) e Garcia & Unlein (1987), a associação de fácies representa uma sedimentação de ambiente litorâneo, com porções permanentemente expostas, retrabalhadas pelo vento.

Grupo Conselheiro Mata

A **Formação Santa Rita** tem início de sedimentação registrado por um progressivo afundamento da lâmina de água na bacia. A base da sequência é marcada por quartzitos de granulação fina, com *ripple drifts* e laminações plano-paralelas, com raras intercalações de

metapelitos. O topo da unidade é caracterizado predominantemente por metassiltitos e filitos, com intercalações lenticulares subordinadas de quartzitos finos. A litologia e as estruturas sedimentares são sugestivos de deposição em ambiente marinho raso, algo restrito, como registrado pela presença de depósitos de barras de plataforma. Estruturas cruzadas truncadas por ondas (*hummockys*) foram reconhecidas, indicando a ação de tempestades na bacia (Dossin *et al.*, 1990).

A **Formação Córrego dos Borges** é composta por quartzitos de granulometria fina a média, bastante micáceos, caracterizados por laminações plano-paralelas, normalmente marcadas por níveis submilimétricos de óxido de ferro. Observam-se estratificações cruzadas acanaladas, muitas vezes truncadas por ondas. Foram distinguidos pelo menos dois ambientes deposicionais, de acordo com a associação faciológica reconhecida na unidade: o primeiro, do tipo marinho raso a litorâneo, com atuação de ondas de tempestades e possivelmente canais do tipo *wash over*; o segundo tipo estaria representado pelo avanço de uma frente deltáica sobre os sedimentos marinhos rasos subjacentes, marcando um novo episódio regressivo na evolução da bacia (Dossin *et al.*, 1990).

A **Formação Córrego Bandeira** é representada por quartzitos finos, com estratificações cruzadas centimétricas e marcas de ondas, os quais transicionam a metassiltitos acinzentados com laminações plano-paralelas, ocorrendo, ainda, subordinadas lentes de filitos. A passagem da Formação Córrego dos Borges para a Formação Córrego Bandeira é marcada por um novo aprofundamento da lâmina de água. Dossin (1983) descreveu o ambiente deposicional correspondente, como marinho raso, com aporte clástico reduzido, sujeito a ação de ondas e tempestades.

A **Formação Córrego Pereira** é constituída por quartzitos finos, localmente feldspáticos. As principais estruturas primárias preservadas são estratificações cruzadas acanaladas de ordem métrica, cruzadas sigmoidais, marcas de onda de pequeno porte, às vezes com orientações variadas e *hummockys*. Próximo ao topo da unidade, começam a aparecer intercalações de metapelitos cada vez mais frequentes, registrando um aprofundamento da lâmina de água e uma passagem gradual para a unidade superior. Nessas porções são observados quartzitos com estratos cruzados tipo espinha de peixe, com estruturas de *slumps*

associadas. Segundo Dossin *et al.* (1990), tal associação é sugestiva de ambiente deposicional marinho raso dominado por tempestades, associado a planícies arenosas intermarés.

Na **Formação Rio Pardo Grande**, topo do Supergrupo Espinhaço, predominam metassiltitos e quartzitos muito finos, normalmente na forma de finas intercalações rítmicas. Nos horizontes quartzíticos, as estruturas mais comuns são cruzadas acanaladas e sigmoidais de ordem centimétrica. Localmente, ocorrem lentes de mármore dolomíticos de espessura métrica. O ambiente deposicional registrado é de mar raso, com porções da bacia sujeitas à atuação de ondas de marés, e, localmente, porções mais restritas com sedimentação carbonática. Segundo Garcia & Unlein (1987), a deposição de carbonatos pode ser representativa do início de uma plataforma carbonática que teria sido sustada pelo evento glacial que passou a atuar na região, no Proterozóico Superior.

Nas Regiões de Mato verde e Monte Azul, no extremo norte do Estado de Minas Gerais, afloram rochas meta-vulcânicas ácidas, na base do Supergrupo Espinhaço (Drumond *et al.*, 1980; Menezes Filho, 1980). São traquitos ou traquiandesitos subalcalinos, associados lateralmente a riocitos-riolitos, piroclásticas e sedimentos (Uhlein, 1991). Essa pilha vulcano-sedimentar encontra-se intrudida por plutonitos de composição diversa, destacando-se gabros, dioritos e granitos (Menezes Filho, 1980; apud Uhlein, 1991). Segundo Uhlein (1991), o posicionamento estratigráfico dessas meta-vulcânicas ácidas, que ocorrem sobre o embasamento granito-gnáissico e subjacente aos quartzitos de ambiente fluvial do Supergrupo Espinhaço, pode demonstrar que estas rochas constituiriam a primeira atividade magmática da Faixa Araçuaí, provavelmente contemporânea da individualização do *rift* Espinhaço.

Os filitos hematíticos encontrados na Serra do Espinhaço Meridional têm sido objeto de muitas discussões desde a década de 30 (Correns, 1932; Moraes, 1934), sendo considerados usualmente como produtos do metamorfismo sobre rochas originalmente ígneas (Schöll & Fogaça, 1979; Fogaça & Schöll, 1984) e constituídos principalmente por sericita/muscovita e óxido de ferro. Estudos mais recentes (Knauer, 1990; Almeida Abreu, 1993; Knauer e Schrank, 1993) comprovam que estas rochas estão em íntima e exclusiva associação com as unidades do Supergrupo Espinhaço, com seu posicionamento, via de regra

concordante, preferencial nas unidades basais (Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979; Knauer & Schrank, 1993), podendo ser verificado nas regiões de Diamantina, Gouveia e Serro. Segundo Knauer & Schrank (1993), na região central da Serra do Espinhaço Meridional, os filitos hematíticos associam-se mais comumente à formação São João da Chapada, enquanto que mais a leste vão se tornando cada vez mais comuns na Formação Sopa-Brumadinho (conforme já sugerido por Pflug, 1968). Evidencia-se assim, o caráter sin-sedimentar dessas rochas, mesmo que localmente alguns corpos discordantes, usualmente na forma de diques, tenham sido descritos (Knauer, 1984 e Dossin *et al.*, 1985 apud Knauer & Schrank, 1993).

Por toda a região central e sudeste da Faixa Araçuaí, especialmente no domínio da Serra do Espinhaço Meridional, aparecem com muita frequência, diques, *sills*, *stocks* e soleiras de rochas básicas que cortam toda a coluna do Supergrupo Espinhaço (Almeida Abreu, 1993). Segundo Hoppe (1986) essas rochas metabásicas ocupam cerca de 2,5 % de toda a superfície da Serra do Espinhaço Meridional. Segundo Uhlein (1991) e também observado nesta pesquisa, os dados de campo indicam que as rochas metabásicas intrusivas no Supergrupo Espinhaço são anteriores a sedimentação do Supergrupo São Francisco. Machado *et al.* (1989) efetuaram análise radiométrica pelo método U/Pb em um *sill* de metadiabásio porfiróide da localidade de Pedro Lessa, situada entre Datas e Serro. Esses autores obtiveram uma idade de 906 ± 2 m.a., devendo corresponder à intrusão destas rochas, associada a uma tectônica regional distensiva, que antecede ou é síncrona com o início da sedimentação do Supergrupo São Francisco.

2.2.3. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

Eschwege (1822, 1832, 1833) elaborou o primeiro esboço geológico-estratigráfico no centro-leste do Brasil, incluindo parte das rochas posteriormente designadas de Supergrupo São Francisco. No entanto, as primeiras referências ao termo "Série São Francisco" são de Derby (1880, apud Dossin 1983).

Segundo o Léxico Estratigráfico do Brasil (Batista *et al.*, 1984), esta designação apareceu formalmente pela primeira vez com o nome de "Série São Francisco", no trabalho de Oliveira & Leonardos (1943). Pflug & Renger (1973) introduziram a terminologia Supergrupo

São Francisco, incluindo todas as sequências pré-cambrianas mais jovens que o Supergrupo Espinhaço.

Neste trabalho, adotou-se a definição de Inda *et al.* (1984), que reuniram no Supergrupo São Francisco todas as unidades correlacionáveis aos grupos Bambuí e Macaúbas, tanto as depositadas sobre o Cráton São Francisco, como suas respectivas extensões que ocorrem nas faixas de dobramentos marginais.

Conforme Pflug & Renger (1973), o Supergrupo São Francisco é subdividido em duas unidades litoestratigráficas: o **Grupo Macaúbas**, na base, composto de estratos de origem glacial (Moraes & Guimarães, 1931; Hettich, 1977; Karfunkel & Karfunkel, 1977; Walde, 1976, 1978), e o **Grupo Bambuí**, sobreposto ao Grupo Macaúbas e formado por dois pacotes sedimentares. Os estratos do pacote inferior incluem carbonatos e margas sugestivos de ambiente marinho plataformar de água rasa, e, os estratos do pacote superior são caracterizados por arenitos e folhelhos sugestivos de ambientes fluviais e marinho de água rasa, podendo representar uma cunha clástica (Inda *et al.*, 1984; Magalhães, 1988; Chang *et al.*, 1988; Marshak & Alkmim, 1989).

Segundo Uhlein & Trompette (1992) a passagem entre o Proterozóico Médio e o Proterozóico Superior é marcada por um tectonismo epirogenético com intrusões de rochas básicas toleíticas continentais e uma glaciação. Segundo esses autores, este tectonismo marca a ampliação do *rift* Espinhaço inicial, com estabelecimento de uma bacia oceânica a nordeste. Na margem oeste do *rift* depositou-se a Formação Jequitá (fácies glácio-continental) que passa, lateralmente, para uma sedimentação glácio-marinha (Karfunkel & Karfunkel, 1977), em parte retrabalhada por fluxos gravitacionais e correntes de turbidez que caracterizam o Grupo Macaúbas e o Complexo Salinas (turbiditos finos e mais distais). Esta evolução faciológica de oeste para leste indica a passagem de um domínio continental sob influência glacial para uma plataforma continental e uma bacia marinha profunda, separadas por um paleo-talude, com fácies de leque submarino (Uhlein, 1991; Pedrosa Soares *et al.*, 1992). Esta bacia assimétrica constitui o prisma de uma margem continental passiva. Para leste, a fácies glácio-continental desaparece e, para oeste, o Grupo Bambuí repousa diretamente sobre o embasamento do Cráton do São Francisco, não sendo identificado na Faixa Araçuaí devido a erosão ou não deposição. Predominam nesta unidade, fácies de plataforma carbonática e

turbiditos distais na base, com arenitos feldspáticos no topo (Formação Três Marias), sugerindo fácies de molassa (bacia de antepaís).

Grupo Macaúbas

As rochas do Grupo Macaúbas afloram ao longo da borda ocidental da Serra do Espinhaço Meridional e também bordejando a Serra do Cabral, definindo uma estreita franja que separa as unidades do Supergrupo Espinhaço das sequências do Grupo Bambuí.

Derby (1880) descreveu litologias pefíticas da borda norte e leste da Serra do Cabral, separando-as como unidade independente e denominando-as de conglomerado Jequitáí, que foram considerados por Branner (1919) como sendo de origem glacial.

Moraes (1929) descreveu uma sequência de filitos conglomeráticos, filitos, quartzitos, micaxistos e raras camadas de calcário, que afloram na bacia do Rio Macaúbas e na Serra do Catuni. Posteriormente, Moraes & Guimarães (1930) interpretaram essas rochas como sendo de origem glacial e denominaram a sequência de Formação Macaúbas.

A partir do final da década de sessenta iniciaram-se mapeamentos sistemáticos na Serra do Espinhaço para um melhor esclarecimento da sequência estratigráfica, da gênese e dos ambientes deposicionais do Grupo Macaúbas. Dessa forma, mostra-se evidente a grande diversificação de opiniões sobre a definição do termo Macaúbas e seus correlatos, bem como sobre sua gênese. Destacam-se os trabalhos de Isotta *et al.* (1969), Renger (1970), Schmidt (1972), Schöll (1972, 1973), Pflug & Renger (1973) entre outros.

Pflug & Renger (1973) descreveram o Grupo Macaúbas como tendo uma constituição bastante variada, predominando rochas mais clásticas na base, enquanto que para o topo observa-se uma participação maior de siltitos e filitos. Uma rocha muito característica da

"fácies Macaúbas" é uma grauvasca com seixos, que aparece na parte inferior da sequência (Frank, 1971; Gorlt, 1972; Hettich, 1972; Schmidt, 1972), com a matriz composta de argila, quartzo e feldspato detrítico, e, frequentemente, carbonatos, e seixos formados de quartzitos, quartzo, granito, gnaisse e calcários.

A origem das grauvascas conglomeráticas (Pflug & Renger, 1973) tem sido bastante discutida. Isotta *et al.* (1969) descreveram superfícies polidas e estriadas, além de outras feições associadas, em quartzitos da Serra da Água Fria, na base do "conglomerado Jequitaí" e deduziram sobre uma extensa glaciação pré-cambriana. Schmidt (1972) descreveu os diamictitos da Serra Mineira como sendo comparáveis ao "conglomerado Jequitaí", atribuindo a essas rochas uma deposição por correntes de lama e considerando os pavimentos estriados existentes, como de origem tectônica, não excluindo, porém, uma possível origem glacial. Hettich (1973) interpretou como glaciais as grauvascas conglomeráticas e os quartzitos com seixos esporádicos do Grupo Macaúbas. Hettich (1975) discutiu, em detalhe, o problema "glaciação ou escorregamento subaquático" e, concluiu que a metagrauvasca com seixos seria de origem glacial. Dossin (1983) sugeriu um ambiente glácio-marinho com fácies fluviais e lacustres para a deposição das litologias do Grupo Macaúbas, com base na associação litológica aliada a má seleção do paraconglomerado e a presença de seixos estriados e, caracteristicamente, facetados.

Pflug & Renger (1973), por outro lado, encontraram horizontes de retrabalhamento e de acamamento gradacional, indicando uma sedimentação marinha e, sob o ponto de vista da simultaneidade das "fácies Bambuí e Macaúbas", acharam muito difícil admitir uma glaciação, já que nesse caso, sedimentos de água quente teriam que ser depositados mais ou menos concomitantemente com a formação dos tilitos, considerando que os calcários do Bambuí apareceriam como seixos na grauvasca conglomerática do Macaúbas. Frank (1971), Hettich (1972) e Schöll (1972) caracterizaram como relativamente frequente a presença de estratificação cruzada nos quartzitos do Macaúbas. Cobra (1969), em estudo sobre os seixos da Serra do Catuni e de Jequitaí, concluiu que a forma achatada dos seixos deve-se ao tectonismo (cisalhamento e laminação de fluxo).

Até meados da década de oitenta, merecem destaque uma série de outros estudos, tanto de caráter local como regional, que sintetizaram os conhecimentos sobre a caracterização,

distribuição, estratigrafia, tectônica, magmatismo e idade das rochas pertencentes ao Grupo Macaúbas (Hettich, 1975; Karfunkel & Karfunkel, 1976, 1977; Viveiros & Walde, 1976; Schöll, 1976; Walde, 1976; Hettich & Karfunkel, 1978; Braun & Batista, 1979; Dardenne & Walde, 1979; Karfunkel *et al.*, 1981; Rocha Campos & Hasui, 1981; Couto & Bez, 1981; Gravenor & Monteiro, 1983; Almeida & Litwinski, 1984; Karfunkel *et al.*, 1984a, 1984b, 1985).

Schöll (1976) encontrou estromatólitos, a 20 Km a NE de Diamantina, numa intercalação dolomítica da unidade inferior (pré-diamictito) do Grupo Macaúbas. Foram descritos restos de *Conophyton Metula*, cuja época de disseminação foi determinada entre 950 e 1350 m.a. por Cloud & Dardenne (1973).

Couto & Bez (1981) consideraram a "glaciação Jequitaí" como um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior do Brasil, propondo uma deposição para o Grupo Macaúbas no intervalo entre a sedimentação do Supergrupo Espinhaço (1350-950 m.a.) e a do Grupo Bambuí (640 ± 15 a 590 ± 40 m.a.). Esses autores referiram-se apenas à camada-guia (o tilito) e não à sequência estratigráfica completa do Grupo Macaúbas.

A idade precisa do Grupo Macaúbas é ainda questionável, sendo que Almeida & Litwinski (1984) atribuíram uma sedimentação no Proterozóico Superior, provavelmente dentro do intervalo entre 950 e 660 m.a..

Karfunkel *et al.* (1984a) mapearam a área da Barragem do Paraúna e subdividiram a sedimentação Macaúbas em três fases de deposição, com base na camada chave, glaciogênica. Neste contexto, esses autores caracterizaram uma fase de deposição pré-glacial (10-200m) constituída de quartzitos e quartzitos conglomeráticos, uma fase glacial (0-300m) formada de tilitos e sedimentos associados e uma fase pós-glacial (maior que 1000m) constituída de psamo-pelitos com intercalações de xistos-verdes. A sequência pré-glacial, conforme Karfunkel & Karfunkel (1977), foi depositada numa bacia marginal, em águas rasas, com direções de transporte variadas.

O Grupo Macaúbas ocorre em acentuada discordância erosiva e angular sobre o Supergrupo Espinhaço (Pflug & Renger, 1973; Walde, 1978; Uhlein & Chaves, 1989; Uhlein, 1991; Souza Filho & Alkmim, 1993). Para o topo, a grande maioria dos contatos entre o

Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí são através de falha inversa ou de empurrão. Na Barragem do Paraúna e no Morro do Riacho (imediações da BR-259), foi observado o contato tectonizado, através de uma superfície de descolamento, entre essas duas unidades.

O Grupo Macaúbas é constituído predominantemente por metadiamicritos, metassiltitos, filitos e quartzitos, sendo os metadiamicritos caracterizados pela extrema falta de classificação granulométrica com matriz silto-argilosa ou arenosa. A sedimentação do Grupo Macaúbas mostra depósitos glácio-marinhos, em parte retrabalhados por depósitos gravitacionais associados a falhas normais (Uhlein, 1991). Segundo Karfunkel & Hoppe (1988), essa sedimentação está associada à glaciação ocorrida durante o Proterozóico Superior, no Brasil oriental. O limite inferior para o Grupo Macaúbas seria representado pelas metabásicas intrusivas no Supergrupo Espinhaço de idades entre 1000 e 900 m.a. (Machado *et al.*, 1989), e o superior corresponderia ao início da sedimentação do Grupo Bambuí, que segundo Dardenne (1981), ocorreu entre 800 e 600 m.a..

O **Complexo Salinas** (biotita xistos, quartzitos, calciossilicáticas, calcários, xistos grafitosos e metaortoconglomerados), situado a leste do lineamento de Taiobeiras, na Faixa Araçuaí, teve seu posicionamento estratigráfico em relação ao Grupo Macaúbas bastante questionado nos últimos anos. Pedrosa Soares (1984), Pedrosa Soares *et al.* (1984) e Karfunkel *et al.* (1985) descreveram essa unidade como mais deformada, metamorfisada, e sem ligação aparente com a sedimentação glácio-marinha do Grupo Macaúbas. Em geral, o contato entre as duas unidades é feito através da falha inversa de Taiobeiras (Fontes *et al.*, 1978; Schobbenhaus *et al.*, 1981).

Pedrosa Soares *et al.* (1990) sugeriram que o Grupo Macaúbas no Médio Jequitinhonha seria constituído por depósitos turbidíticos proximais (formações Terra Branca e Carbonita, a oeste) e distais (Formação Salinas, a leste). Segundo Uhlein (1991), essas unidades são cronoequivalentes, representando uma sedimentação de plataforma glácio-marinha (Grupo Macaúbas), passando lateralmente para uma sequência de talude e provável bacia oceânica (Complexo Salinas). Dessa forma, o Complexo Salinas representaria uma continuidade da bacia de sedimentação do Grupo Macaúbas, apenas num contexto de águas mais profundas. Pedrosa Soares *et al.* (1992) apresentaram modelo semelhante.

Segundo Mourão & Pedrosa Soares (1992), a **Formação Terra Branca** englobaria desde depósitos glácio-costeiros (Gravenor *et al.*, 1984; Karfunkel & Hoppe, 1988) a

turbiditos plataformais periglaciais. A **Formação Carbonita** indicaria uma sedimentação plataformal em fase de relativa estabilidade tectônica e a **Formação Salinas** representaria uma sedimentação distal, em leques submarinos e planície batial, com predomínio de sedimentos depositados por correntes turbidíticas de baixa densidade.

Grupo Bambuí

Spix & Martius (1823/1831) e Eschwege (1832) reconheceram as rochas argilosas e calcárias que margeam o Rio São Francisco, quase a partir de suas nascentes em Minas Gerais até a Bahia, como sendo uma formação própria. Derby (1880) denominou esses sedimentos de "Série São Francisco".

O termo Bambuí foi introduzido por Rimann (1917, apud Renger 1979) para designar os metassedimentos argilo-carbonáticos aflorantes no vale do Rio São Francisco. Moraes & Guimarães (1930, apud Batista *et al.*, 1984), descreveram o Grupo Bambuí como constituído de ardósias, calcários intercalados em ardósias, com arenitos arcosianos na base. Freyberg (1932) efetuou o primeiro estudo de caráter regional, reconhecendo na "Série Bambuí" uma fácies dobrada e outra não dobrada, respectivamente camadas Indaiá e Gerais.

Oliveira & Leonardos (1943), Barbosa (1954), Guimarães (1964) e Beurlen (1970), entre outros, usaram o nome "Série São Francisco" como sinônimo da "Série Bambuí". Almeida (1967) deu a essa unidade a categoria de grupo.

No Estado de Minas Gerais, os trabalhos sobre a litoestratigrafia do Grupo Bambuí iniciados por Costa & Branco (1961), prosseguiram com os estudos de Barbosa (1963), Barbosa (1965), Oliveira (1967), Braun (1968), Barbosa *et al.* (1969, 1970), Costa *et al.* (1970), Schöll (1972, 1973), Beurlen (1974), Dardenne (1978, 1979), Lopes (1979) e Campos Neto (1979).

Costa & Branco (1961) propuseram a primeira divisão estratigráfica para a "Série Bambuí" no centro-norte de Minas Gerais. Esses autores caracterizaram as seguintes unidades, da base para o topo: **Formação Carrancas** (conglomerado basal e quartzo-clorita-filito calcífero), **Formação Sete Lagoas** (mármoreos cloríticos, calcários marmorizados grafitosos) e **Formação Rio Paraopeba** (Membro Serra de Santa Helena: ardósias; Membro Lagoa do Jacaré: siltito de matriz clorito-calcífera, com leitos de calcário; Membro Três Marias: siltitos de matriz sericito-clorítica e lentes de arcósio; e Membro Serra da Saudade: siltitos e ardósias verdes calcíferas). Posteriormente, Schöll (1972) e Dardenne (1979) propuseram algumas modificações de cunho estratigráfico.

Braun (1968) modificou a coluna de Costa & Branco (1961), subdividindo o Grupo Bambuí, da base para o topo, nas formações Paranoá (conglomerado basal - Fácies Carrancas - quartzitos, filitos e metassiltitos intercalados), Paraopeba (rochas carbonatadas e pelíticas incluindo fácies denominadas Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena e Samburá) e Três Marias (arcósios, siltitos micáceos, grauvas siltosas e arenitos arcosianos).

Costa *et al.* (1970) analisaram as divisões de Freyberg (1932), em uma parte dobrada e outra horizontal, considerando-as como sendo grupos que se depositaram simultaneamente a uma orogênese, e denominando-os de tectonogrupos.

Pflug & Renger (1973) descreveram a "fácies Bambuí" como sendo composta essencialmente de ardósias, filitos, xistos argilosos e/ou carbonatados e calcários.

Schöll (1973), através da geoquímica do estrôncio, conseguiu comprovar um ambiente evaporítico das formações calcárias Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, indicando um mar epicontinental de águas muito rasas. A ocorrência de calcários oolíticos, especialmente na Formação Lagoa do Jacaré (Moraes, 1932; Costa & Branco, 1961; Oliveira, 1967; Cassedane, 1968, Schöll, 1972), bem como uma estratificação cruzada nos siltitos, indicam uma água algo que movimentada. Da mesma forma, a presença de estruturas biogênicas como estromatólitos nos arredores de Sete Lagoas e Montes Claros (Barbosa, 1954; Schöll, 1972) e bióglifos nos calcários de Pedro Leopoldo (Summer, 1970) indicam um mar raso mais ou menos quente. Pflug & Renger (1973) admitiram um ambiente predominantemente redutor para o Bambuí, como se pode ver na formação de sulfetos (pirita, galena, blenda).

Dardenne (1978) propôs a volta de uma coluna estratigráfica semelhante a de Costa & Branco (1961), acrescentando na base do Grupo Bambuí a **Formação Jequitaí**, de origem glacial, e elevando à categoria de formações os membros da coluna de Costa & Branco (op. cit.). Dardenne (op. cit.) colocou a **Formação Três Marias** no topo do grupo, como propusera Braun (1968).

Inda *et al.* (1984) e Braun (1988) incluíram todas as formações sotopostas a Formação Três Marias no **Subgrupo Paraopeba**. Segundo esses autores, os sedimentos do Grupo Bambuí se depositaram sobre uma plataforma epicontinental estável, de águas rasas.

Uhlein (1991) descreveu o Grupo Bambuí como uma cobertura cratônica, limitada a oeste pela Faixa Brasília e a leste pela Faixa Araçuaí, compreendendo uma sequência pelito carbonática capeada por um pacote de sedimentos predominantemente arenosos. Segundo esse autor, a **Formação Carrancas** corresponderia a fluxos gravitacionais, como resposta a um possível tectonismo de reajuste isostático. A **Formação Sete Lagoas** representaria uma plataforma carbonática desenvolvida sob a ação de ondas e marés, enquanto que a **Formação Rio Paraopeba** constituiria uma fase de expansão da bacia (fácies de siltitos argilosos interpretados como turbiditos distais), com pulsos regressivos representados pelas fácies carbonáticas. No topo, a **Formação Três Marias**, constituída por arenitos líticos, arcósios e siltitos, corresponderia a uma sedimentação regressiva, com fácies deltáica e fluvial *braided*, mostrando discordância progressiva para a borda da bacia, provavelmente reflexo da colisão na margem do cráton ao final do Proterozóico Superior.

Dominguez (1992, 1993) estudou as coberturas do Cráton do São Francisco do ponto de vista da análise de bacias. Segundo esse autor, com o final da glaciação do Proterozóico Superior que recobriu todo o cráton, ocorreu uma importante transgressão marinha inundando praticamente todo o domínio cratônico, criando condições necessárias para a implantação de importantes plataformas carbonáticas, como o caso da bacia do São Francisco. A sobrecarga das escamas de empurrão nas bordas do cráton deram origem a bacias de antepaís onde se acumularam sedimentos siliciclásticos a exemplo da Formação Três Marias.

A idade do Grupo Bambuí tem sido objeto de permanente atenção de pesquisadores, sendo que a primeira tentativa nesse sentido se deveu a Liais (1872), que lhe atribuiu uma idade cretácea. Desde então, foram obtidas idades diversas que vão do Mesozóico ao Pré-cambriano, por diferentes métodos ou deduções. Destacam-se dessa forma alguns trabalhos de elevada importância histórica, como os de Derby (1879), Freyberg (1932), Beurlen (1956), Costa & Branco (1961). Usando a metodologia radiométrica, destacam-se ainda alguns trabalhos pioneiros como Amaral (1966), Amaral & Kawashita (1967) e Almeida & Hasui (1969).

O primeiro trabalho a obter dados mais conclusivos a respeito da idade da "Série Bambuí" deveu-se a Amaral & Kawashita (1967) que através de datações radiométricas pelo método Rb/Sr obtiveram idades de 600 ± 50 m.a., para os folhelhos da região de vazante (MG). Cloud & Dardenne (1973) encontraram, em dolomitos da região de vazante (MG), conphyton aff. c. *Metula Kiriechenko* aos quais atribuíram idade Rifeano Médio (950-1350 m.a., mais provável em torno de 1.000 m.a.). Essa idade difere da obtida por Marchese (1974) com estromatólitos Supergrupo Gimnosolenida ocorrentes em calcários negros grafitosos da região de Sete Lagoas (MG), considerados como pertencentes ao Rifeano Superior (650-950 m.a.).

A época de deposição do Grupo Bambuí tem sido atribuída ao final do Pré-Cambriano, com base em datações radiométricas (Amaral & Kawashita, 1967; Bonhomme, 1976) e também em seu conteúdo fossilífero (Cloud & Dardenne, 1973; Marchese, 1974). No entanto, os valores das idades referidas nos trabalhos acima indicados podem apresentar discrepâncias (600-1350 m.a.).

Couto *et al.* (1981) fizeram algumas considerações sobre a idade do Grupo Bambuí e, com base em análises isotópicas de Sr e Pb, caracterizaram a época provável de sedimentação/diagênese precoce no caso das formações Paraopeba, Três Marias e Pirapora da região tectonicamente estável do Grupo Bambuí. Segundo esses autores, a sequência dos valores encontrados (640 ± 15 m.a. para a **Fm. Paraopeba**, 620 ± 40 m.a. para a **Fm. Três Marias** e 590 ± 40 m.a. para a **Fm. Pirapora**), embora exista certo recobrimento face aos erros experimentais, corresponde à sucessão estratigráfica observada. Dessa forma, tais idades representariam os eventos deposicionais de cada formação.

Babinski *et al.* (1993), estudando o sistema de isótopos de chumbo das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção sul do Cráton do São Francisco, chegaram a idade de 690 m.a. como mínima para a sedimentação daquelas unidades.

2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA ARAÇUAÍ E PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

2.3.1. INTRODUÇÃO

Guimarães (1951) foi quem reconheceu, pela primeira vez, a feição geotectônica do escudo brasileiro que, mais tarde, viria a ser chamada de Cráton do São Francisco. Orlado por um sistema de cordilheiras, foi denominando pelo autor de Arqui-Brasil. Pflug (1965) denominou a área cratônica a leste da cordilheira Espinhaço de "Maciço do São Francisco", responsável pelo fornecimento dos sedimentos do geossinclíneo Minas. Barbosa (1966) introduziu o nome de "Cráton Franciscano" e o definiu como núcleo cratônico, estabilizado no Arqueano.

Almeida (1967, 1969) considerou como cráton toda a região do escudo brasileiro oriental, à leste da faixa orogenética Brasília, incluindo tanto a bacia do Rio São Francisco, como a faixa orogenética da Serra do Espinhaço. Pflug *et al.* (1969) restringiram o Cráton do São Francisco à área atualmente ocupada pela bacia do alto Rio São Francisco, limitando-se a leste pela Serra do Espinhaço.

A Serra do Espinhaço e a parte adjacente da Bacia do São Francisco foram objeto de estudo de diversos autores, como Eschwege (1832, 1833), Derby (1906), Moraes & Guimarães (1930), Freyberg (1932), Moraes *et al.* (1937), Barbosa (1954) entre outros. A parte meridional da Serra do Espinhaço foi objeto de estudos de Pflug (1963, 1965, 1967, 1968), Pflug *et al.* (1969) e depois por um grupo de pós-graduandos sob sua orientação.

A identificação e a delimitação mais precisa do Cráton do São Francisco são devidas a Almeida (1977, 1981) (Fig. 1.1), utilizando do conceito de cráton como sendo uma plataforma cujo embasamento foi consolidado em tempos pré-brasilianos. A Faixa Araçuaí é definida neste trabalho como uma feição brasileira que inclui todo o cinturão do Espinhaço Meridional.

A porção sul do Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí são partes de um todo indissociável. Possuem cada uma, naturalmente, comportamentos tectônicos diferenciados e arquiteturas que os refletem. Os principais traços estruturais e a evolução tectônica desses domínios são a seguir discutidos à luz de estudos publicados nos últimos anos.

2.3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Segundo Alkmim *et al.* (1993), a maior parte da área cratônica é recoberta por sedimentos do Proterozóico Médio e do Proterozóico Superior, pertencentes aos supergrupos Espinhaço e São Francisco, que se acham em grande parte deformados. Na porção Sul do cráton, as coberturas deformadas, em geral epidêrmicamente, compõem as porções externas das faixas de dobramentos Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste. Pelas suas características gerais, tais zonas deformadas foram caracterizadas por esses autores como correspondentes aos cinturões de antepaís descritos na América do Norte. Na porção central desse segmento cratônico essas coberturas proterozóicas foram poupadas de deformação significativa.

Magalhães (1988), através das relações entre os diversos elementos tectônicos encontrados nessa porção do Cráton do São Francisco e zona limite com a Faixa Araçuaí, individualizou duas fases de deformação (D_1 e D_2), interpretadas como uma caso típico de deformação progressiva. Essas fases diminuem de intensidade gradativamente de leste para oeste, ao longo de três domínios estreitos de limites orientados aproximadamente segundo N-S.

No domínio 1, bordejando a escarpa oeste da Serra do Espinhaço, entre Cardeal Mota e Presidente Juscelino, foram observadas as duas fases de deformação superpostas, D_1 e D_2 , sendo que as estruturas da fase D_1 foram agrupadas em duas gerações distintas:

- estruturas associadas a zonas de cisalhamento adjacentes a falhas de empurrão discretas ou imbricadas (foliações miloníticas, dobras complexas, isoclinais e lineação de estiramento);

- estruturas do interior de blocos alóctones, de blocos falhados e da cobertura de duplexes (dobras flexurais/de cisalhamento, ortorrômbicas fechadas a monoclinicas abertas e vergentes para E, além de clivagem ardosiana, lineação de estiramento e lineação de interseção).

Na fase D_2 ocorrem dobras abertas, flexurais, mostrando tendência geral N-S, via de regra associadas a uma clivagem espaçada.

No domínio 2, compreendendo áreas adjacentes às cidades de Sete Lagoas e Cordisburgo, e indo até aproximadamente cerca de 5 km a oeste de Curvelo, as zonas de cisalhamento são menos frequentes e os elementos da segunda geração da fase D_1 são marcadamente predominantes, mostrando forte polaridade para W.

O domínio 3, situado ainda mais a oeste (cidade de Pompeu), adentrando-se ainda mais na bacia, encontra-se isento de maiores perturbações tectônicas apresentando apenas ondulações suaves.

Segundo Chang *et al.* (1988), observam-se ainda outros grandes sistemas, correspondendo a falhas subverticais em pares conjugados que apresentam deslocamento sinistral aproximadamente paralelo à direção $N50-60^\circ W$, e de deslocamento dextral segundo $N50-55^\circ E$; e, falhas de rasgamento que se desenvolvem pela movimentação diferencial nas frentes de empurrão e que apresentam direções segundo E-W.

Bacellar (1989) caracterizou três grandes setores na porção sul do Cráton do São Francisco e parte das faixas marginais: um setor central, insignificamente deformado, e os setores leste e oeste, com forte deformação, vinculados, respectivamente, ao desenvolvimento das faixas Araçuaí e Brasília. No setor leste, esse autor distinguiu um único evento de deformação compressiva, progressivo e heterogêneo, de idade brasileira, que afetou os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Esse evento gerou estruturas sistematicamente vergentes para oeste e provocou o cavalgamento das rochas do Supergrupo Espinhaço sobre as unidades do Supergrupo São Francisco, com falhas de empurrão mostrando geometria em duplex, estando os sedimentos da bacia, provavelmente, descolados do embasamento.

Oliveira (1989) também caracterizou três domínios estruturais na região de Montes Claros-Bocaiúva, desde a Faixa Araçuaí até as proximidades do Rio São Francisco. O domínio 1, situado no extremo oriental, abrangendo a região da Serra do Catuni e onde afloram principalmente rochas do Grupo Macaúbas; o domínio 2, mais a oeste e envolvendo principalmente rochas do Grupo Bambuí; e o domínio 3, localizado no extremo noroeste. Segundo esse autor, o domínio 1 apresenta estruturas indicativas de forte deformação, grande frequência de falhas inversas, foliação milonítica e feições associadas, frequentemente influenciada pelo desenvolvimento da Faixa Araçuaí. A existência de falhas subhorizontalizadas com transporte tectônico de leste para oeste e geometria em duplex, sugere a existência de uma superfície de descolamento entre as sequências de preenchimento da bacia e o embasamento. Conforme Oliveira (op. cit.), a inexistência de superposição de estruturas, e ainda, a grande homogeneidade do padrão de dobramento, na maior parte da área, tornou possível interpretar a deformação nessa região, como resultado de um único evento deformacional.

Uhlein *et al.* (1990) e Uhlein (1991) caracterizaram a faixa de dobramentos Araçuaí, no Estado de Minas Gerais, como uma cadeia monocíclica de idade brasiliana reconhecendo três domínios tectônicos: externo, transicional e interno (Fig. 2.1).

O **domínio externo** seria constituído pelo embasamento granítico-gnáissico não remobilizado da região de Sete Lagoas-Belo Horizonte contendo remanescentes supracrustais arqueanos, o Supergrupo Espinhaço da região da Serra do Cabral e o Supergrupo São Francisco, integrado pela Formação Jequitai e o Grupo Bambuí.

O **domínio transicional** seria constituído pelo embasamento granito-gnáissico remobilizado (incluindo o Supergrupo Rio das Velhas e o Supergrupo Minas), o Supergrupo Espinhaço da serra homônima e o Grupo Macaúbas.

Finalmente, o **domínio interno** seria constituído pelo embasamento policíclico da região de Guanhães, o Complexo Salinas, os granitóides sin a pós-tectônicos de idade brasiliana e Complexo Jequitinhonha.

Segundo Uhlein *et al.* (1990), o limite entre os domínios externo e transicional coincide com o limite do Cráton do São Francisco com a Faixa Araçuaí, conforme Almeida

(1977), caracterizado pelas falhas de empurrão da Serra do Cipó e da Serra do Catuni, a leste de Francisco Sá. O limite entre os domínios transicional e interno corresponde, aproximadamente, às falhas de empurrão da região de Conceição do Mato Dentro e Serro, prolongando-se pela Falha de Taiobeiras, que limita o Grupo Macaúbas e o Complexo Salinas.

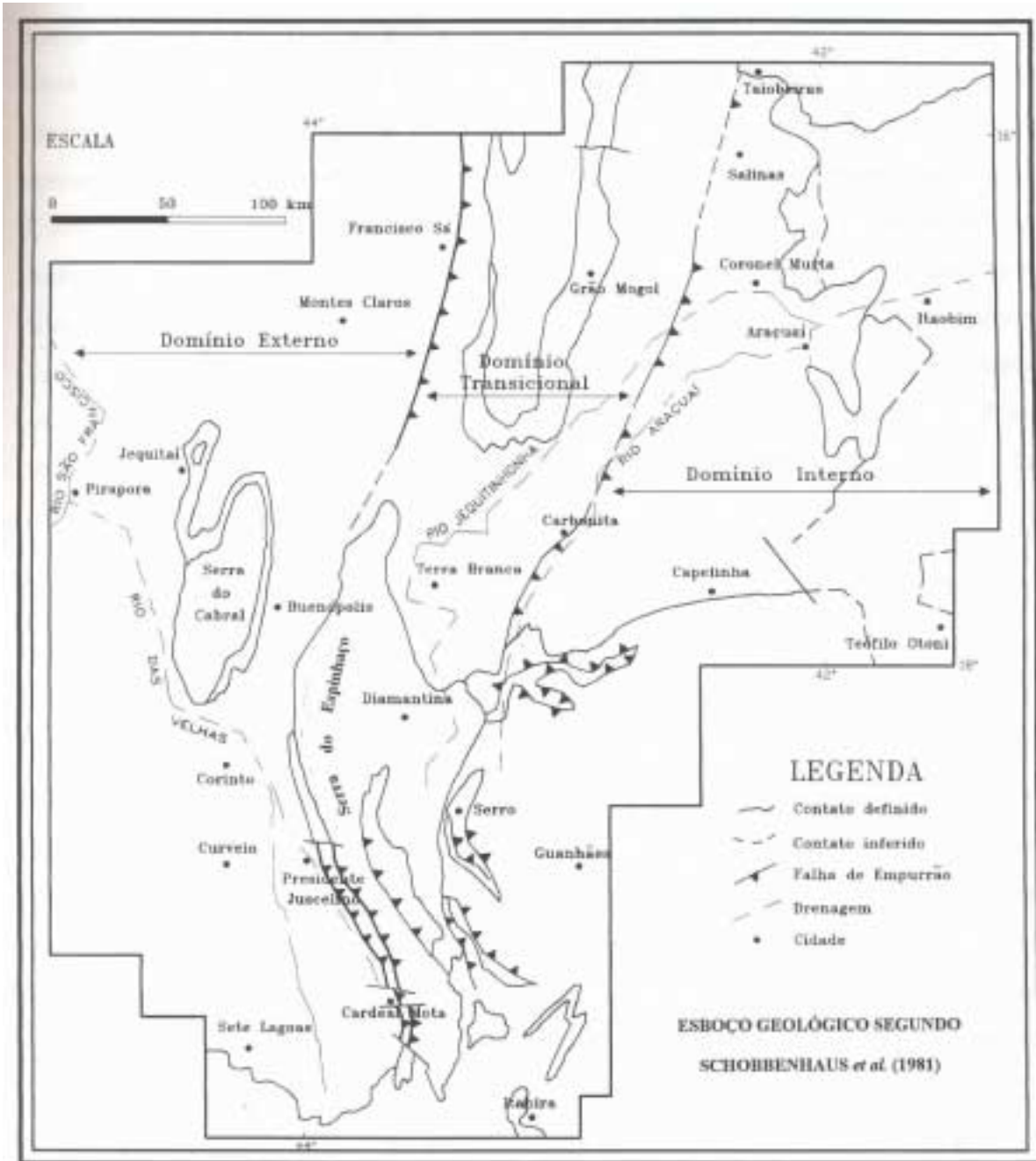


Figura 2.1 - Domínios externo, transicional e interno caracterizados por Uhlein (1991) para a Faixa Araçuaí. Esboço geológico segundo Schobbenhaus *et al.* (1981).

Uhlein *et al.* (1990) fizeram considerações sobre a organização estrutural e metamórfica da faixa de dobramentos Araçuaí, com a identificação das fases de deformação nas principais unidades litoestratigráficas dessa faixa, associadas ao metamorfismo. Segundo esses autores, a primeira fase (D_{P-1}) é pouco conhecida e está ligada a formação de uma xistosidade S_{P-1} , presente apenas em ocasionais micrólitos da foliação S_P e identificada apenas nos domínios transicional e interno (Supergrupo Espinhaço, Grupo Macaúbas e Complexo Salinas), provavelmente relacionada a um estágio inicial do cisalhamento simples subhorizontal que caracteriza D_P . O metamorfismo na superfície S_{P-1} é do fácies xisto verde alto com formação de biotita, muscovita e cianita. A segunda fase (D_P) é a mais importante da Faixa Araçuaí, de idade brasileira, afetando o Grupo Bambuí, e tendo como elementos estruturais, a foliação S_P subhorizontal e a lineação de estiramento (minerais metamórficos, seixos, boudins) preferencialmente para leste. Esta fase representa um mecanismo de espessamento crustal por empilhamento de *thrusts* e *nappes*, com deslocamento da cobertura, semelhante a deformação intracontinental da Cadeia Himalaia-Tibet (Mercier, 1984; Brunel, 1986). Segundo Uhlein *et al.* (op. cit.), a importância do cisalhamento simples nesta fase está relacionada a frequência das seguintes estruturas: sombra de pressão assimétricas, xistosidade S_P milonítica, superfícies S/C em bandas de cisalhamento, fendas de extensão sigmoidais em seixos de metadiamictitos, e dobras intrafoliais e isoclinais de pequeno a médio porte, com eixo paralelo a lineação de estiramento. Segundo Herrgesell & Pflug (1985) e Almeida Abreu *et al.* (1986), esta fase estrutura a borda leste da Serra do Espinhaço, afetando o embasamento, seqüências vulcano-sedimentares e o Supergrupo Minas. O metamorfismo na superfície S_P evolui desde o estágio anquimetamórfico à fácies xisto verde nas camadas do Grupo Bambuí, até a fácies anfíbolito no Complexo Salinas, ou seja, aumentando continuamente para leste, transversalmente à Faixa Araçuaí. Segundo Pedrosa Soares *et al.* (1984) e Costa (1989), os principais minerais sintectônicos a S_P , em metassedimentos pertencentes a fácies xisto verde, são sericita, quartzo, clorita, especularita, cianita, e na fácies anfíbolito, são granada, estaurolita, silimanita, andaluzita e cordierita. Minerais pós-tectônicos a S_P são cianita, estaurolita e cordierita, o que indica uma fase de metamorfismo estático posterior a deformação tangencial.

A fase D_{P+1} corresponde a dobras abertas, geralmente assimétricas, com clivagem de crenulação ou de fratura S_{P+1} . No domínio cratônico a S_{P+1} ocorre de maneira muito localizada, com orientação aproximadamente N-S/75°E. No domínio transicional mostra-se

melhor desenvolvida, especialmente no Grupo Macaúbas, com orientação N10°W a N20°E, 40 a 70° para SW ou NW e vergência das dobras assimétricas para E. No setor ocidental do domínio interno, a S_{P+1} possui a mesma orientação que no domínio transicional, enquanto que no setor oriental mostra vergência para oeste.

Segundo Uhlein (1991), na Faixa Araçuaí observa-se uma superposição anormal de terrenos mais metamórficos sobre terrenos menos metamórficos, caracterizando um gradiente metamórfico inverso. Este fenômeno ocorreu ao longo da principal fase de deformação, relacionado, portanto, a zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis. Em vários cinturões orogênicos tem sido identificado a existência de metamorfismo inverso, frequentemente associado a colisão continental de placas litosféricas, como, por exemplo, o Cinturão dos Himalaias, Alpes, Cinturão Caledoniano da Escandinávia e Apalaches (Simões, 1989; Morales, 1989 apud Uhlein, 1991).

Rolim (1992) interpretou as estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço baseando-se na geometria dos falhamentos de empurrão. Segundo esse autor, as principais estruturas proterozóicas, que configuram o arcabouço tectônico da Serra do Espinhaço, são os falhamentos de empurrão de direção N-S e vergência para oeste, que apresentam uma geometria em duplexes ou em leques imbricados, sendo que os leques imbricados aparecem na borda leste, e se caracterizam pela ausência de empurrões horizontalizados de teto. A presença de patamares identifica a geometria em duplexes em todo o restante da serra.

Rolim (1992) diferenciou dois grupos principais de estruturas existentes na Serra do Espinhaço meridional: as estruturas miloníticas e as estruturas compressivas. Conforme esse autor, as estruturas miloníticas (foliação milonítica, dobras isoclinais, lineação de estiramento, etc.) aparecem junto aos planos de falhas, sendo mais importantes na borda leste da serra, onde os falhamentos são mais comuns. Já as estruturas compressivas (foliação de plano axial, dobras abertas de eixo N-S), seriam formadas no interior dos duplexes, se manifestando mais onde as distâncias entre as rampas fossem maior, ou seja, na região centro-oeste da serra. Segundo Rolim (op. cit), essas estruturas foram formadas simultaneamente, sendo respostas deformacionais heterogêneas das rochas, a uma mesma compressão leste-oeste.

Rolim (1992) ainda identifica na Serra do Espinhaço meridional, três tipos de duplexes: os tipos I, II e III de Mitra (1986). Segundo esse autor, a presença de duplexes do

tipo III (duplexes empilhados) a leste do Complexo de Gouveia, parece indicar que este complexo atuou como um alto estrutural pouco móvel, à época de formação dos empurrões; ao passo que a existência de duplexes do tipo I (duplexes de rampas independentes e mais afastadas entre si) na região centro-oeste da serra pode ser a causa da formação de amplos sinclinais e anticlinais nesta região, como *fault-bend folds*. Dessa forma, o autor mostra que as geometrias dos falhamentos e os padrões de deformação, descritos em outros cinturões de empurrão pela literatura geológica, são suficientes para explicar a quase totalidade das estruturas tectônicas encontradas na Serra do Espinhaço meridional, e que, a diversidade dessas estruturas se deve mais às heterogeneidades espaciais da deformação, do que a superposição de diversas fases ou eventos tectônicos.

2.3.3. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Herrgesell (1985) e Herrgesell & Pflug (1986) caracterizaram a Faixa Araçuaí como uma margem continental do Proterozóico Médio. Segundo esses autores, além do desenvolvimento de um quadro tectônico típico, a intrusão de magmas pós-sedimentares, em parte tardi-orogênicos, documenta a evolução de uma colisão de placas a leste da Serra do Espinhaço Meridional durante o Proterozóico Médio.

Herrgesell & Pflug (1986) compararam o cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço meridional com cinturões de cavalgamento fanerozóicos, e concluíram que essas faixas de orogenias fanerozóicas, desenvolvidas tipicamente nas zonas externas dos orógenos, apresentam a mesma associação de elementos estruturais e amplo envolvimento com o embasamento, onde a lineação de estiramento é comumente paralela á direção de movimento de placas em colisão. Segundo esses autores, uma situação que é muito similar ao cinturão de cavalgamentos do Espinhaço, é o *Moine thrust zone* dos *caledonides*, bem como os maciços externos dos alpes suíços, ressaltando ainda, a tectônica *thin-skinned* no cinturão externo dos Apalaches, que mostra estruturas surpreendentemente similares. Esses cinturões de cavalgamento são vistos como resultado de tectônica colisional, idéia que tem sido também proposta para a região leste da Serra do Espinhaço.

Uhlein *et al.* (1986) discutiram a evolução tectônica das sequências arqueanas e proterozóicas do Espinhaço meridional, identificando quatro fases na região, definidas considerando efeitos de superposição de estruturas, principalmente xistosidade e lineação dobradas. Segundo esses autores, essas fases podem ter sido originadas a partir de um único evento progressivo de idade brasileira.

Chang *et al.* (1988) fizeram considerações sobre a evolução tectono-sedimentar da Bacia do São Francisco, descrevendo-a dentro do contexto de um Ciclo de Wilson. Na bacia do São Francisco, limitada por dois cinturões de dobramentos e cavalgamentos de idade brasileira, Faixa Araçuaí a leste e Faixa Brasília a oeste, os elementos tectônicos identificados seriam comparáveis com aqueles do complexo de cinturão de dobramentos e cavalgamentos e bacia de antepaís.

Num contexto compressional, o desenvolvimento e a história de subsidência de uma bacia de antepaís depende essencialmente do reajuste isostático regional em resposta ao desequilíbrio mecânico causado pela carga das faixas de empurrão e dobramento. O preenchimento dessa bacia de antepaís, e conseqüentemente a história de subsidência, está intimamente associada ao processo erosivo atuante na expressiva topografia gerada (Karner, 1987 apud Chang *et al.*, 1988). Uma característica peculiar do complexo faixa de empurrão e de dobramento e bacia de antepaís, está na progressiva diminuição de intensidade tectônica em direção à porção estável da crosta, no mesmo sentido do transporte e avanço do cinturão.

Segundo Chang *et al.* (1988), a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço apresenta uma sequência de empilhamento muito semelhante àquela típica de bacias marginais do tipo atlântico, iniciando-se, na base, com uma sequência predominantemente continental, passando por uma sequência transicional e culminando com uma sequência predominantemente marinha. Esses autores, ressaltaram ainda que a presença de vulcânicas básicas, de idade rifeana, associado às sequências basais, reforça sobremaneira as semelhanças do Supergrupo Espinhaço com as bacias extensionais.

Marshak & Alkmim (1989) forneceram evidências para um modelo de quatro estágios cinemáticos para a evolução tectônica pós-Minas na porção meridional do Cráton do São Francisco, sugerindo que durante o Proterozóico a região sofreu primeiramente dois eventos de compressão crustal, depois um evento de extensão crustal, que deu origem a rifteamento e

levaria ao desenvolvimento de estruturas extensionais no Quadrilátero Ferrífero, bem como ao desenvolvimento da Bacia Espinhaço e bacias deposicionais correlatas, definindo a forma do Cráton São Francisco. Finalmente, um terceiro evento compressional resultou no desenvolvimento de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, com vergência para oeste, na Cordilheira do Espinhaço, e o Cinturão Caraça do Quadrilátero Ferrífero. Durante essa etapa, a deformação na região de *foreland* (a oeste do cinturão de cavalgamento) é manifestada pelo movimento de falhas de empurrão, com embasamento envolvido, no Quadrilátero Ferrífero e pelo desenvolvimento de superfícies de descolamentos e estruturas associadas na Bacia do São Francisco. Nesse contexto, a deposição de clásticos da Formação Três Marias do Grupo Bambuí poderia representar o relicto de uma cunha clástica de bacia de *foreland* depositada durante a sobrecarga flexural do Cráton do São Francisco causada pelas fatias de empurrão da Cordilheira do Espinhaço. Segundo o modelo proposto por esses autores, a margem leste do Cráton do São Francisco durante o evento D3 experimentaria uma orogênese comparável aos Apalaches durante a orogenia *Allegheniana*, consequência da colisão de terrenos mais antigos a leste, com o Cráton do São Francisco. A sutura entre estes terrenos mais antigos e a Província São Francisco estaria marcada por rochas ultramáficas cisalhadas, ao longo da margem leste da Cordilheira do Espinhaço.

Uhlein (1991) descreveu a evolução geodinâmica da Faixa Araçuaí com duas fases extensionais e uma fase colisional. A primeira fase extensional (**estágio Rift**) foi responsável pela individualização do *Rift* Espinhaço, caracterizado por falhamentos normais profundos (falhas lítricas) que envolvem o embasamento em resposta ao processo mecânico de rifteamento. Nesse estágio, o mecanismo gerador de tensões deu-se provavelmente devido a processos de espalhamento lateral de câmara magmática ao longo da interface crosta-manto ou, a outra descontinuidade. Configurou-se, dessa forma, uma extensa bacia alongada no sentido norte-sul, com calha principal próxima ao meridiano de Gouveia, a sul de Diamantina. O preenchimento sedimentar inicial da bacia ocorreu num domínio continental predominante, com desenvolvimento de episódios vulcânicos responsáveis por extensos derrames sin-sedimentares (filito hematítico). Caracterizando um magmatismo bimodal, típico dos ambientes de *rifting*, ocorrem ainda derrames de lavas ácidas a intermediárias, de composição dacítica a riodacítica (região de Conceição do Mato Dentro), provavelmente sincrônicos com a evolução dos falhamentos, tendo idade em torno de 1,7 a 1,8 Ga (Brito Neves *et al.* 1979,

Machado *et al.*, 1989). Essa fase prosseguiu com a sedimentação das formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho (sequência inferior do Supergrupo Espinhaço) (Uhlein, 1991; Uhlein & Trompette, 1992).

O domínio continental predominante, que perdurou na bacia durante a sedimentação do Grupo Diamantina, evoluiu para um ambiente com características marinhas, o qual marcou a deposição do Grupo Conselheiro Mata. Dessa forma, a sedimentação da sequência de topo do Supergrupo Espinhaço deu-se sobre uma plataforma rasa até um domínio costeiro, dominado por movimentação epirogênica. A alternância de metapelitos e quartzitos, que representam a sucessão de formações do Grupo Conselheiro Mata, fornecem registro desses movimentos, os quais responderiam pelas frequentes mudanças na espessura do lençol de água, não havendo vestígios de magmatismo sincrônico à sedimentação (Dossin *et al.*, 1990).

A passagem do Proterozóico Médio para o Proterozóico Superior é marcada por um tectonismo epirogenético generalizado do Supergrupo Espinhaço, associado a um fenômeno de rifteamento regional, e pelo estabelecimento de uma glaciação. Esta epirogênese possibilitou a intrusão de rochas básicas no Supergrupo Espinhaço e em seu embasamento, estando associada a um tectonismo extensional generalizado, interpretado como uma ampliação da fase *rift* inicial (segunda fase extensional, no sentido de Uhlein, 1991). Em discordância sobre o Supergrupo Espinhaço, depositaram-se as sequências glácio-marinhas retrabalhadas por fluxos gravitacionais do Grupo Macaúbas e do Complexo Salinas, constituindo o prisma de uma margem continental passiva (Uhlein, 1991). O Grupo Bambuí, representaria, provavelmente, a continuidade da sedimentação da cunha miogeossinclinal, posteriormente a glaciação, com a elevação do nível dos mares.

Pedrosa Soares *et al.* (1992) caracterizaram a Faixa Araçuaí como uma unidade geotectônica do Proterozóico Superior, desenvolvida ao longo da margem sudeste do Cráton do São Francisco e sugeriram, para o limite leste da "Placa Sanfranciscana", ou pelo menos em parte, uma margem oceânica construtiva de idade neoproterozóica.

Durante o Ciclo Brasileiro, o microcontinente situado a oeste da Serra do Espinhaço, recoberto em sua quase totalidade por sedimentos do Supergrupo São Francisco (Proterozóico

Superior), teria funcionado como unidade cratônica à qual se aglutinaram as bacias marginais, quando do início dos movimentos de dobramento (Dossin *et al.*, 1990). O estabelecimento de uma tectônica colisional brasileira (Herrgesell & Pflug, 1986; Souza *et al.*, 1986; Hartmann, 1987; Caby & Arthaud, 1987; Chang *et al.*, 1988; Marshak & Alkmim, 1989; Uhlein *et al.*, 1990; Uhlein, 1991; Uhlein & Trompette, 1992; Uhlein *et al.*, 1992; Alkmim *et al.*, 1993) afetou todas as unidades estratigráficas depositadas anteriormente, bem como o seu embasamento. Esse evento foi consequência da colisão entre os terrenos mais antigos a leste com a Província São Francisco (Leonardos *et al.* 1976, Herrgesell & Pflug 1986; apud Dossin *et al.*, 1990), onde a zona de contato entre esses dois blocos crustais corresponderia, provavelmente, à faixa de metassedimentos e de ultramáficas cisalhadas, inseridas no lineamento regional que hoje se encaixa o vale do Rio Guanhões. Vale ainda ressaltar que a formação de rochas neste período restringe-se apenas a intensa granitogênese e a deposição da Formação Três Marias. O *emplacement* de parte desses granitóides foi associado à zonas de cisalhamento, onde o peso dessas fatias de empurrão flexionou a litosfera, permitindo a formação de uma depressão junto a borda cratônica. Essa depressão originou uma bacia de antepaís (Chang *et al.*, 1988), preenchida pelos sedimentos da Formação Três Marias.

Considerando a estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço, a tectônica tangencial que afetou a região durante o Ciclo Brasileiro gerou transporte de massas de leste para oeste em direção ao Cráton São Francisco, num regime de cisalhamento simples progressivo. São observáveis evidências de um único evento metamórfico da fácies xisto verde à fácies anfíbolito, não sendo reconhecíveis registros de uma tectônica pré-brasileira (Uhlein, 1991; Uhlein *et al.*, 1992).

Almeida Abreu (1993) descreveu evidências de uma orogênese no Proterozóico Médio. Segundo esse autor, datações geocronológicas (U-Pb em zircões na região de Lagoa Real, sul da Bahia) revelaram idades em torno de 1,5 b.a. (Cordani *et al.*, 1992), marcando um importante evento metamórfico. Outras idades, entre 1,4 e 1,1 b.a., registram eventos metamórficos em diferentes regiões da Serra do Espinhaço, como por exemplo, traços de fissão (muscovita de veio pegmatítico encaixado em rochas gnáissicas do Complexo Basal da região de Itacambira) revelaram idade da ordem de 1180 ± 90 m.a.. Segundo Almeida Abreu (op. cit.), na borda noroeste da Serra do Espinhaço Meridional, as unidades do Grupo

Macaúbas recobrem diferentes formações do Supergrupo Espinhaço previamente dobradas e/ou falhadas e profundamente erodidas. Mesma situação sendo vista na borda oeste, levando a Kalt (1991) a admitir uma orogênese antes da sedimentação do Grupo Macaúbas. Na faixa ocidental da terminação sul da Serra do Espinhaço Meridional, as rochas do Grupo Macaúbas assentam-se diretamente sobre unidades das formações inferiores do Supergrupo Espinhaço, indicando a erosão de milhares de metros de rochas do Supergrupo Espinhaço antes da deposição das sequências do Grupo Macaúbas. A ausência de seixos das rochas metabásicas pós tectônicas nos filitos do Grupo Macaúbas demonstram, segundo esse autor, que essas unidades foram depositadas antes da intrusão das mesmas (906 ± 2 m.a., Machado *et al.*, 1989). As unidades psamíticas e psefíticas da base do Grupo Macaúbas (Formação Califorme de Karfunkel & Karfunkel, 1975) ao sul da Serra do Espinhaço Setentrional mostram direção de paleocorrentes para W e origem fluvial, indicando a presença de áreas elevadas à leste, possivelmente unidades da Faixa Araçuaí já constituindo um orógeno. A leste e sudeste de Inhaí, em rochas da Formação Califorme, foram encontrados grãos clásticos de lazulita (Hettich, 1973) conhecidos no domínio da Serra do Espinhaço Meridional apenas nos xistos do Grupo Costa Sena. Segundo esse autor, isso indicaria que as rochas do embasamento do Supergrupo Espinhaço já estavam expostas no fim do Proterozóico Médio, provavelmente compondo o sistema de cavalgamentos da borda oriental da Serra do Espinhaço Meridional.

CAPÍTULO 3

ESTILO ESTRUTURAL, PAPEL DAS FALHAS TRANSCORRENTES E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA ZONA LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, REGIÃO DE PRESIDENTE JUSCELINO

3.1. INTRODUÇÃO

O conjunto de feições estruturais características da zona limite do Cráton do São Francisco está exposto nas adjacências da BR-259, próximo à cidade de Presidente Juscelino, MG. Existe um considerável desnível na escarpa ocidental da Serra do Espinhaço, onde altitudes acima de 1200 m são encontradas na porção serrana e altitudes inferiores a 550 m no leito do Rio Paraúna. Nessa região ocorre a zona de contato dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, marcando o limite cratônico.

Para a abordagem das questões a serem estudadas, foi feito um mapeamento geológico (Anexos 1 e 4) nessa região, acompanhado de seções geológicas (Anexo 2) na BR-259 e no Córrego da Capivara.

3.2. ESTRATIGRAFIA

Ao longo da borda ocidental da Serra do Espinhaço Meridional afloram sequências metassedimentares relativas ao Supergrupo Espinhaço e ao Supergrupo São Francisco.

Na Região de Presidente Juscelino, a cerca de 40 Km a leste da Cidade de Curvelo, abrangendo parte dos municípios de Presidente Juscelino e Gouveia, o Supergrupo Espinhaço encontra-se representado por parte do Grupo Conselheiro Mata, mais especificamente pelas suas unidades inferiores (formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira). O Supergrupo São Francisco está representado pelos grupos Macaúbas e Bambuí (formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena).

3.2.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

As unidades inferiores do Grupo Conselheiro Mata (formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira) afloram no setor leste da área mapeada e são limitadas, a oeste, por uma grande falha de empurrão que caracteriza o *Front* do Espinhaço (ver mapa em anexo), sendo descritas a seguir conforme o empilhamento estratigráfico de Dossin *et al.* (1990).

Grupo Conselheiro Mata

O Grupo Conselheiro Mata é constituído por alternâncias cíclicas de sedimentos arenosos e siltico-argilosos, caracterizando episódios transgressivos e regressivos em ambiente marinho.

Formação Santa Rita

Essa unidade ocorre no extremo leste-nordeste da área pesquisada (proximidades da faz. Barro Preto, anexo 1), aflorando também na BR-259 (ponto 3, anexos 1 e 4) onde aparece configurando uma estreita faixa de direcionamento NNW. É constituída por quartzitos de granulação fina, com laminações plano paralelas, e intercalações de metapelitos. O topo da unidade é caracterizado predominantemente por metassiltitos e filitos, com intercalações lenticulares, subordinadas, de quartzitos finos.

Na área mapeada a Formação Santa Rita apresenta espessura estimada da ordem de 150 m (anexo 2), não tendo sido observado, no entanto, o contato inferior com a Formação Galho do Miguel. Para o topo, observa-se a passagem dos quartzitos finos dessa unidade, para uma brecha conglomerática que caracteriza a base da Formação Córrego dos Borges (pontos 1, 73, 74, 75; anexo 4).

Formação Córrego dos Borges

Aflora na porção norte da área estudada, em torno do Córrego da Capivara (Retiro do Melo), numa faixa de orientação geral NW-SE (Serra do Pequiizeiro). Também aflora nas imediações da BR-259 e se estende para sudeste, indo além do Rio Paraúna, bordejando o *Front* do Espinhaço (ver mapa geológico do anexo 1). Na Serra da Capivara à nordeste da área mapeada, essa unidade apresenta orientação geral N-S.

A base da Formação Córrego dos Borges é caracterizada, na área em estudo, por uma brecha conglomerática de aproximadamente 2 m de espessura (ponto 1, ver anexos 1 e 4), apresentando desde seixos de quartzito arredondados, até fragmentos bem foliados dessa rocha, marcando o contato de natureza brusca com a Formação Santa Rita. Logo acima da brecha conglomerática, observa-se um quartzito de granulação fina a média, bastante micáceo, caracterizado por uma laminação plano paralela, frequentemente marcada por níveis submilimétricos de óxido de ferro que pode, por vezes, lhe conferir uma coloração avermelhada. Verifica-se também a presença de estratificações cruzadas acanaladas, bem como a presença de níveis conglomeráticos.

No contato com a Formação Córrego Bandeira, nas imediações do Córrego da Capivara (pontos 80, 81 e 82, anexos 1 e 4), observam-se quartzitos grosseiros laminados, por vezes conglomeráticos, bem como a presença de filitos manganésíferos, em contato aparentemente gradacional. De um modo geral, a Formação Córrego dos Borges apresenta uma espessura em torno de 150 m, como pode ser verificada no perfil AA', ao longo da BR-259 (anexo 2).

Em seção delgada, os quartzitos dessa unidade apresentam textura granolepidoblástica, suturada (evidenciada pelos cristais de quartzo), com a mica branca orientada segundo uma

direção preferencial. Observa-se uma foliação S/C, sigmoidal, bem marcada nessa escala, bem como a presença de grãos policristalinos de rocha detrítica, provavelmente um quartzito. É frequente ainda, a presença de superfícies de dissolução por pressão, reforçando a foliação e concentrando limonita. Localmente, a textura sedimentar acha-se preservada com grãos de quartzo arredondados e ainda separados, sem indícios de recristalização.

O quartzo (80%) é granoblástico suturado (migração de fronteira de grãos), com hábito xenoblástico e apresentando nítida extinção ondulante. Observa-se, localmente a presença de contatos poligonais e irregulares. Ocorre também com aspecto de subgrãos (recristalização dinâmica incipiente com formação de estrutura núcleo manto), encontrando-se, por vezes, orientado segundo a foliação, alongado e sigmoidal.

A mica branca, provavelmente a sericita (fengítica), ocorre na forma de finas palhetas orientadas preferencialmente segundo a foliação dominante, com hábito subidioblástico (Foto 3.1). Esse mineral também aparece preenchendo fraturas no quartzo (microfalhas inversas) e frequentemente acha-se revestido por uma película de limonita, resultado, possivelmente, da alteração de biotita detrítica, que pode ainda aparecer muito alterada, preenchendo espaços interticiais.

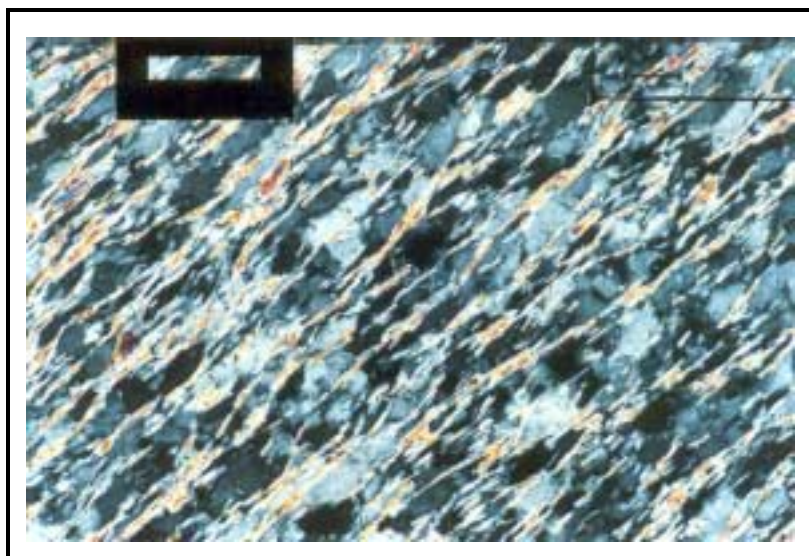


Foto 3.1 - Fotomicrografia de quartzito sericítico da Formação Córrego dos Borges (amostra do ponto 94, anexo 4). A mica branca (sericita) e os grãos de quartzo são orientados segundo a foliação dominante, claramente anastomótica. Nicóis cruzados. Tamanho da barra: 0,1 mm.

Como acessório, aparece o zircão com hábito xenoblástico a subidioblástico, arredondado, geralmente incluso nos cristais de quartzo. Observa-se ainda a presença de turmalina prismática tabular (não detrítica), bastante pleocróica, formada durante o processo metamórfico com o boro adsorvido nas argilas. Nos metassiltitos verificou-se, além da turmalina, a existência de minerais opacos eudrais, provavelmente magnetita ou pirita cúbica (quadrados).

Em locais onde são observadas as maiores magnitudes da deformação, a rocha exhibe feições miloníticas, com textura porfiroclástica caracterizada por uma matriz de granulação muito fina formada por quartzo, sericita e minerais opacos, orientados segundo a foliação milonítica. Essa matriz envolve cristais maiores de quartzo resultando em notáveis feições do tipo sombra de pressão (Foto 3.2).

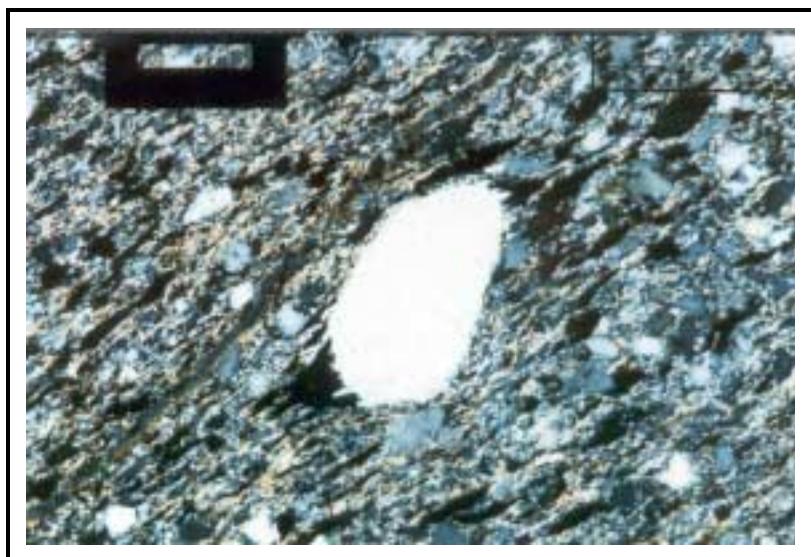


Foto 3.2 - Fotomicrografia mostrando uma textura porfiroclástica em quartzitos da Formação Córrego dos Borges (amostra do ponto 97, anexo 4). Observar no porfiroclasto central (quartzo) as sombras de pressão indicando sentido de rotação horária. Nicóis cruzados. Tamanho da barra: 0,1 mm.

Nas proximidades da falha de cavalgamento que coloca as rochas do Supergrupo Espinhaço por sobre os sedimentos do Grupo Macaúbas, no perfil do Córrego da Capivara (pontos 17, 92, 590, anexos 1 e 4), afloram rochas básicas com estrutura aparentemente maciça, de coloração esverdeada, provavelmente metagabros. Em seção delgada podem exibir uma textura ofítica relíctica (Foto 3.3), bem como a presença de anfibólios, possivelmente a

tremolita-actinolita, resultante da transformação dos piroxênios existentes. Verifica-se ainda a presença de epidoto, provavelmente a clinozoisita.

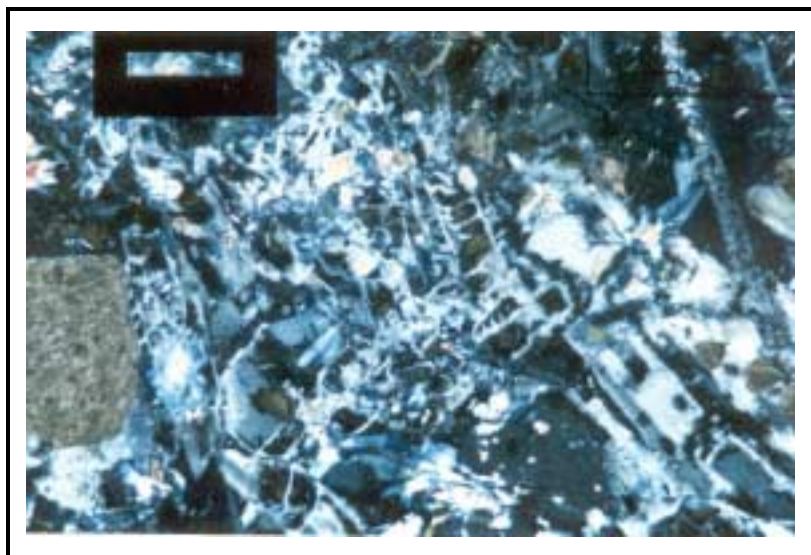


Foto 3.3 - Fotomicrografia evidenciando a textura ofítica relíctica em metagabros intrusivos na Formação Córrego dos Borges (ponto 92, anexos 1 e 4). Nicóis cruzados. Tamanho da barra: 0,1 mm.

Formação Córrego Bandeira

Essa unidade aflora nas imediações do Córrego das Lages (nordeste da área mapeada) e BR-259 (ponto 44), indo além do Córrego Capivara à norte (Serra do Pequizeiro) e seguindo para sudeste até o Córrego Limoeiro (em torno do ponto 60, ver anexos 1 e 4). É constituída basicamente por quartzitos finos e metassiltitos intercalados. Os quartzitos apresentam coloração esbranquiçada, friáveis, apresentando lentes subordinadas de filitos. Entre as estruturas primárias, destacam-se estratificações cruzadas centimétricas e *ripples* ligeiramente assimétricos, nos quartzitos, e, laminações plano paralelas nos metassiltitos de coloração acinzentada. A Formação Córrego Bandeira ocorre com pouca espessura nas imediações da BR-259 (menos de 100 m), podendo atingir até 150 m no perfil do Córrego da Capivara (ver anexo 2).

Nos quartzitos finos acamadados dessa unidade, observa-se, por vezes, uma alternância entre níveis mais maciços e níveis mais laminados. Verifica-se ainda um filito manganésífero em contato aparentemente gradacional com os quartzitos avermelhados e conglomeráticos da Formação Córrego dos Borges.

Em seção delgada, os quartzitos finos da Formação Córrego Bandeira apresentam uma textura granular com contatos suturados evidenciados pelos grãos de quartzo, que é o principal mineral constituinte. Nos novos grãos, observam-se localmente contatos poligonais. Ocorrem ainda a sericita em pequena quantidade com hábito lepidoblástico, bem orientada segundo a foliação, e biotita detrítica, bastante alterada e preenchendo espaços intersticiais. O acamamento encontra-se bem marcado por uma nítida variação composicional, evidenciada pela maior presença de biotita detrítica em determinados níveis. O zircão aparece como um mineral acessório, detrítico, arredondado e muito fraturado. Observa-se ainda a presença de turmalina.

3.2.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

Na área em questão, o Supergrupo São Francisco encontra-se representado pelos grupos Macaúbas e Bambuí.

Grupo Macaúbas

Na área mapeada, o Grupo Macaúbas aflora segundo uma faixa contínua de direção aproximadamente NNW-SSE, seguindo desde o Córrego da Capivara até a sul da Represa do Paraúna, bordejando o setor ocidental da Serra do Espinhaço, com afloramentos também ao longo da BR-259 (pontos 10, 11, 170, etc., conforme anexos 1 e 4). Foi possível, ao longo do Córrego da Capivara e no *Front* do Espinhaço (porção norte da área, anexo 1), a delimitação do contato entre uma fácies rudítica e uma fácies psamo-pelítica (no sentido de Uhlein, 1991).

O Grupo Macaúbas é constituído predominantemente por diamictitos e quartzitos com intercalações frequentes de níveis de filitos. Os diamictitos (fácies rudítica) são formados por seixos de forma, tamanho e composição variados, envoltos por uma matriz variando de arenosa a síltica (Foto 3.4), sotopostos a quartzitos e quartzitos conglomeráticos (arenito com seixos) de coloração esbranquiçada e amarelada e granulação variando de média a grosseira (fácies psamo-pelítica). Esses diamictitos apresentam uma coloração cinza-amarelada,

esbranquiçada e rosada, granulação grossa e estrutura foliada. É constituído por uma matriz formada essencialmente de quartzo e mica branca. Os seixos são de tamanhos variados, desde 0,1 a 4,0 cm, tanto de quartzo como de fragmentos de rocha (principalmente quartzito e carbonatos).



Foto 3.4 - Diamictitos do Grupo Macaúbas (fácies rudítica) aflorantes no leito do Córrego da Capivara (ponto 31, anexos 1 e 4), mostrando seixos de composição, forma e tamanhos variados, envoltos por uma matriz silto-arenosa.

O contato inferior do Grupo Macaúbas com o Supergrupo Espinhaço é, na região estudada, invariavelmente, de natureza tectônica, por falha de empurrão. Já o contato superior, com o Grupo Bambuí, é, ora tectônico, como pode ser observado no perfil BB', no Córrego da Capivara, ora tectonizado, marcado por uma superfície de descolamento na base do Grupo Bambuí (ver perfil AA', no Morro do Riacho). Vale ainda ressaltar, que a espessura estimada para essa unidade, na área mapeada, é de pelo menos 200 m.

Nas imediações da Represa do Paraúna, os diamictitos apresentam uma matriz siltosa de coloração acinzentada, onde são observados seixos de diversos tamanhos e formas, caracterizando uma alternância entre finos níveis claros e escuros (varvitos, segundo Karfunkel *et al.*, 1984a e Rolim, inf. verbal). Logo acima, ocorrem quartzitos maciços e acamadados. Nesse local, não foi possível a delimitação, em mapa, do contato entre as fácies rudítica e psamo-pelítica.

No perfil do Córrego da Capivara (anexo 2), a relação litoestratigráfica está bastante clara, com os diamictitos (fácies rudítica) sotopostos aos quartzitos da unidade de topo do Grupo Macaúbas (fácies psamo-pelítica). Associada aos diamictitos, observa-se a presença de níveis de filitos manganésíferos.

Na BR-259, nas proximidades do Córrego do Pequizeiro (ponto 5, anexos 1 e 4), observa-se ainda um quartzito conglomerático, aparentemente da base do Macaúbas, sobreposto pelos diamictitos e pelos quartzitos de topo.

Em seção delgada, os meta-diamictitos e os quartzitos e arenitos com seixos do Grupo Macaúbas apresentam uma textura granular evidenciada pelos cristais de quartzo, e também textura lepidoblástica marcada pela mica branca, provavelmente a sericita, que aparece orientada conforme a foliação tectônica. Como minerais acessórios, observa-se a presença de turmalina, zircão e minerais opacos. Observa-se ainda a presença de fragmentos de quartzo, quartzito e também fragmentos de rochas básicas.

O quartzo ocorre com hábito anedral, mostrando nitidamente extinção ondulante e aspecto de subgrãos. Nos fragmentos de quartzitos existentes, ocorre totalmente recristalizado (forte recristalização dinâmica), podendo apresentar contatos poligonais, com os porfiroclastos orientados conforme a foliação milonítica. Normalmente, encontra-se envolto pela mica branca ou bastante estirado na matriz, mostrando formas sigmoidais. Observa-se o desenvolvimento de feições do tipo sombra de pressão.

A mica branca, provavelmente a sericita, ocorre na forma de pequenas palhetas alongadas segundo a foliação tectônica, bastante abundante na matriz da rocha. Associada à sericita verifica-se a ocorrência de fengita que aparece na forma de diminutos cristais tabulares seguindo a foliação tectônica.

Quanto aos minerais acessórios, a turmalina ocorre com hábito subeudral tabular, evidenciando forte pleocroísmo. O zircão aparece subarredondado e os minerais opacos são subeudrais, tratando-se provavelmente da magnetita (forma cúbica). Como mineral secundário, tem-se a presença de limonita (alteração da biotita) que encontra-se dispersa na matriz da rocha, segundo a foliação.

Grupo Bambuí

Na área estudada, foram individualizadas as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, que se distribuem principalmente nas porções central, sul e ocidental da área estudada.

Formação Sete Lagoas

Aflora segundo uma faixa de direcionamento NNW-SSE, em contato ora tectônico, por falha de cavalgamento (porção centro-sul da área mapeada), ora tectonizado, representado por um *décollement* (no Morro do Riacho e ao norte da Represa do Paraúna, ver anexos 1 e 2), com as sequências do Grupo Macaúbas. Essa unidade é constituída basicamente por carbonatos de coloração cinza-esverdeada, onde observa-se uma alternância entre níveis mais laminados e níveis mais maciços. A espessura dessa unidade na área mapeada está bastante espessada devido a deformação sofrida, apresentando, de um modo geral, uma potência da ordem de 100 m.

Na zona do descolamento, observam-se carbonatos laminados, na verdade mármore (milonitos de carbonatos), cujas estruturas originais foram completamente transpostas. Na seção de capa do *detachment* observam-se dolomitos de cor rósea-esverdeada, marcado por intensas venulações de calcita e sericita, caracterizando um karst ruiforme, calcilitos e margas. Também observa-se a presença de níveis de carbonatos de coloração esbranquiçada intercalados com finos níveis mais escuros (laminitos - criptoalgas de coloração cinza muito escura/negra).

Vale ainda ressaltar que o contato superior dessa unidade, com a Formação Serra de Santa Helena, também está tectonizado, representado, da mesma forma que no contato com o Grupo Macaúbas, por uma superfície de descolamento.

Em lâmina delgada, as rochas da Formação Sete Lagoas apresentam-se como um carbonato cristalino formado por cristais subédricos de calcita, com tamanhos variando desde 30-50 até 70-100 micra, com cristais chegando até 200 micra, densamente agregados, com a presença de fraturas preenchidas por calcita e quartzo. Nos carbonatos finamente laminados,

tem-se essa laminação definida por cristais subédricos de calcita de tamanhos variados (30-100 micra), onde se observa a ocorrência de lâminas de cristalização mais fina. Foi evidenciada a presença de veios de mica branca, provavelmente a sericita.

Esses carbonatos foram interpretados como calcilutitos (protólito) de tempestitos finos a grosseiros, associados a um ambiente de plataforma, podendo esta encontrar-se um pouco mais profunda, mas ainda sob a ação das ondas (Spadini, informação verbal).

Formação Serra de Santa Helena

Aflora em toda a porção noroeste, centro-oriental e centro-sul da área mapeada, com afloramentos por toda a BR-259, desde a cidade de Pres. Juscelino até nas proximidades do ponto 16 (anexos 1 e 4), onde observa-se o seu contato com a Formação Sete Lagoas, de um modo geral, tectonizado. É constituída predominantemente por metapelitos e metassiltitos cinza-esbranquiçados, avermelhados e arroxeados, bastante carbonáticos, por vezes, e, frequentemente associados a intensas venulações de quartzo. A espessura dessa unidade, na área em questão, pode chegar a mais de 100 m, devido a intensa deformação associada, que acarretou no espessamento dessa sequência, como pode ser verificado no perfil BB' (anexo 2).

3.3. TRAÇOS ESTRUTURAIS DOMINANTES

Na área em questão, observa-se um grande contraste morfo-estrutural entre a área de ocorrência do Supergrupo São Francisco, à oeste, e a Serra do Espinhaço a leste, caracterizando uma diferença de relevo da ordem de 500 m. Tal feição, como se mostrará adiante, e que constitui-se na estrutura dominante da área estudada, resulta do contato tectônico entre as rochas mais resistentes aos processos erosivos do Supergrupo Espinhaço e as menos resistentes do Supergrupo São Francisco.

A evolução desse sistema pode ser melhor compreendida através da descrição e interpretação dos mapas e perfís realizados transversalmente ao mesmo. Os principais traços estruturais da região de Presidente Juscelino encontram-se no mapa e nas seções geológicas

dos anexos 1 e 2, sendo descritos a seguir. Uma vasta gama de estruturas, da macro a micro escala, compõem o acervo tectônico da Serra do Espinhaço, na sua porção meridional, sendo que, de um modo geral, nos mapas em anexo, observam-se os traços estruturais, preferencialmente direcionados segundo NNW-SSE, da foliação principal e de quase todas as demais estruturas.

A feição de maior destaque na área mapeada está representada por uma extensa falha de empurrão de orientação geral NNW-SSE, que coloca as unidades do Supergrupo Espinhaço por sobre as sequências glaciogênicas do Grupo Macaúbas, na zona onde se instala o escarpamento da Serra do Espinhaço e que foi caracterizada como limite cratônico. Essa região, como foi definida anteriormente, será chamada de *Front* do Espinhaço.

O traço da falha mestra do *Front* do Espinhaço apresenta orientação NW-SE, nas proximidades do Córrego Capivara (anexo 1), tornando-se, à sudeste da Cachoeira do Melo (nas imediações do ponto 20, anexos 1 e 4), praticamente E-W, caracterizando uma grande inflexão. Na altura da BR-259, essa falha adquire uma direção NNW-SSE, prolongando-se assim até o extremo sudeste da área, notabilizando-se ainda por cortar todas as feições do domínio do Supergrupo Espinhaço.

A arquitetura da capa da falha mestra é marcada por um arco antiformal monoclinico, vergente para oeste, rompido no seu flanco curto, que mergulha para W, seguido de um mega-sinclinório. A primeira feição instala-se sobre quartzitos da Formação Córrego dos Borges e a segunda sobre sedimentos das formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira. A Formação Córrego dos Borges, que bordeja praticamente toda essa falha, é, nessa zona, caracterizada predominantemente por uma série de antiformes vergentes para W, como pode ser observado no perfil (AA'), ao longo da BR-259 (anexo 2), e no mapa geológico dessa região (anexo 1), com o arco antiformal exibindo caimento em torno de 5 a 10° para NNW.

A outra importante feição, que também se destaca na porção nordeste dessa área e de grande evidência em fotografias aéreas, como foi a pouco colocado, é a estruturação das unidades do Supergrupo Espinhaço (porção inferior do Grupo Conselheiro Mata) sob a forma de um mega-sinclinório com vergência suave para W. Esse sinclinório apresenta sua charneira mergulhando suavemente para NNW, à leste da Serra do Pequizeiro. É também notável, a diferença entre as espessuras aparentes das unidades aflorantes a leste e a oeste da zona de charneira, devido, justamente ao caráter vergente para oeste dessa megaestrutura. Vale ainda

ressaltar a presença de dobramentos de ordem inferior em todas as unidades expostas, com charneiras caindo sistematicamente para NNW ou então subhorizontalizados.

No flanco oriental desse mega-sinclinório, na porção nordeste da área (localidade de Limoeiro), observa-se ainda o contato, por falha de cavalgamento, entre a Formação Santa Rita e a Formação Córrego dos Borges. O traço dessa falha é aproximadamente N-S, com mergulho em torno de 40° para E.

A estrutura da lapa da falha mestra de empurrão é representada predominantemente por dobras cônicas de extensão podendo variar entre 2 e 3 km de comprimento, por 0,5 a 1,5 km de largura, comprimento de onda (λ) da ordem de 1 km e amplitude de cerca de 50 a 200 m, aproximadamente. Essas dobras são triclinicas, portanto, de assimetria elevada, caracterizando, de um modo geral, culminações antiformais e depressões sinformais de orientação NNW-SSE, instaladas sobre os grupos Macaúbas e Bambuí. Dessa forma, de acordo com o que foi colocado, nota-se que a região da lapa da falha mestra de empurrão apresenta uma estruturação completamente diferente da estruturação da capa, descrita anteriormente.

Nas porções noroeste, central e sul da área pesquisada, com uma orientação geral NW-SE, verifica-se uma grande feição estrutural que é uma zona de cisalhamento reversa que marca a zona de contato existente entre os grupos Macaúbas e Bambuí. Esse contato possui rejeito variável, desprezível em alguns pontos e considerável em outros, e mergulha em torno de 40° para ENE, especialmente nas imediações do Córrego Capivara (porção noroeste dessa região), podendo até atingir mergulhos ainda mais acentuados. Na porção central da área, o traço dessa zona chega a desaparecer na altura do ponto 297 (ver anexos 1 e 4), formando uma dobra completa. Mais para sul, essa zona manifesta-se novamente na forma de um falhamento reverso, marcando forte expressão topográfica.

Nas proximidades do Morro do Riacho e nas imediações da BR-259 (porção central da área), o Grupo Bambuí, representado pela Formação Sete Lagoas, encontra-se em contato tectonizado com o Grupo Macaúbas, evidenciando uma importante superfície de descolamento entre essas duas unidades, e também caracterizando uma depressão sinformal

alongada segundo a direção NNW-SSE, assimétrica e com vergência para oeste. Essa unidade, aparece, em continuidade, na porção centro-sul da área mapeada, sistematicamente dobrada, com eixos mergulhando predominantemente para SSE, como são caracterizados, de um modo geral, os dobramentos das unidades do Supergrupo São Francisco.

Uma outra grande feição estrutural observada, é o contato entre as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena na porção centro-sul da área, marcado por uma zona de intenso cisalhamento, caracterizando também uma superfície de descolamento, dobrada conforme o acamamento dessas unidades, como pode ser vista no mapa geológico dessa região e no perfil AA´ (anexos 1 e 2).

Fotolineamentos

A análise das principais feições lineares existentes na região de Presidente Juscelino foi realizada a partir de fotografias aéreas nas escalas de 1:25.000 e 1:60.000, cedidas gentilmente pelo Instituto de Geociências Aplicadas do Estado de Minas Gerais (IGA) e pela Companhia de pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), respectivamente. Esse estudo teve como objetivos principais a identificação das direções preferenciais dos lineamentos, seus padrões de distribuição em domínios estruturais distintos e relações com os sistemas de juntas e falhas.

Neste trabalho utilizou-se o termo lineamento para designar elementos fisiográficos com conotação estrutural, ou seja, uma família de feições naturais na superfície terrestre em forma alinhada, refletindo uma descontinuidade estrutural em subsuperfície, independente da escala (conforme Soares *et al.*, 1982).

As direções obtidas da fotointerpretação, conforme os mapas de fotolineamentos das sequências do Supergrupo Espinhaço, do Grupo Macaúbas e do Grupo Bambuí (Anexo 3), foram lançadas em diagramas de roseta.

Para os fotolineamentos do Supergrupo Espinhaço, observa-se uma distribuição modal principal para N10-20°W (máxima frequência e máximo comprimento acumulado),

representando principalmente os traços da foliação dominante. De menor representação, porém bem marcado, nota-se um conjunto de fotolineamentos de direção N50°W relativos a um conjunto de fraturas orientado segundo N40-50°W (vide mais adiante no item 3.4.2., no tópico juntas). Um outro conjunto de fraturas de orientação preferencial N90°W, caracterizado no campo como o mais intenso, também pode ser notado pela análise dos diagramas de roseta (Anexo 3).

Os fotolineamentos observados nas rochas do Grupo Macaúbas apresentam uma moda principal na direção N20-30°W, marcando os traços da foliação principal. Observa-se também, porém menos marcado, lineamentos de direção N90°E e N50°W, com este último associado ao conjunto de juntas N40-50°W, observado no campo.

O Grupo Bambuí é caracterizado por um conjunto bem marcado de lineamentos de direção N25-35°W, que marcam os traços da foliação na área estudada. A direção N90°E também aparece evidenciada. Observa-se ainda, um conjunto de fotolineamentos com direção em torno de N50°W associados, da mesma forma que no Grupo Macaúbas, ao conjunto de fraturas N40-50°W.

Assim, de um modo geral, foram encontradas quatro direções preferenciais de lineamentos obtidos pela análise de fotografias aéreas e diagramas de rosetas:

- As direções N10-20°W, N20-30°W e N25-35°W, nas unidades Espinhaço, Macaúbas e Bambuí, respectivamente, são as de maior evidência e marcam o traço da foliação dominante na área estudada. A variação dessa direção, observada entre as respectivas unidades litoestratigráficas, pode ser interpretada como consequência de prováveis rotações nos planos principais de cavalgamento entre tais unidades, acompanhando a foliação milonítica. Essas rotações serão descritas com mais detalhe no Capítulo 5.

- A direção N90°E está, provavelmente, associada a falhas de rasgamento, com função transferente, que afetam a Cordilheira do Espinhaço. Essa direção aparece como plano bissetor do par conjugado N40-50°W (mais marcado nas fotografias aéreas) e N30-40°E (menos marcado), sendo paralela a direção da lineação de estiramento e de máximo encurtamento.

3.4. INVENTÁRIO ESTRUTURAL E HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO

3.4.1. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA ÁREA ESTUDADA

Neste trabalho, foram individualizados dois domínios estruturais distintos, levando-se em consideração o arranjo espacial, a intensidade e o estilo tectônico dos elementos estruturais. Considerando os domínios estruturais propostos por Uhlein (1991) para a Faixa de dobramentos Araçuá e já apresentados no capítulo anterior (Fig. 2.1), a presente área de trabalho situa-se no limite entre os domínios externo (ou cratônico) e transicional, na zona limite do Cráton do São Francisco, tendo sido observado uma diferença no comportamento dos elementos tectônicos encontrados entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco.

Neste contexto, o **Domínio 1** constitui toda a porção leste da área estudada, abrangendo todas as unidades litoestratigráficas do Supergrupo Espinhaço, que ocorrem na capa da falha mestra do *Front* do Espinhaço. O **Domínio 2** equivale, de um modo geral, à parte centro-ocidental da área estudada (ver mapa geológico / anexo 1). Nesse domínio, são considerados os elementos estruturais observados no Supergrupo São Francisco (grupos Macaúbas e Bambuí).

3.4.2. ANÁLISE DESCRITIVA

Como os elementos estruturais individualizados foram agrupados em domínios, a descrição de suas características também se fará dessa forma. Nesse ítem destacam-se as dobras, os elementos planares (foliações, juntas e falhas) e os elementos lineares.

Megadobras

Os dobramentos observados nas litologias do Supergrupo Espinhaço (**domínio 1**), representam um conjunto de sinformes e antiformes, normalmente com vergência para W, de charneiras preferencialmente caindo para NNW, com a superfície de acamamento, de um modo geral, de fácil discernimento. A figura 3.1 mostra o diagrama de isolinhas de medidas de S_0 (polos plotados) nesse domínio, com máximos em torno de N20-35°W/20-25°NE.

A superfície S_0 , na área estudada, constitui-se num elemento planar dos mais observados e de grande importância, sendo evidenciado através de níveis com forte laminação plano paralela, aparecendo frequentemente, nos quartzitos, com *ripples* e estratificações cruzadas. Pode ocorrer subhorizontalizada com a foliação se sobressaindo e mergulhando para E, ou, por vezes, pode estar associada a zonas de cisalhamento com vergência forte para W, mostrando dobras de arrasto. Nessas zonas, esse elemento aparece extremamente modificado ou transposto.

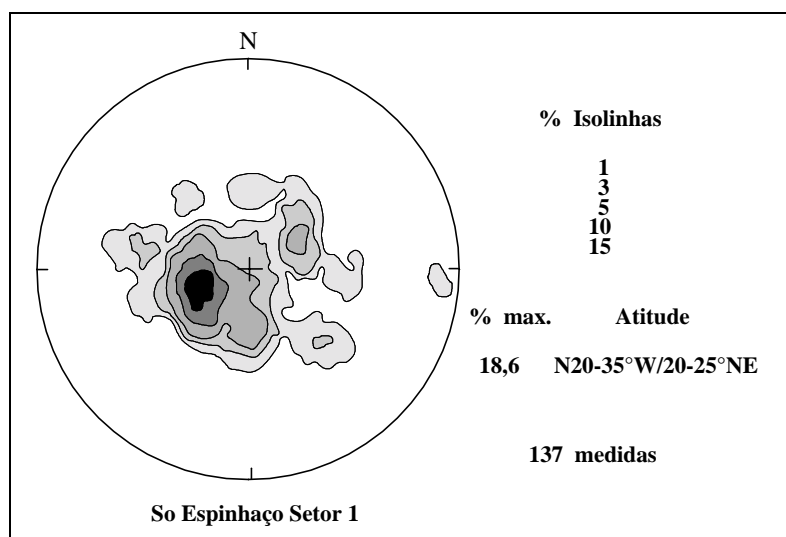


Figura 3.1 - Diagrama sinóptico do acamamento no Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Juscelino.

Nas imediações da falha mestra do *Front* do Espinhaço, o acamamento varia bastante, apresentando atitudes em torno de N5-30°W/15-30°SW, e até N75°W/35°SW (ponto 101, anexos 1 e 4). À leste dessa falha, o S_0 é bastante notável com atitudes em torno de N20°W/25-30°NE na Formação Santa Rita (ponto 107, anexos 1 e 4) e na brecha conglomerática da base da Formação Córrego dos Borges (ponto 1, anexos 1 e 4).

No domínio 1 ocorrem as seguintes megadobras, com expressão em aerofotos 1:60.000 e facilmente reconhecíveis no campo, sendo descritas a seguir.

O **mega-sinclinório da Serra do Pequiizeiro**, localizado a nordeste da área mapeada, com charneira caindo suavemente para NNW, tem sua terminação na altura do Córrego Limoeiro, estendendo-se para noroeste, além do Córrego da Capivara (pontos 589, 112, 113, etc., ver mapa geológico (anexo 1) e mapa de pontos (anexo 4)). Na faixa de ocorrência da Formação Córrego Bandeira, onde está localizada a zona de charneira, com pelo menos 7 km de comprimento, a superfície do terreno encontra-se ausente de grandes expressões de relevo, ressaltando apenas suaves ondulações. Tanto para leste (Serra da Capivara) como para oeste (Serra do Pequiizeiro), agora sob o domínio da Formação Córrego dos Borges, são observados sinformes e antiformes de menor escala, porém de notável representatividade, de eixos ora subhorizontais, como por exemplo na Serra da Capivara, ora caindo suavemente para NNW, como é o caso na Serra do Pequiizeiro. De um modo geral, como pode ser observado no perfil AA' (anexo 2), essa megadobra é bastante suave, com vergência muito sutil para W, comprimento de onda (λ) da ordem de 4 km e amplitude de cerca de 200 m.

Nas proximidades da BR-259, no contato entre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Formação Córrego dos Borges) com os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas, marcado por uma falha de cavalgamento de grande extensão, foi caracterizada uma **cúpula antiformal** onde o acamamento apresenta-se dobrado, com pelitos na zona periclinal desse dobramento. Essa estrutura está representada no mapa geológico dessa região (anexo 1) e no perfil AA' (anexo 2) sob a forma de uma dobra suave de charneira com caimento em torno de 5° para NNW e comprimento da mesma de cerca de 3 km. Na sua zona periclinal, nas imediações da BR-259, esse caimento é mais acentuado, em torno de 20°, estando evidenciado pelas atitudes de acamamento medidas. No limite oeste com a falha mestra de empurrão, observam-se caimentos mais fortes, entre 30 e 45° (ver perfil AA' do anexo 2), com a vergência dessa estrutura nitidamente para W.

Os megadobramentos observados no Supergrupo Espinhaço da área mapeada, foram interpretados como resultantes de uma fase tardia da deformação progressiva observada na

região, sendo, portanto, dobras F_2 formadas por deslizamento flexural. Vale ainda ressaltar, a pouca evidência de dobras parasíticas dessa geração, nas litologias do Supergrupo Espinhaço.

O **domínio 2** (Supergrupo São Francisco) é caracterizado fundamentalmente por um conjunto de sinformes e antiformes que, ao contrário do domínio 1, apresentam caimentos predominantemente para SSE, com forte vergência para W nas regiões associadas a zonas de cisalhamento e vergência menos acentuada, mas também para W, nas áreas menos influenciadas por tais zonas.

Os megadobramentos observados nesse domínio, tanto nas litologias do Grupo Macaúbas, como nos sedimentos do Grupo Bambuí, estruturam a região da lapa da falha mestra do *Front* do Espinhaço. Como já foi descrito anteriormente, essas megadobras F_2 correspondem a culminações antiformais e depressões sinformais de geometria triclínica, apresentando charneiras com caimentos suaves, portanto, mais extensos, para SSE e caimentos bruscos para NNW. Esses caimentos, quando analisados de uma forma estatística, apontará uma tendência notável para SSE.

No **Grupo Macaúbas**, mais especificamente na região da lapa da falha mestra do *Front* do Espinhaço, nas proximidades da BR-259 (anexo 1), essas dobras podem ser observadas, caracterizando um sinforme e um antiforme, ambos com vergência para oeste, com charneiras de aproximadamente 2,5 km de comprimento, mergulhando suavemente para SSE e mostrando, aparentemente, um padrão escalonado. No perfil AA' (anexo 2), essas dobras são suaves, sensivelmente vergentes para W, com comprimento de onda variando entre 0,5 e 1,5 km e amplitude da ordem de 100 m. Na verdade, como já salientado, são dobras cônicas, de assimetria elevada, e, de difícil mapeamento, quando instaladas apenas sobre os quartzitos dessa unidade. Ainda dentro desse contexto, observa-se uma grande estrutura antiformal perto da zona de inflexão da falha mestra do *Front* do Espinhaço, com o acamamento podendo apresentar-se subhorizontalizado. No ponto 25 (ver anexo 4), por exemplo, observa-se uma exposição bastante notável do acamamento, com os quartzitos mergulhando em torno de 25° para SW e se horizontalizando para E. Os pelitos dessa unidade ocorrem logo acima, e também mergulham para SW.

Nas imediações do Rio Paraúna, zona de ocorrência do Grupo Macaúbas (ponto 40 e adjacentes, ver anexo 4), à oeste da represa homônima e perto do contato com o grupo Bambuí, a mesma situação se repete, tendo sido caracterizado um sinforme com charneira mergulhando para SSE adjacente a um antiforme de charneira caindo para NNW. Um sinforme com caimento para NNW pode ser visto à noroeste da Represa do Paraúna, no entanto, charneiras com este caimento são de reconhecimento mais difícil nesse domínio.

No perfil BB' (anexo 2), do Córrego da Capivara, perto do contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, observa-se um conjunto de dobras (um sinforme com dois antiformes adjacentes), de espaçamento em torno de 200 m, comprimento de onda da ordem 0,4 km e amplitude de 50 m, apresentando charneiras subhorizontais de aproximadamente 1,5 km de extensão.

De um modo geral, o acamamento, especialmente bem marcado nos quartzitos do Grupo Macaúbas, está representado no diagrama de isolinhas da figura 3.2 de medidas de S_0 (polos plotados) dessa unidade, região de Presidente Juscelino, exibindo atitudes com máximo de frequência em torno de $N45^{\circ}W/30^{\circ}SW$.

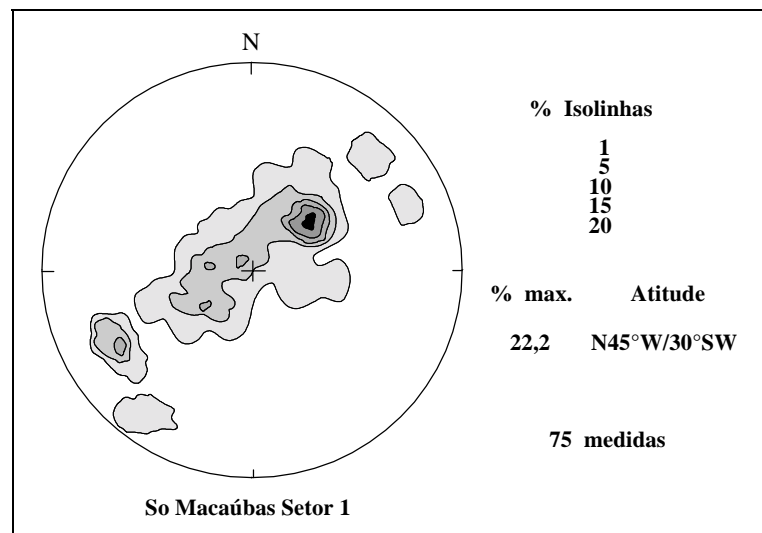


Figura 3.2 - Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Macaúbas na região de Presidente Juscelino.

Na Barragem do Paraúna (ponto 145, anexo 4), os quartzitos do Grupo Macaúbas estão subhorizontalizados e ondulados suavemente. Os diamictitos dessa unidade ocorrem com atitudes de S_0 em torno de $N25^\circ E/10^\circ SE$ (ponto 43) e, por vezes, mergulhando 20° para NW (ponto 29), no entanto, de um modo geral, este é de difícil reconhecimento. No Córrego da Capivara, os filitos manganésíferos (ponto 34), por sua vez, mostram S_0 com atitudes da ordem de $N40^\circ W/30^\circ NE$.

O padrão dos megadobramentos observado nas litologias do **Grupo Bambuí** é de um modo geral, semelhante ao do Grupo Macaúbas, quase sempre com eixos mergulhando suavemente para $S30^\circ E$, ou então subhorizontais, sendo observados, tanto nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, nas porções central e sul da área mapeada, como nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena, à noroeste e sudoeste da área mapeada.

O Grupo Bambuí, na região de Presidente Juscelino, apresenta um acamamento relativamente bem exposto, nos carbonatos da Formação Sete Lagoas e nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena. O diagrama de isolinhas das medidas de S_0 (polos plotados), indicaram máximos de frequência com atitudes em torno de $N40^\circ W/15^\circ SW$ (Fig. 3.3).

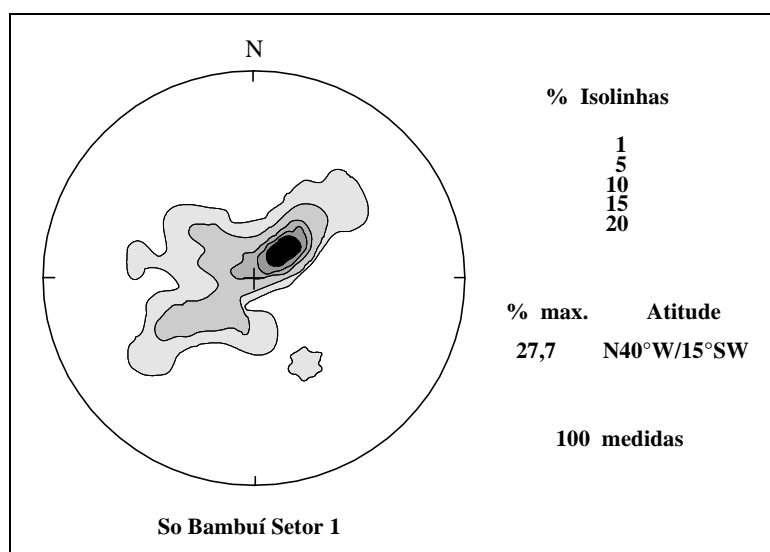


Figura 3.3 - Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Bambuí na região de Presidente Juscelino.

No Morro do Riacho (ponto 161, anexos 1 e 4) e ao longo da BR-259 (ponto 159, anexos 1 e 4), a Formação Sete Lagoas encontra-se estruturada num sinforme alongado segundo a direção NNW-SSE, com 2,5 km de comprimento por, no máximo 1,0 km de largura, com forte vergência para W e charneira apresentando duplo caimento (suave para SSE e brusco para NNW), representando uma depressão sinformal. No perfil AA' (anexo 2), essa megadobra exhibe comprimento de onda em torno de 1 km e amplitude de cerca de 50 m. Para sul, a Formação Sete Lagoas é marcada por um mega-sinforme estruturado na borda do contato com o Grupo Macaúbas, com charneira mergulhando suavemente para S30-40°E, de, pelo menos, 3 km de comprimento. À norte da Represa do Paraúna, também foi caracterizada uma depressão sinformal estruturada em carbonatos da Formação Sete Lagoas.

De um modo geral, a geometria dessas depressões sinformais nessa unidade, é semelhante à descrita anteriormente para o Grupo Macaúbas, valendo apenas ressaltar que essas megadobras, na verdade, representam uma superfície de descolamento, que foi nucleada nos estágios iniciais da deformação (fase D1), e dobrada pela fase D2 que gerou, por deslizamento flexural, esses megadobramentos.

Os pelitos da Formação Serra de Santa Helena também estão fortemente dobrados e apresentando vergência para W, com megadobramentos também evidentes nesta área, e representando, da mesma forma que nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, um descolamento dobrado por F₂. Na localidade denominada de Crime, próximo a Fazenda do Crime (ponto 127 e adjacentes, anexo 4), observa-se uma sequência de sinformes e antiformes com caimentos suaves para SSE, ou então com charneiras subhorizontais. Nas imediações da cidade de Presidente Juscelino (pontos 155 e 156, anexo 4), também foi caracterizado um antiforme com charneira subhorizontal orientada segundo a direção NNW-SSE.

Mesodobras

Na área estudada, foram caracterizados basicamente três gerações de dobras, associados a duas fases de dobramentos. A primeira fase compreende as dobras F_m, presentes

nas zonas de milonitização, e as dobras F_1 , que ocorrem associadas a superfície S_1 . A segunda fase está representada pelas dobras F_2 , associadas à clivagem espaçada S_2 , superpostas às anteriores (já descrita no item das megadobras).

Neste trabalho, optou-se por duas classificações para essas estruturas, essencialmente descritivas e que ao mesmo tempo se complementam. A classificação de Ramsay (1967), que identificou três classes de dobras com base nas isógonas de mergulho (Fig. 3.4), e a de Davis (1984), que classifica as dobras de acordo com o ângulo interflanquial (Fig. 3.5).

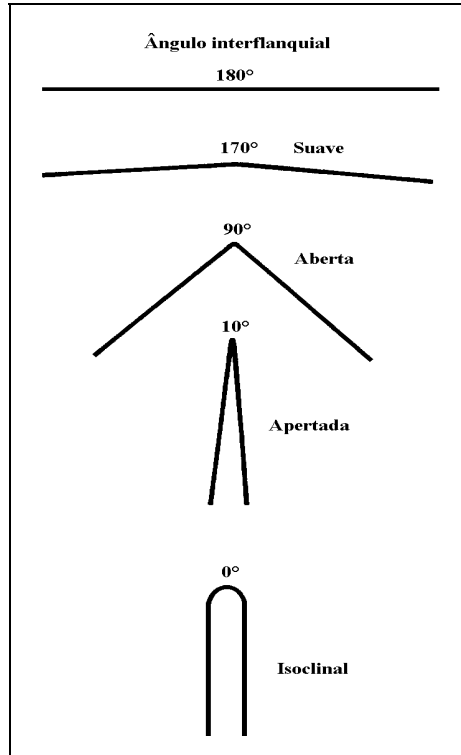


Figura 3.4 - Classificação das dobras de acordo com o ângulo interflanquial, segundo Davis (1984).

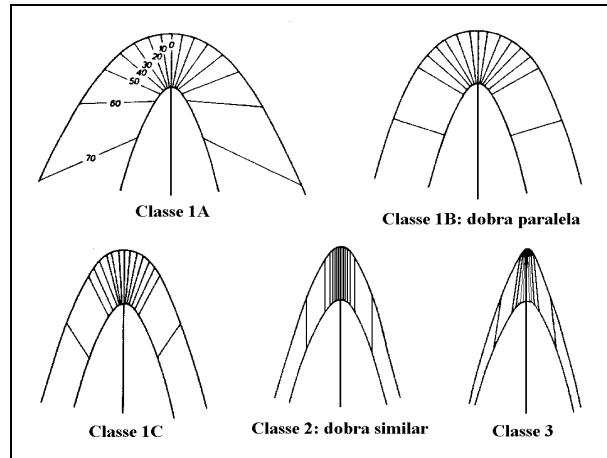


Figura 3.5 - Classificação das dobras baseada nas isógonas de mergulho, segundo Ramsay (1967).

Dobras F_m

As dobras F_m ocorrem em zonas de cisalhamento dúctil e resultam do dobramento, no interior destas zonas, de uma superfície pré-existente qualquer (acamamento ou foliação). Geralmente, mostram geometrias complexas com flancos afinados e rompidos, além de um espessamento exagerado na zona de charneira. Essas dobras podem ser observadas em várias escalas, exibindo como característica comum, a foliação S_m na posição de plano axial e vergência para W.

Uma variedade muito peculiar de dobras F_m são as dobras em bainha, nas quais a linha de charneira encontra-se curva sobre seu plano axial, tornando-se, em situações extremas, paralela ou sub-paralela às lineações L_m . As dobras em bainha revelam estruturas complexas quando cortadas perpendicularmente à direção de maior estiramento, lembrando padrões de interferência do tipo domo e bacia.

Quanto à gênese das dobras em bainha, diversos autores têm apresentado várias propostas para o seu desenvolvimento, destacando-se dentre os quais, Bell & Hammond (1984), Ramsay (1980) e Hudleston (1986).

Conforme Bell & Hammond (1984), a geração das dobras em bainha resulta da rotação de eixos de dobras inicialmente perpendiculares à direção de L_m e que, com o aumento da

magnitude da deformação, são rotacionados sobre o plano de S_m , adquirindo um posicionamento paralelo à lineação de estiramento. O desenvolvimento das dobras em bainha, segundo esses autores, ainda pode-se dar através de incrementos da deformação sobre *pods*, num processo de deformação progressiva com formação de foliação S_m .

Ramsay (1980) caracteriza um processo de deformação no qual dobras com planos axiais perpendiculares à direção de movimentação nas zonas de cisalhamento simples, sofrem extremas variações nas suas formas durante o cisalhamento, adquirindo a geometria das dobras em bainha.

Segundo Hudleston (1986), a origem das dobras em bainha se deve às perturbações no fluxo das zonas de cisalhamento dúctil, causadas por heterogeneidades deformacionais. Inicialmente os eixos B_m seriam perpendiculares à direção principal de cisalhamento, e, como o plano que os contém não é perfeitamente paralelo aos planos de cisalhamento, estes seriam rotacionados até ficarem paralelos à lineação L_m .

No **domínio 1**, na localidade de Limoeiro, (pontos 45 e 54, anexo 4), observam-se dobras F_m de arrasto com charneira mergulhando em torno de 10° para $N30^\circ E$, bem como flancos de dobras invertidas, vergindo para W, com o acamamento mergulhando mais fortemente que a foliação. Nesse local, foi observada a transição de S_m para S_1 , onde o acamamento, nesse caso, comporta-se de uma maneira passiva, com essas dobras de cisalhamento com charneira mergulhando em torno de 20° para $N05^\circ E$ (Foto 3.5).



Foto 3.5 - Zona de charneira de dobras F_m em quartzitos da Formação Córrego dos Borges (ponto 45, anexos 1 e 4). Observa-se o comportamento passivo do acamamento, cortado pela foliação S_1 , que aqui se apresenta como superfície cisalhante.

No **domínio 2**, nas imediações do Morro do Riacho (ponto 166, anexos 1 e 4), os carbonatos da Formação Sete Lagoas apresentam dobras intrafoliais com vergência para WSW, bem como feições do tipo *fault-bend folds*. No ponto 307 as dobras F_m são irregulares e desarmônicas, também vergindo para WSW.

Nessa zona do descolamento com o Grupo Macaúbas, assunto a ser abordado com mais detalhe a posteriori, o acamamento S_0 nos carbonatos da Formação Sete Lagoas manifesta-se através de finas laminações plano-paralelas com atitudes da ordem de N30-65°W/5-35°SW, onde se evidenciam pequenas dobras F_m , recumbentes e intrafoliais (ponto 13, anexo 4). Para o topo, observa-se uma sequência de carbonatos bem deformados com mesodobras F_1 vergindo fortemente para W (Foto 3.6).



Foto 3.6 - Dobras F_1 em carbonatos da Formação Sete Lagoas, com a foliação S_1 associada, mostrando nítida vergência para W (ponto 13, anexos 1 e 4).

Nas proximidades do Córrego da Capivara (ponto 232 e adjacentes, anexo 4), no contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, onde se observa uma intensa zona de cisalhamento associada, caracterizando a falha de empurrão que separa essas duas unidades, verificam-se dobramentos F_m bem característicos.

Dobras F_1

As dobras F_1 apresentam amplitudes que variam da escala centimétrica a métrica, geralmente monoclinicas e preferencialmente vergentes para oeste, apresentando como característica comum a foliação S_1 , normalmente paralela. Essas dobras, geralmente abertas, podem ser classificadas como pertencentes a classe 2 de Ramsay (1967), com S_1 em posição de plano axial. Quanto ao mecanismo de dobramento envolvido na geração dessas estruturas, pode-se dizer que essas dobras foram nucleadas inicialmente por deslizamento flexural, evoluindo mais tarde para dobras de cisalhamento.

No **domínio 1**, nas imediações da Serra do Pequizeiro, onde afloram os quartzitos e metassiltitos da Formação Córrego dos Borges (ponto 1, anexos 1 e 4), observam-se mesodobras F_1 , abertas, com charneira apresentando atitude $N0-05^\circ E/15^\circ$ (Foto 3.7) e S_0 caracterizado por marcas de onda deformadas. No ponto 2, observa-se uma estruturação com uma série de antiformes ligeiramente assimétricos, com vergência para W.



Foto 3.7 - Dobra F_1 aberta em quartzitos e metassiltitos intercalados da Formação Córrego dos Borges, aflorantes na Serra do Pequizeiro (ponto 1, anexos 1 e 4), com charneira mergulhando suavemente para N.

Nos metassiltitos e quartzitos da Formação Córrego Bandeira (ponto 69, anexos 1 e 4), as dobras F_1 podem ocorrer com eixo mergulhando em torno de 25° para S. Já no ponto 83, observam-se mesodobras verticais fechadas com charneira de direção N-S. No ponto 71, essa sequência apresenta-se dobrada mostrando suave vergência para W.

Nas proximidades do Retiro do Melo, perto do contato entre as formações Córrego dos Borges e Córrego Bandeira, são observados notáveis dobramentos, com forte vergência para W, mostrando flacos invertidos e possivelmente até rompidos (Foto 3.8).



Foto 3.8 - Expressão morfológica do *Front* do Espinhaço em quartzitos da Formação Córrego dos Borges nas imediações do Córrego Capivara (ponto 111, anexos 1 e 4). A seta indicada evidencia um dobramento assimétrico, vergente para oeste, com seu flanco curto rompido pela foliação, que se comporta como um plano cisalhante.

No **domínio 2**, nos quartzitos do Grupo Macaúbas, observam-se mesodobras F_1 , assimétricas, com uma nítida vergência para W. Na BR-259, em torno do ponto 178 (anexo 4), os diamictitos do Grupo Macaúbas exibem dobras F_1 com vergência aparentemente para SW. No perfil do Córrego da Capivara, o acamamento nos quartzitos Macaúbas pode aparecer invertido (Foto 3.9, ponto 588), associado a uma foliação S_1 anastomosada, bem como extremamente transposto por essa foliação, onde observam-se apenas restos do mesmo.

Junto a zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, associadas possivelmente ao desenvolvimento da curvatura desse setor da Faixa Araçuaí (assunto a ser abordado no Capítulo 5), as charneiras de F_1 são rotacionadas, causando uma dispersão das mesmas. Em

alguns locais, como por exemplo no ponto 587 (anexo 4), no perfil do Córrego da Capivara, essas charneiras, sobre crenulações em filitos do Grupo Macaúbas, se orientam segundo $N50^{\circ}W/10^{\circ}$.

Nas proximidades do Rio Paraúna (ponto 43, anexo 4), as dobras nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena exibem forte vergência para W, da mesma forma que os carbonatos da Formação Sete Lagoas, no perfil da BR-259 (ponto 14). Esses carbonatos estão sobrepostos a uma superfície de descolamento basal, com dobras F_1 assimétricas no topo (Foto 3.6). A superfície de descolamento, que os separa dos Quartzitos Macaúbas, encerra dobras F_m intrafoliais, com uma foliação S_m bem planar associada.

Nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena, também são observadas dobras F_1 em estilo *kink* como por exemplo, nos pontos 195, 200 e 291.



Foto 3.9 - Relação entre a superfície de acamamento (subvertical) e a foliação ($N15^{\circ}W/10^{\circ}NE$) nos quartzitos do Grupo Macaúbas aflorantes no Córrego da Capivara (ponto 588, anexos 1 e 4), caracterizando o flanco curto das dobras de cisalhamento F_1 .

Foliações

Dentre as feições estruturais comumente encontradas nas rochas deformadas, as foliações vêm recebendo, nas últimas décadas, uma crescente atenção por parte dos geólogos que se dedicam à reconstituição da história evolutiva de segmentos de cadeias dobradas.

Apesar da controvérsia em relação à origem e terminologia, observa-se que muitos dos terrenos metamórficos são caracterizados por grande regularidade na orientação das foliações e lineações (Turner & Weiss, 1963), estando implícitas ligações com alguma regularidade nos processos deformacionais. Além disso, relações geométricas generalizadamente simples entre acamamento e foliação (clivagem), podem ser reconhecidas e utilizadas na resolução de problemas estruturais.

A seguir serão descritas as características das superfícies de foliação encontradas na presente área de trabalho.

Foliação S_1/S_m

Os milonitos são rochas produzidas em zonas de cisalhamento, nas quais são acomodadas altas magnitudes de deformações por processos predominantemente dúcteis. Estas zonas, podem apresentar grandes heterogeneidades de deformação, que resultam, via de regra, em dobras complexas, lineações e principalmente foliações miloníticas (S_m). É comum a produção de foliações anastomóticas nos primeiros estágios da milonitização, em torno de corpos aproximadamente elipsoidais e menos deformados, denominados de *pods* da foliação que, sob incrementos contínuos da deformação, podem gradativamente desaparecer.

Um outro aspecto importante associado às foliações miloníticas são as foliações S/C, onde as foliações C são paralelas as paredes das zonas de cisalhamento e as S oblíquas as C. Aumentos na magnitude da deformação implicam na diminuição do ângulo entre estas duas superfícies.

As feições geométricas das foliações miloníticas associadas a zonas de cisalhamento dúctil, foram discutidas por Ramsay (1980). Segundo esse autor, a tendência geral da trajetória destas superfícies é a de se aproximar da forma sigmoidal, que é o caráter mais marcante das superfícies S_m , sendo esta feição adquirida em função da variação da magnitude da deformação no interior das zonas de cisalhamento dúctil (fig. 3.6).

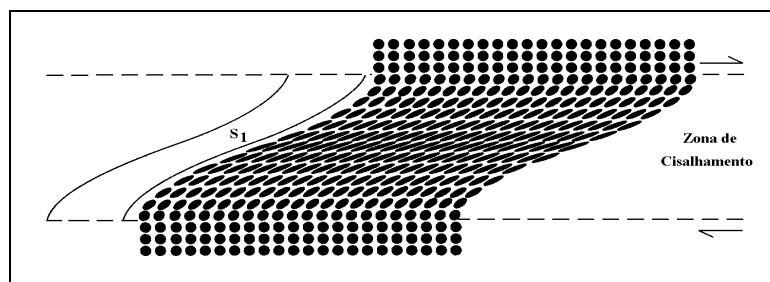


Figura 3.6 - Geometria sigmoidal das foliações miloníticas associadas a zonas de cisalhamento dúctil, conforme Ramsay (1980).

O exame das características das foliações associadas a zonas de cisalhamento dúctil, em grande parte da área estudada, permitiu, de acordo com o que foi exposto, caracterizá-las como foliações miloníticas. Os aspectos geométricos mais frequentes destas superfícies são os dos tipos anastomóticos e sigmoidais, semelhantes aos descritos por Ramsay (1980), aparecendo com menor frequência as foliações do tipo S/C. As superfícies de foliações presentes nas rochas milonitizadas e formadas durante este processo, foram designadas de foliações S_m , sem maiores preocupações com o mecanismo gerador das mesmas. Em termos temporais, as foliações S_m equivalem a uma clivagem presente nos sítios não milonitizados, denominada de foliação S_1 . Para a região estudada, essa relação de sincronismo entre S_m e S_1 pode ser deduzida a partir do caráter progressivo no tempo e no espaço da deformação nesta área, e da heterogeneidade da deformação.

Na área deste trabalho, a maior frequência das foliações miloníticas é observada em faixas de dimensões variadas, margeando as falhas de empurrão. De um modo geral, a foliação S_m é plano axial de dobras F_m (dobras recumbentes e intrafoliais), também representando o plano geral de achatamento de seixos e de orientação de filossilicatos. Na área mapeada, esse elemento encontra-se preferencialmente com atitude N-S/40°E, especialmente nas litologias do Supergrupo Espinhaço, podendo ainda estar orientado segundo uma direção NNW-SSE, com mergulhos em torno de 40° para ENE, principalmente nas sequências do Supergrupo São Francisco.

Nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (**domínio 1**), as zonas milonitizadas geralmente exibem granulometria fina e textura dominada por porfiroclastos de quartzo circundados por uma matriz sericítica. Em seção delgada, observam-se estas mesmas feições,

além da forte orientação dos porfiroclastos que apresentam suas bordas recristalizadas em subgrãos. A foliação apresenta uma trajetória claramente anastomótica, tanto em escala micro quanto macroscópica. Segundo a classificação de Sibson (1977), estas rochas podem ser denominadas de protomilonitos e milonitos, sendo as transições de S_m para S_1 frequentes, a medida que se afasta das faixas miloníticas.

Nos metassiltitos da Formação Córrego dos Borges (ponto 186, anexos 1 e 4), observa-se uma intensa transposição de S_0 pela foliação S_m , associado a uma zona de cisalhamento bastante notável. Nos quartzitos, o acamamento apresenta uma alternância entre níveis maciços, de atitude N-S/35° E, e laminados, com atitude N20°W/15° NE, podendo também apresentar-se dobrado, vergindo para W. A superfície S_0 , ainda pode aparecer sob a forma de pequenas lentes, transposta por um cisalhamento bastante forte, como por exemplo nos metassiltitos da Formação Santa Rita (ponto 4, anexos 1 e 4).

Os quartzitos da Formação Córrego dos Borges aparecem na forma de antiformes ligeiramente assimétricos com vergência aproximada para W, onde observa-se, por vezes, uma foliação interestratal de alto *strain*, caracterizada como S_m . Nos metassiltitos, verificam-se zonas de cisalhamento N10-30°W/60-70°NE evidenciando uma foliação S_m com aspecto anastomosado, podendo gradar para uma clivagem de plano axial N5°W/65°NE. Observa-se, por vezes, uma clivagem de crenulação anastomosada N45°E/65°SE, N-S/65°E e N5-10°W/60-90°NE, suturada, podendo apresentar-se do tipo sigmoidal, bem pronunciada e penetrativa apenas a nível de camada, com níveis onde ela é praticamente inexistente.

Nas proximidades da falha de empurrão que separa os domínios 1 e 2 (ponto 100, anexos 1 e 4), a superfície S_m , bem intensa, mergulha em torno de 40° para E, em quartzitos grosseiros. Ainda margeando a zona de cavalgamento entre os domínios 1 e 2 (ponto 209), foram caracterizadas, dentro dos metassiltitos da Formação Santa Rita, zonas de cisalhamento, com foliação S_m N20-30°W/35-45°NE, evidenciando uma típica clivagem S/C. A superfície S_m aparece também com caráter sigmoidal, estando frequentemente transpondo S_0 e chegando até a obliterá-lo totalmente.

No **domínio 2**, a natureza de S_m é extremamente sigmoidal e anastomosada, comumente mergulhando de 40 a 60° para ENE e apresentando, nas zonas de cavalgamento que normalmente estão associadas, intensas venulações de quartzo e concreções ferruginosas.

Na lapa da falha mestra do *Front* do Espinhaço, a foliação nos diamictitos do Grupo Macaúbas é intensa, essencialmente milonítica e anastomótica, variando entre N0-20°W/30-50°NE. Nas proximidades da falha de empurrão que separa os grupos Macaúbas e Bambuí, a foliação S_m , em varvitos do Grupo Macaúbas, tem atitude N30°E/45°SE e N35°W/30-40°NE.

No perfil no Córrego da Capivara, nas proximidades do ponto 587, a foliação nos filitos está rotacionada e, de uma maneira geral, com atitude N45-60°W/80°SW. Os diamictitos desse ponto estão bastante cisalhados, associados a zonas de cisalhamento transcorrentes WNW-ESE. Observam-se ainda restos do acamamento perdidos e transpostos pela foliação S_m extremamente anastomótica. Essa foliação ainda pode apresentar-se com atitude N15°W/10°NE, com S_0 N25°W/65°NE invertido, onde observa-se a presença de *ripples* (ponto 588, Anexo 4) nos quartzitos. Nesse ponto, observam-se diamictitos intercalados, com seixos estirados segundo a lineação de estiramento N90°E/45° e a foliação N5°W/40°NE muito intensa.

Nos carbonatos laminados da Formação Sete Lagoas, observados nas zonas de cisalhamento que caracterizam uma superfície de descolamento com o Grupo Macaúbas, a foliação milonítica (pontos 13 e 160, por exemplo, ver anexos 1 e 4), com atitude em torno de N20°W/30-40°NE, apresenta-se em posição plano axial de dobras isoclinais e intrafoliais, caracterizando arrasto, ou corta o bandamento filítico nas mais variadas posições, quando este acompanha a envoltória das dobras complexas. Em lâmina delgada, estas rochas apresentam S-L tectonitos (no sentido de Turner & Weiss, 1963) com textura lepidoblástica, na qual os cristais de calcita estão fortemente orientados (Foto 3.10). Nessa região, observa-se claramente a transição entre S_m e S_1 , onde, para o topo, a superfície S_1 (N30-40°W/25-40°SE) é plano axial de mesodobras vergentes para W (Foto 3.6).

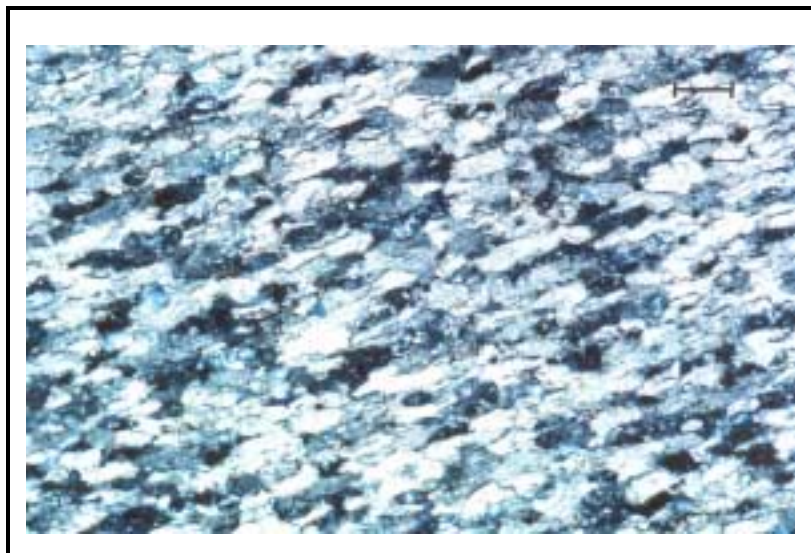


Foto 3.10 - Fotomicrografia mostrando a textura lepidoblástica em carbonatos da Formação Sete Lagoas (amostra do ponto 14, anexo 4), com cristais de calcita fortemente alongados e orientados segundo a foliação dominante. Nicóis cruzados. Tamanho da barra: 0,1 mm.

Nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena, a intensa deformação destruiu completamente as demais estruturas, restando apenas a foliação S_m , que, em seções delgadas mostram filmes de filossilicatos anastomosados em volta de grãos de carbonato e quartzo. A superfície S_0 ocorre, por vezes, subparalela à foliação, fortemente transposta por esta e também caracterizando dobras recumbentes vergentes para W. Observa-se ainda uma nítida refração da clivagem (Foto 3.11).



Foto 3.11 - Relação entre o acamamento e a foliação em pelitos da Formação Serra de Santa Helena (ponto 132, anexo 4), mostrando refração da foliação S_1 que indica nítida vergência para W.

A **superfície S₁** está representada por planos penetrativos bem desenvolvidos, definidos pela orientação preferencial de minerais inequidimensionais, principalmente as micas, ocupando uma posição paralela ou em leque, em relação ao plano axial das dobras F₁. Considerando as características de S₁ quanto a penetratividade e a natureza do material envolvido, esta superfície, segundo a proposição de Davis (1984), pode ser classificada como clivagem ardosiana e, mais raramente, como xistosidade.

De um modo geral, a geometria de S₁ é também sigmoïdal, devido a fenômenos de refração da clivagem, em zonas com intercalações de materiais de composição distinta ou, quando se trata de uma mesma litologia, resultado da variação da magnitude da deformação.

Na área estudada, a figura 3.7 mostra o diagrama de isolinhas (polos plotados) de medidas da foliação no Supergrupo Espinhaço (**domínio 1**), com máximo de frequência exibindo atitude N-S/45°E.

No perfil da BR-259, em torno do ponto 45 (localidade de Limoeiro, anexo 4), os quartzitos estão bastante deformados, evidenciando uma foliação bastante intensa, associada a zona de cavalgamento entre as formações Santa Rita e Córrego dos Borges. Nesse ponto, observa-se claramente a transição entre S_m e S₁, evidenciando níveis de deformação inter e intraestratais, com a presença de porções pouco ou não deformadas, envoltas pela foliação, que são os *pods* da foliação (Foto 3.12). A foliação S₁, de natureza protomilonítica e com atitude em torno de N15°E/60°SE, aparece cortando o acamamento de atitude N45°E/40°SE, transicionando para S_m que é, nesse ponto, paralelo a S₀, em níveis de deformação interestratal.

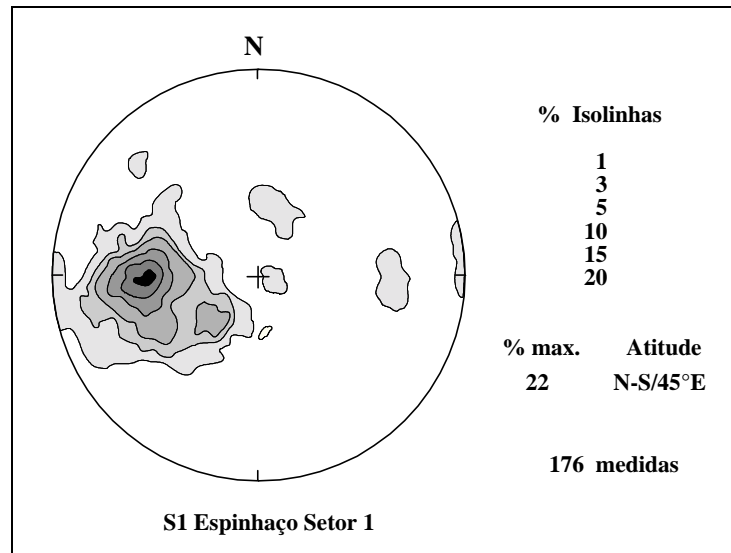


Figura 3.7 - Diagrama sinóptico da foliação no Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Juscelino.



Foto 3.12 - Pod da foliação S_1 em quartzitos da Formação Córrego dos Borges na região de Presidente Juscelino (ponto 54, anexos 1 e 4), expressando a deformação intraestratal e mostrando a transição entre S_1 e S_m .

Essa foliação é caracteristicamente anastomótica com atitudes também variando entre $N0-25^\circ W/45-75^\circ NE$. Por vezes, a interseção entre S_0 e S_1 origina *steps* no acamamento. Foram verificados também, fenômenos de refração de clivagem, devido a mudança de competência dentro dos quartzitos e metassiltitos do Supergrupo Espinhaço, onde foram caracterizados níveis mais maciços alternados com níveis mais laminados e mais micáceos. No ponto 183 (Serra da Capivara, ver anexo 4), o acamamento aparece frequentemente dobrado, cortado por S_1 , na posição de plano axial dessas dobras. Nos locais onde aflora a

brecha conglomerática da base da Formação Córrego dos Borges (pontos 1, 73, 74, 75; anexo 4), a foliação é pouco desenvolvida.

Nos metassiltitos da Formação Córrego Bandeira, a foliação aparece com atitude $N0-10^{\circ}W/40-55^{\circ}E-SE$, mergulhando um pouco mais nos quartzitos finos, onde evidencia nitidamente uma refração da clivagem (ponto 69, anexo 4). Nos filitos dessa unidade (ponto 80, anexo 4), a foliação também aparece com atitude $N35^{\circ}W/35^{\circ}NE$.

No **domínio 2**, onde afloram as sequências litoestratigráficas dos grupos Macaúbas e Bambuí, a foliação S_1 aparece bem marcada. Os diagramas de isolinhas das medidas da foliação (polos plotados) nos grupos Macaúbas e Bambuí estão representados nas figuras 3.8 e 3.9, indicando, respectivamente, máximos entre $N5-15^{\circ}W/45^{\circ}NE$ e $N15^{\circ}W/40^{\circ}NE$. De um modo geral, essa superfície apresenta as mesmas características observadas para as litologias do Supergrupo Espinhaço, apenas com a direção tendendo mais para NNW-SSE.

Nas regiões um pouco mais afastadas dos grandes cavalgamentos observados na área em estudo, como por exemplo, nas imediações da Barragem do Paraúna, os diamictitos do Grupo Macaúbas evidenciam uma foliação S_1 ($N5^{\circ}W/50^{\circ}NE$), plano axial de dobras F_1 , bem definida. Nos quartzitos dessa unidade, essa superfície é, por vezes, bastante incipiente. No ponto 150 (anexo 4), em arenitos com seixos dessa unidade, a foliação tem atitude $N20^{\circ}W/65^{\circ}NE$, estando refratada, onde observa-se uma alternância entre níveis de quartzitos mais grosseiros e quartzitos mais finos.

Nos filitos do Grupo Macaúbas, nas proximidades da BR-259 (ponto 286, anexo 4), foi observada uma clivagem de crenulação $N10^{\circ}W/60^{\circ}SW$. A crenulação nessas rochas é bem evidente, com veios de quartzo se dispondo paralelamente a esta. Essa superfície é discreta, também observada com atitude $N05^{\circ}E/70^{\circ}NW$.

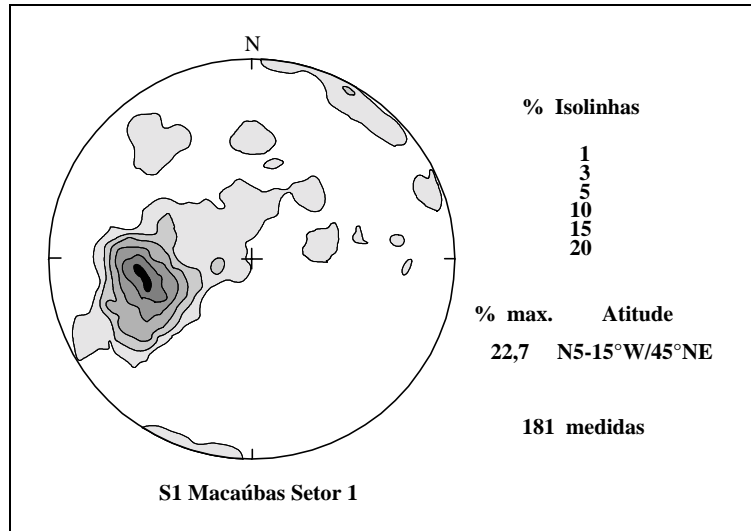


Figura 3.8 - Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Macaúbas na região de Presidente Juscelino.

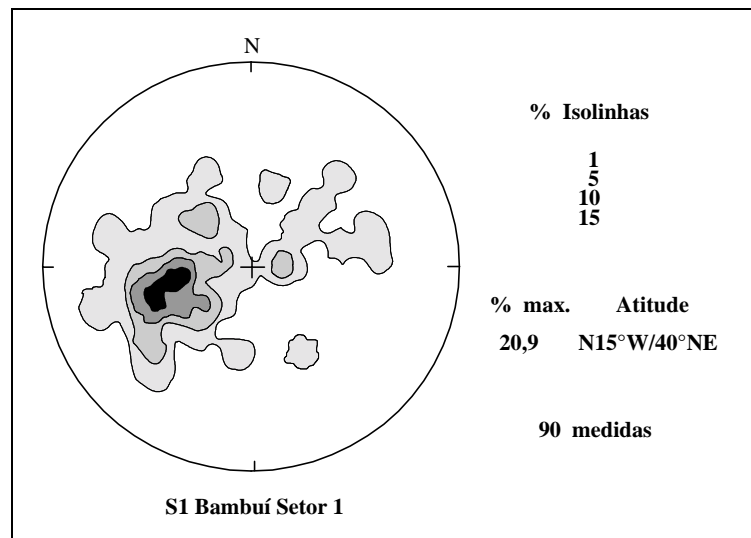


Figura 3.9 - Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Bambuí na região de Presidente Juscelino.

Os pelitos do Grupo Bambuí, próximo a Presidente Juscelino (ponte sobre o Rio Paraúna, ponto 158, anexo 4), apresentam uma foliação bastante anastomótica, associada, por vezes, a pequenas zonas de cisalhamento N-S/20°E, caracterizando níveis de deslizamentos intraestratais, com notável vergência para W. De um modo geral, a superfície S₁ ocorre associada a intensas venulações de quartzo, correspondendo a uma foliação de plano axial N20°W/45-65°NE vergente para WSW (ponto 137, anexo 4, por exemplo). Nas proximidades

da Fazenda do Crime, esses pelitos caracterizam-se por apresentar a foliação S_1 N25-40°W/20-55°NE associada a dobras na forma de *kinks*.

Lineações

Na presente área de trabalho, identificaram-se basicamente três variedades de elementos tectônicos lineares. O elemento mais expressivo encontra-se sobre as superfícies S_1 e S_m e desenvolveu-se pelo estiramento ou simples alinhamento de minerais inequigranulares, podendo ser denominado de **lineação de estiramento** (L_1 ou L_m) ou simplesmente L_{est} .

A lineação de estiramento apresenta, em todas as litologias em que foi observada, uma direção próxima a N90°E.

As variações na magnitude da deformação, bem como seu caráter progressivo, resultam em modificações nas características desse elemento, da mesma forma como ocorre na relação entre S_m e S_1 . Sobre a superfície S_1 o estiramento mineral é menos evidente, podendo ser observado especialmente na superfície da clivagem ardósiana presente nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena. Nestas rochas, a lineação de estiramento mineral é marcada por pequenas manchas de redução levemente estiradas ou por linhas muito suaves de direção aproximadamente E-W. De acordo com a nomenclatura até aqui adotada e levando-se em consideração essa transição nas características de L_m , o estiramento mineral que ocorre sobre S_1 será designado de L_1 . Quando não se fizer nenhuma distinção entre L_m e L_1 , a lineação de estiramento mineral será chamada simplesmente de L_{est} .

Uma outra lineação identificada foi a gerada pela interseção de S_1 sobre S_0 e denominada de **lineação de interseção** $L_{S_0 \times S_1}$. Essa lineação também poderá ser designada por L_{int} quando não forem mencionados os planos interceptores. A lineação $L_{S_0 \times S_1}$ é estatisticamente paralela a B_1 .

Lineação de Estiramento

O diagrama estereográfico das lineações de estiramento no **domínio 1** (Supergrupo Espinhaço), na região de Presidente Juscelino (setor 1) aponta para um máximo de frequência em torno de N90°E/25-30° (Fig. 3.10).

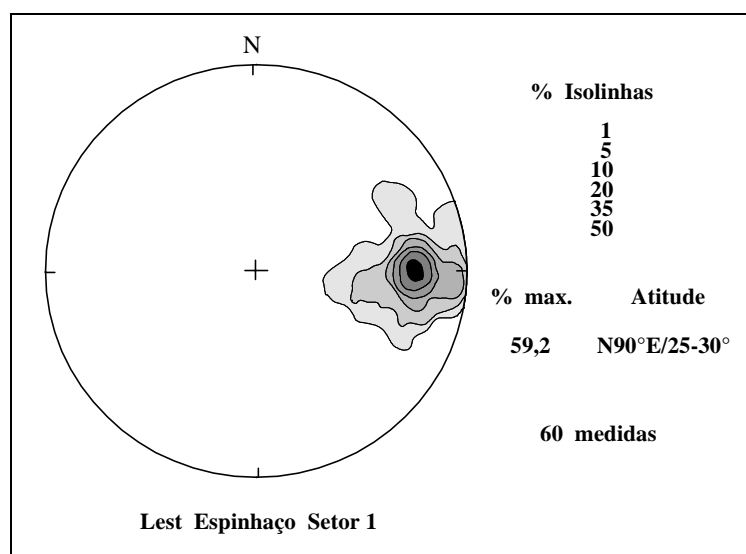


Figura 3.10 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Juscelino.

A lineação de estiramento L_{est} aparece frequentemente evidenciada pelo estiramento de grãos de quartzo, pelo alinhamento de filossilicatos, como a mica (muscovita), em quartzitos micáceos do Supergrupo Espinhaço, em estrias, associadas a zonas de cisalhamento, e também aparece marcada sob a forma de fibras em veios de quartzo que ocorrem em metassiltitos e quartzitos dessa unidade.

No **domínio 2**, a lineação de estiramento está representada nos diagramas estereográficos dos grupos Macaúbas (Fig. 3.11) e Bambuí (Fig. 3.12). De um modo geral, nessas unidades, L_{est} aponta para máximos em torno de N90°E/20°.

No Grupo Macaúbas, a lineação de estiramento foi observada nos filitos manganésíferos que afloram no leito do Córrego da Capivara (ponto 34, Foto 3.13), em estrias encontradas nos quartzitos, estando também bem evidenciada pelo alongamento dos seixos nos diamictitos dessa unidade. Em seção delgada, da mesma forma que nos quartzitos do

Supergrupo Espinhaço, esse elemento é marcado pelo estiramento dos grãos de quartzo e de filossilicatos, e por feições do tipo sombra de pressão.

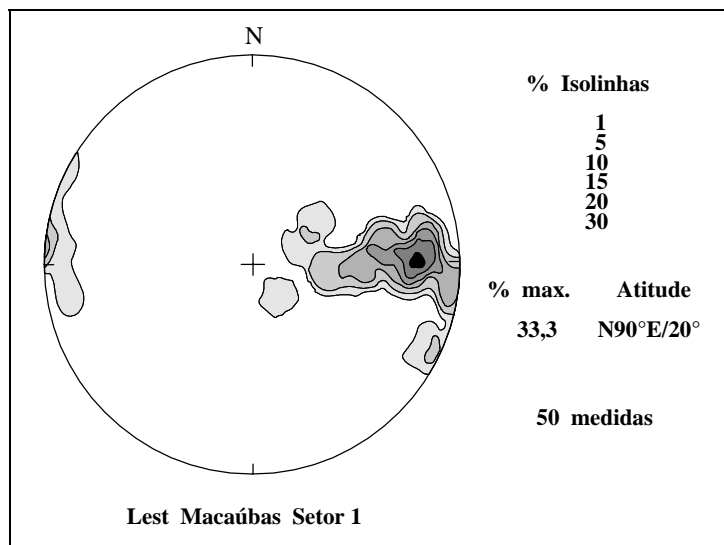


Figura 3.11 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Macaúbas na região de Presidente Juscelino.

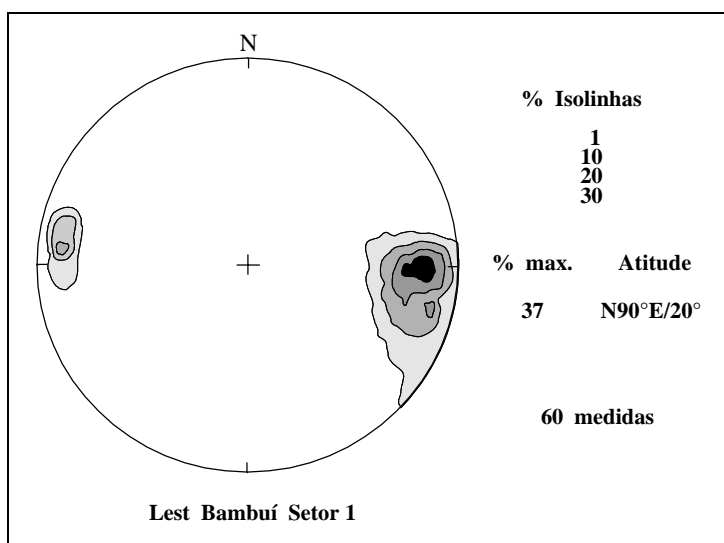


Figura 3.12 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Bambuí.

No Grupo Bambuí, foi observada em pelitos, caracterizada por manchas de redução alongadas, avermelhadas pela alteração. Também foi verificado o estiramento de minerais em

carbonatos do Bambuí e, em zonas de cisalhamento, a lineação L_m aparece em níveis de quartzo fibroso.

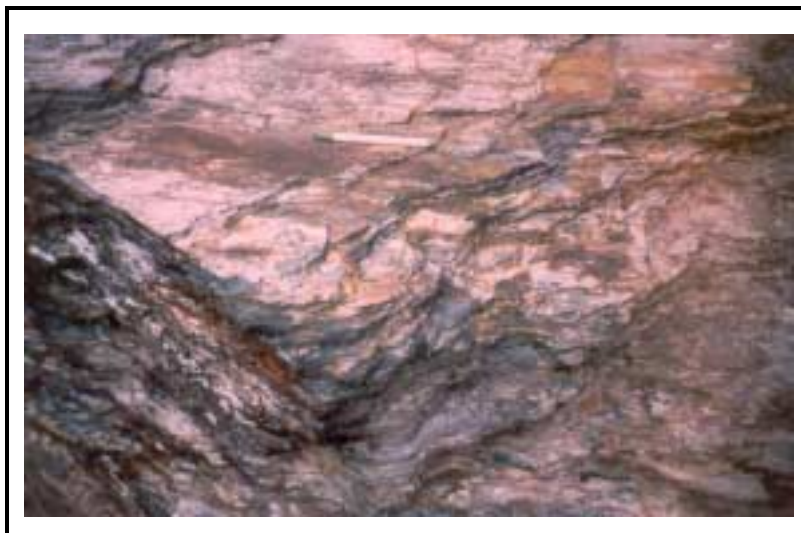


Foto 3.13 - Lineação de estiramento em filitos manganésíferos do Grupo Macaúbas, aflorantes nas proximidades do Córrego da Capivara (ponto 34, anexo 4), marcada pelo estiramento dos grãos de quartzo, filossilicatos e opacos.

Comparando a posição da lineação de estiramento em relação aos planos de foliação observados nessa região (ver estereogramas), observa-se que no domínio 1, L_{est} (Fig. 3.10) ocupa uma posição essencialmente *dip* (obliquidade igual a 90°) em relação a a S_1/S_m (Fig. 3.7). No domínio 2, entretanto, observa-se um comportamento um pouco diferente, com esse elemento apresentando uma obliquidade em torno de $80-85^\circ$ no Grupo Macaúbas e de 80° no Grupo Bambuí, como pode ser verificado, através da análise dos estereogramas da foliação (Figs. 3.8 e 3.9) e da lineação de estiramento (Figs. 3.11 e 3.12) dessas sequências.

Lineação de Interseção

Na área estudada, as lineações de interseção entre o acamamento e a foliação apresentam algumas variações de caráter bastante importante, denotando peculiaridades concernentes a cada domínio estrutural individualizado. Essas variações ocorrem tanto no Grupo Macaúbas em relação ao Grupo Bambuí, como no Supergrupo Espinhaço em relação

aos primeiros, podendo sugerir rotações nos principais planos de cisalhamento observados na área, associadas provavelmente ao desenvolvimento da curvatura nesse setor da Faixa Araçuai.

Os diagramas estereográficos de $L_{S_{Ox}S_1}$ no **domínio 1** (Supergrupo Espinhaço), evidenciam máximos em torno de $N5-10^\circ E/10-15^\circ$, com uma tendência geral para NNE (Fig. 3.13).

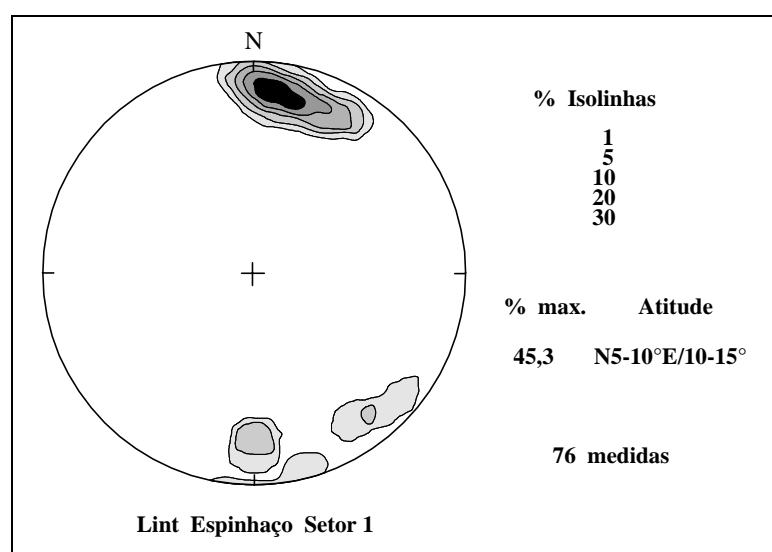


Figura 3.13 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Juscelino.

No **domínio 2** (Supergrupo São Francisco), $L_{S_{Ox}S_1}$ encontra-se representada nos diagramas estereográficos dos grupos Macaúbas (Fig. 3.14) e Bambuí (Fig. 3.15). No Grupo Macaúbas, a lineação de interseção ocorre com máximos em torno de $S20^\circ E/10^\circ$, com uma tendência geral para SSE. No Grupo Bambuí, L_{int} aponta para máximos em torno de $S25^\circ E/5^\circ$, com uma tendência geral também para SSE.

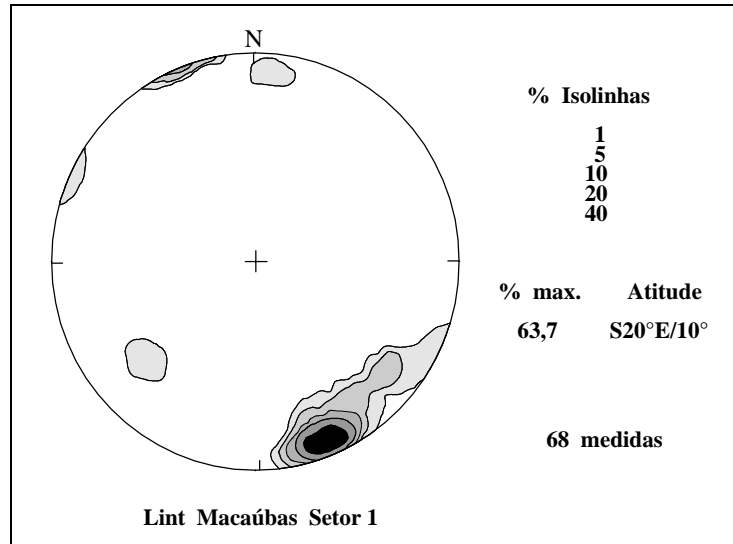


Figura 3.14 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Macaúbas na região de Presidente Juscelino.

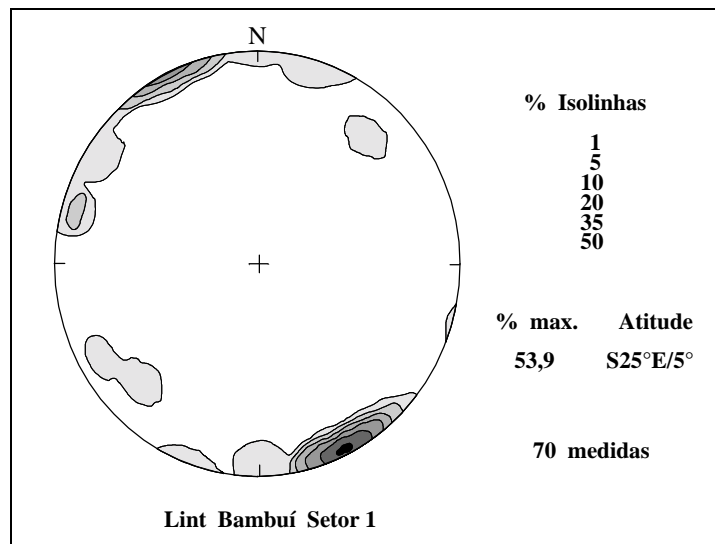


Figura 3.15 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Bambuí na região de Presidente Juscelino.

Juntas

As juntas são definidas como superfícies de fraturas ao longo das quais não são observados movimentos significativos paralelamente ao plano de ruptura. O estudo mais detalhado dessas estruturas é importante, já que são planos de menor coesão das rochas, podendo, portanto, se transformarem em planos de movimento durante a evolução geológica de uma determinada região.

Neste trabalho, são considerados os conjuntos de juntas planares, com uma distribuição paralela, e espaçamento contínuo (juntas sistemáticas no sentido de Davis, 1984), que são os tipos mais notáveis na área em estudo. Tais estruturas foram observadas em toda a área mapeada, todavia, ocorrem com maior intensidade nas litologias do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas.

Dessa forma, a análise das juntas foi feita de um modo seletivo, preferindo-se desenvolver um estudo apenas das juntas sistemáticas representativas em toda a área, com ou sem preenchimento, haja visto que essas estruturas devem estar associadas aos episódios formadores de dobras e falhas.

Neste contexto, foi possível caracterizar um padrão espacial de distribuição de juntas sistemáticas e, utilizando-se os eixos geométricos definidos anteriormente (ver cap. 1, ítem 1.3, Fig. 1.4) como eixos de referência, nota-se que tais sistemas ocupam posições notáveis em relação às dobras F_1 . As juntas paralelas ao **plano ac** são denominadas de transversais, aquelas paralelas ou subparalelas ao **plano bc** são chamadas de longitudinais e as juntas diagonais são aquelas que, via de regra, interceptam os eixos das dobras (Fig. 3.16).

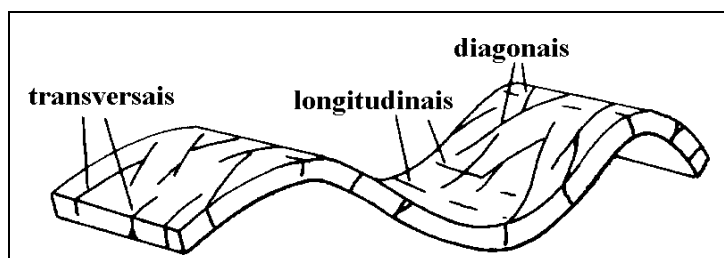


Figura 3.16 - Relação entre os conjuntos de juntas e os dobramentos observados na área mapeada. Tais conjuntos ocupam posições notáveis em relação a essas dobras, com as juntas diagonais representando o par conjugado N40-50°W e N30-40°E.

A seguir serão descritos, com base nas observações de campo e nos dados de estereogramas, os principais conjuntos de juntas encontrados na área pesquisada.

O diagrama da figura 3.17 mostra a distribuição espacial dessas juntas, onde são destacados 4 conjuntos de um único sistema de fraturas:

- um conjunto apresentando direção em torno de $N80-90^{\circ}W/90^{\circ}$, podendo aparecer ora mergulhando para S ou SW, ora para N ou NE, sempre em ângulos muito fortes (em torno de $80-85^{\circ}$), caracterizando-se como o mais importante da área;
- um outro conjunto, também bem marcado, com atitudes em torno de $N30-45^{\circ}E/90^{\circ}$, podendo também ocorrer mergulhando forte para SE;
- um conjunto $N40-50^{\circ}W/90^{\circ}$, formando par conjugado com o conjunto anterior, aparecendo também mergulhando forte para SW ou NE;
- um conjunto $N0-15^{\circ}W/90^{\circ}$, menos marcante (mascarado pela foliação), representando, provavelmente, fendas de tração rotacionadas.

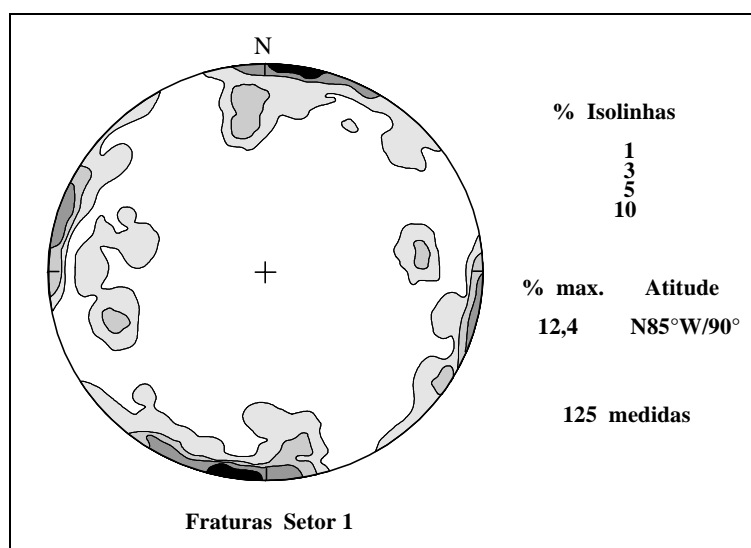


Figura 3.17 - Diagrama sinóptico de fraturas na região de Presidente Juscelino.

Dessa forma, foi observado, no campo, o par conjugado entre os conjuntos, $N40-50^{\circ}W$ e $N30-40^{\circ}E$. Localmente, cada conjunto pode aparecer mais ou menos marcado do que o outro, dependendo do local em que tenha sido encontrado. O conjunto $N80-90^{\circ}W$, frequentemente, é o mais intenso, se dispondo, de um modo geral, em planos bissetores dos conjuntos $N35-40^{\circ}E$ e $N40-50^{\circ}W$, com esse último podendo também, aparecer na forma de zonas de cisalhamento sinistrais.

Quanto ao posicionamento desses conjuntos de juntas em relação às dobras F_1 , de um modo simplificado, o conjunto $N80-90^{\circ}W$ pode ser considerado como um conjunto de juntas transversais, os conjuntos $N30-40^{\circ}E$ e $N40-50^{\circ}W$ são classificados como juntas diagonais, e,

por fim, o conjunto N0-15°W, pode ser caracterizado como um conjunto de juntas longitudinais.

Associado às zonas de cisalhamentos transcorrentes, o par conjugado formado pelos conjuntos de juntas N40-50°W e N30-40°E, apresenta uma grande variação de atitude, caracterizando, localmente, fraturas de Riedel (R e R'), como por exemplo no ponto 150 (anexo 4), em quartzitos conglomeráticos do Grupo Macaúbas (Foto 3.14). Nesse ponto, o conjunto N40-50°W/90° ocorre com preenchimento de quartzo, onde se verifica um certo brechamento, e tem movimentação cinemática sinistral, evidenciado pelo arrasto observado na foliação.



Foto 3.14 - Zona de cisalhamento NW-SE, transcorrente, em arenitos com seixos do Grupo Macaúbas (ponto 150, anexo 4), evidenciando sentido de movimentação sinistral, dada pelo arrasto da foliação S_1 .

Falhas

As falhas presentes na região correspondem a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil e distribuem-se em três categorias básicas:

- falhas reversas e reverso-oblíquas, frequentes em todas as unidades, especialmente no Supergrupo Espinhaço, possuindo traço geral NNW-SSE, com mergulhos em torno de 40° para ENE;

- falhas transcorrentes de rejeito variável, apresentando direção em torno de WNW-ESE, presentes em todos os domínios estudados;

- falhas de aleitamento ou descolamentos interestratais, presentes tanto no Supergrupo Espinhaço, quanto no Supergrupo São Francisco, especialmente bem desenvolvidas nesta última unidade.

Falhas Reversas

As falhas de empurrão observadas na Serra do Espinhaço meridional, são acompanhadas por zonas de cisalhamento, caracterizadas por uma assembléia de estruturas menores, representadas principalmente por superfícies de foliação que apresentam uma lineação de estiramento caindo para leste, de maneira bastante regular. Essa lineação é marcada principalmente por grãos de quartzo alongados, por agregados alongados de grãos de quartzo e pela orientação preferencial das micas brancas.

O *Front* do Espinhaço na área mapeada, região de Presidente Juscelino, é caracterizado por uma grande falha de empurrão, com traço da ordem de 15 km de comprimento, bastante sinuoso, e que mergulha para ENE, apresentando nas imediações da Cachoeira do Melo (ponto 38, anexo 4), atitude em torno de N30°W/40°NE, com os quartzitos da Formação Córrego dos Borges (nessa parte intrudidos por rochas metabásicas) cavalgando quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas (anexos 1 e 2). Essa falha mestra de empurrão, como foi assim chamada, separa os domínios 1 e 2 adotados para a área estudada, caracterizando o limite cratônico.

Nas proximidades da BR-259, seguindo rumo à Cachoeira do Melo, essa falha exhibe seu plano com direcionamento E-W e mergulho em torno de 45 a 55° para N, com a lineação de estiramento apresentando atitude de N90°E/10-20°, caracterizando uma rampa lateral. A sul da BR-259 (ponto 100), essa falha retoma direcionamento NNW-SSE, com plano mergulhando acentuadamente, em torno de 50° para ENE, evidenciado pela foliação milonítica. Vale ressaltar que essa falha mestra se notabiliza pelo seu caráter de borda, cortando todas as feições e sequências do Supergrupo Espinhaço, que passam a morrer nessa megaestrutura, como se fosse um atalho para a acomodação das estruturas intra e interestratais nucleadas previamente (*short cut thrust*).

Ainda no domínio do Supergrupo Espinhaço, na porção sudeste da Serra da Capivara, perto da localidade de Limoeiro (BR-259, pontos 45 e 54, anexo 4), na porção leste do megasinclínório da Serra do Pequiizeiro, destaca-se ainda uma falha de empurrão N-S que coloca os sedimentos da Formação Santa Rita sobre os da Formação Córrego dos Borges. Essa falha é marcada por uma forte zona de cisalhamento, mergulhando em torno de 35-40° para E.

No **domínio 2**, destaca-se a falha de cavalgamento que coloca o Grupo Macaúbas por sobre o Grupo Bambuí. Na porção noroeste da área, no Córrego da Capivara (pontos 236, 237, anexo 4), essa falha mergulha em torno de 35-40° para ENE, colocando em contato o Grupo Macaúbas com a Formação Serra de Santa Helena e marcando um grande contraste topográfico. O mergulho dessa foliação pode se acentuar, chegando até 50° nas proximidades do Morro do Riacho (ponto 297, anexo 4). A lineação de estiramento associada, é bastante notável, normalmente exibindo atitude em torno de N90°E/30-40°. Na porção central da área, na altura da BR-259, essa falha chega a desaparecer por sob os carbonatos da Formação Sete Lagoas (ponto 13, anexo 4), provavelmente morrendo na superfície de descolamento entre essas duas unidades, e passando a ter quase nenhuma expressão de relevo, como pode ser visto nas fotografias aéreas dessa região. Mais a sul, verifica-se apenas o contato entre essa unidade e as sequências do Grupo Macaúbas (ponto 244, anexo 4), à leste, com a foliação exibindo atitude em torno de N30°W/50°NE. Ainda mais para sul, essa falha torna a marcar uma grande expressão topográfica.

Falhas Transcorrentes

Na região de Presidente Juscelino, durante os trabalhos de campo realizados nessa área, foram caracterizados, especialmente nas zonas adjacentes às grandes falhas de empurrão mapeadas, falhas transcorrentes tanto em escala de afloramento como em megaescala, interpretadas também, com o auxílio de fotografias aéreas.

No **domínio 1**, nas imediações da BR-259, seccionando a cúpula antiformal observada nos quartzitos da Formação Córrego dos Borges, anteriormente descrita, foram identificadas três falhas transcorrentes, caracterizando pequenos rasgamentos nas sequências do Espinhaço (ver anexo 1). A primeira delas, está situada em torno do ponto 597 e adjacentes (anexo 4), no contato entre as formações Santa Rita e Córrego dos Borges (anexo 1); a segunda, a sul da primeira (pontos 96, 97 e 98 do anexo 4) e a terceira falha de rasgamento, à 1,1 km ao sul da BR-259 (ponto 284 do anexo 4). Essas falhas apresentam orientação segundo N70-80°W, com aproximadamente 1 km de comprimento (em média), exibindo notáveis feições lineares em megaescala (aerofotos), porém, as mesoestruturas indicativas de movimentação *strike-slip* estão mascaradas, com essas transcorrências mostrando um deslocamento aparente dextral. Estruturas semelhantes são também identificadas na Serra da Capivara (NE da área).

No **domínio 2**, foi evidenciada uma série de falhas transcorrentes, como por exemplo no norte da área, próximo ao Córrego Capivara (ponto 595, anexo 4). Essa transcorrência, com traço de pouco mais de 2 km de comprimento e direção aproximadamente E-W, é caracterizada por uma foliação subvertical, separando, localmente, os diamictitos do Grupo Macaúbas (fácies rudítica) de sua fácies psamo-pelítica, com sentido de movimentação sinistral.

Outras falhas transcorrentes de menor expressão puderam ser evidenciadas, em campo e por fotointerpretação, principalmente ao longo do plano de falha que separa as sequências Macaúbas e Bambuí. Merecem destaque as falhas transcorrentes no Córrego da Capivara (porção noroeste e ponto 150) e também próximo ao Rio Paraúna (porção sul).

Na estrada carroçável rumo ao Córrego da Capivara, no ponto 150 (anexo 4), perto do contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, foi evidenciado, especialmente nos arenitos com seixos do Grupo Macaúbas, um intenso fraturamento subvertical de direcionamento E-W e NW-SE, associado aos conjuntos de juntas N80-90°W e N40-50°W, respectivamente, caracterizando mesofalhas de rejeito direcional e sentido de movimentação geralmente sinistral. Esses falhamentos são denotados pelo fraturamento com deslocamento em seixos do Grupo Macaúbas, bem como dobras de arrasto na foliação principal associadas a zonas de cisalhamento subverticais.

Essas pequenas falhas NW-SE, são interpretadas como responsáveis pela acomodação da curvatura dessa porção da Faixa Araçuaí, como será abordado no capítulo 5 deste trabalho, com as mesofalhas E-W associadas a falhas de rasgamento.

No mapa geológico em anexo, ainda ao longo da falha de empurrão que marca o contato entre as sequências Macaúbas e Bambuí, também foram apontadas algumas prováveis transcorrências, que poderiam ter atuado como falhas de rasgamento, separando seções de empurrões de diferentes magnitudes de deslocamento, ou acomodando a curvatura da Faixa Araçuaí, nesse setor. Essas falhas foram assim interpretadas através de análise fotogeológica, como por exemplo ao sul do ponto 252 e ao sul do Rio Paraúna (anexos 1 e 4). São pequenas falhas, aparentemente sinistrais, de poucas dezenas de metros de comprimento e direcionamento geral NW-SE e WNW-ESE, respectivamente.

Descolamentos

As seções geológicas levantadas nessa área, permitiram a caracterização de superfícies principais de descolamento, em analogia com a estruturação geral de cinturões de cavalgamentos.

No **domínio 1**, foi observado, na porção sudeste da Serra do Pequizeiro (anexo 1), o contato tectônico entre as formações Santa Rita e Córrego dos Borges, paralelo ao acamamento dessas unidades, sendo portanto, bastante sinuoso, com mergulho em torno de 30° para NE, podendo ser caracterizado como uma superfície de descolamento. Essa

superfície, está dobrada e falhada, como pode ser visto no perfil AA' do anexo 2. Segundo Souza Filho (1994), é também comum, na região da Serra do Cabral, a ocorrência de tais falhamentos na Formação Santa Rita.

No **domínio 2**, ao longo da BR-259 (perfil AA', anexo 2), mais precisamente nas imediações do Morro do Riacho (ponto 161, anexo 4), o contato entre os quartzitos e arenito com seixos do Grupos Macaúbas e os carbonatos da Formação Sete Lagoas foi interpretado como uma superfície de descolamento. Essa superfície encontra-se dobrada e marca, de uma maneira geral, um grande contraste de ductibilidade entre essas duas unidades.

Ainda neste perfil, o contato entre as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, na porção centro-sul da área (ponto 16, anexo 4), encontra-se tectonizado e dobrado segundo o acamamento dessas sequências, marcando uma outra superfície de descolamento nesse domínio.

No perfil BB' (anexo 2), no Córrego da Capivara, também está caracterizado o descolamento dobrado entre os grupos Macaúbas e Bambuí.

3.4.3. ANÁLISE CINEMÁTICA

Davis (1984) aborda a análise cinemática levando-se em conta o comportamento rígido ou não rígido dos corpos durante a deformação.

Uma deformação de corpo rígido, em um ponto, pode ser decomposta em termos de uma translação e/ou de uma rotação. Assim, em objetos deformados, conhecendo-se um indicador de translação ou de rotação, consegue-se descrever o movimento dos mesmos. Na região estudada, encontram-se diversos indicadores de rotação que, associados a posição da lineação de estiramento em cada ponto, forneceram uma movimentação geral de matéria de E para W.

Durante uma deformação de corpo não rígido, os corpos rochosos são submetidos a processos que causam mudanças na forma e/ou no tamanho dos mesmos. Diversos indicadores aqui considerados, também estão associados a estes processos.

Assim, a identificação de feições estruturais, na área estudada, que são reconhecidamente indicadores do sentido cinemático da deformação, permitiu o desenvolvimento da presente análise.

Indicadores Cinemáticos

Neste trabalho, foi utilizado uma série de indicadores cinemáticos na interpretação do sentido de movimentação das grandes estruturas presentes na área estudada. Vale ressaltar, que algumas estruturas já descritas, como por exemplo a vergência das dobras F_1 predominantemente para oeste e o sentido de imbricação das falhas de empurrão igualmente para oeste, também são usados como fortes indicadores de movimento. Desta forma, são aqui destacados os elementos descritos a seguir, que correspondem a feições de menor escala:

Geometria Sigmoidal das Foliações

Bell & Hammond (1984) consideram este critério como um dos mais seguros, com o sentido de movimentação, neste caso, obtido através do ângulo agudo pelo qual a foliação deve ser rotacionada, para se tornar paralela à zona de cisalhamento.

O principal mecanismo envolvido na geração dessa foliação é a plasticidade cristalina. Como a deformação é não coaxial, a orientação dos eixos do elipsóide de deformação (X e Y estão contidos no plano dessa foliação e Z é perpendicular a esta), no caso, depende da intensidade da deformação. Neste contexto, em se tratando de deformação heterogênea, a foliação tende a assumir um aspecto sigmoidal (Fig. 3.6). Nem sempre a totalidade da rocha é afetada por esta foliação, sendo frequente a formação de "ilhas" de deformação. São os *pods* da foliação, onde a rocha é parcial ou totalmente preservada, podendo existir em qualquer escala, de milimétrica a regional.

Na região pesquisada, a foliação aparece com caráter sigmoidal em muitos locais, sempre indicando sentido de movimentação de leste para oeste.

Nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, as feições sigmoidais da foliação, em alguns locais, podem caracterizar a presença de *podcs*, *horses* e *duplexes*, sempre com vergência para W e indicação cinemática reversa (pontos 4, 38 e 45, anexo 4). No ponto 45, observam-se feições desse tipo, caracterizando *podcs* da foliação (Foto 3.12), representados por planos de cisalhamento com refração sigmoidal. Vale ainda ressaltar, que os planos de falha também estão associados à foliação refratada. Assim, na falha mestra que colocou os sedimentos do Supergrupo Espinhaço sobre os do Grupo Macaúbas, observam-se mesofalhas sigmoidais e sigmoides na foliação, indicando movimentação reversa (ponto 38).

A refração da foliação pode ser observada cortando o acamamento, indicando o mesmo sentido de movimentação (de leste para oeste), tanto nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço (pontos 1, 56, 184), como nos arenitos com seixos do Grupo Macaúbas (ponto 150) e nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena (Foto 3.11, ponto 132).

Em seção delgada, a forma sigmoidal da foliação encontra-se evidenciada principalmente pela mica branca e também pelos cristais de quartzo, indicando transporte tectônico para W, tanto nos quartzitos e metassiltitos do Supergrupo Espinhaço, como nos quartzitos e meta-diamictitos do Grupo Macaúbas.

Estruturas do tipo S/C

Uma típica estrutura formada em zonas de cisalhamento, e de grande importância para a análise cinemática, é o desenvolvimento de planos cisalhantes secundários "C", que cortam a foliação "S" de uma forma espaçada e descontínua, dependendo da magnitude da deformação. Assim, os planos C, que com deformações pouco intensas são planos virtuais, podem, com a intensificação da mesma, passarem a ser materializados na forma de pequenos cisalhamentos, podendo até gerarem uma nova foliação. Geralmente, o ângulo entre os planos S e C, quando observados, é da ordem de 10-15°.

Em certos casos, geralmente quando S se torna paralelo a C, a evolução da foliação fica bloqueada. Para absorver a deformação, é comum o aparecimento de feições extensionais que recortam a foliação milonítica. São os planos C', chamados também de clivagens de crenulação extensionais (*extension crenulation cleavage*) ou bandas de cisalhamento (*shear*

bands). As bandas de cisalhamento C' apresentam, de um modo geral, um sentido de cisalhamento sintético ao cisalhamento principal.

Na área estudada, nos quartzitos da Formação Córrego dos Borges (ponto 54, anexo 4), foram observadas feições do tipo S/C indicando movimentação reversa de leste para oeste, da mesma forma que os veios de tração. O acamamento neste ponto apresenta *steps*, indicando movimentação rampa acima e evidenciando deslizamentos intraestratais. Essas feições S/C também ocorrem nos metassiltitos dessa unidade.

Em seção delgada, essas feições são observadas nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, com o plano C evidenciado por grãos de quartzo totalmente recristalizado e o plano S apresentando cristais de quartzo maiores alongados. A mica branca aparece contornando os planos S e C, e o sentido de transporte é de E para W (Foto 3.15). Por vezes, a foliação apresenta-se anastomosada, sendo suficiente para evidenciar essas feições do tipo S/C.

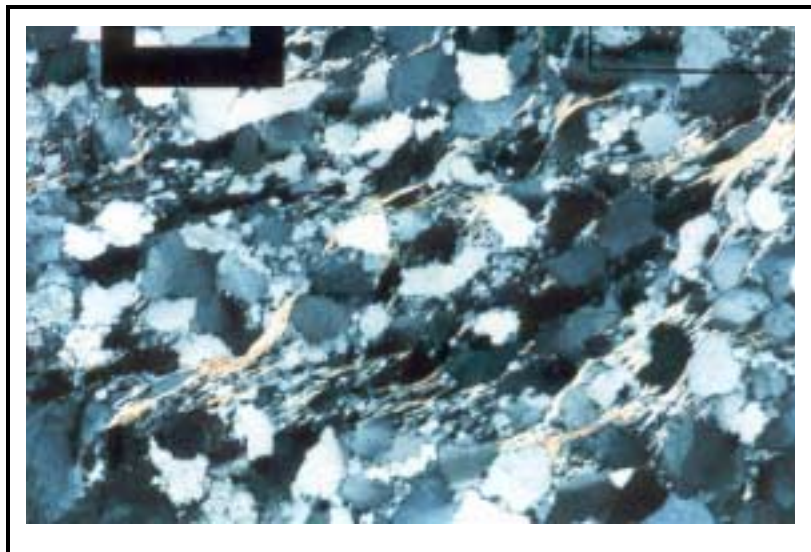


Foto 3.15 - Fotomicrografia mostrando feições do tipo S/C em quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Formação Córrego dos Borges), indicando transporte tectônico de E para W (ponto 2, anexos 1 e 4). Nicóis cruzados. Tamanho da barra: 0,2 mm.

Nos diamictitos do Grupo Macaúbas, as bandas de cisalhamento ocorrem bem evidenciadas pela presença de mica branca, tanto em C como em S, sendo que em S esses

minerais aparecem com formas sigmoidais. Feições do tipo barba de mica também foram observadas, com a mesma indicação cinemática.

Assimetria das Dobras de Arrasto nas Zonas de Cisalhamento

Na área pesquisada, as dobras de arrasto associadas a zonas de cisalhamento indicaram sentido de movimentação reversa, quase sempre, de leste para oeste, sendo bastante frequentes nos carbonatos da Formação Sete Lagoas (pontos 160 e 166, anexo 4). São dobras intrafoliais geralmente relacionadas a zonas muito deformadas. Essas estruturas também estão presentes nos quartzitos das formações Córrego Bandeira (ponto 60) e Córrego dos Borges (ponto 54), sendo que nesta última também são observados níveis de movimentação intra e interestratal indicando transporte tectônico de leste para oeste (ponto 2). Nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena, essas dobras de arrasto se assemelham a feições do tipo *fault-bend folding* (Foto 3.16) com vergência para W.



Foto 3.16 - Dobras de arrasto em pelitos da Formação Serra de Santa Helena (ponto 193, anexo 4), com espessamento da zona de charneira (classe 2 de Ramsay, 1967), indicando vergência para W.

Sombras de Pressão

De um modo geral, na área em estudo, pode-se afirmar que a assimetria na forma dessas estruturas, normalmente do tipo σ (no sentido de Passchier & Simpsom, 1986), sugere claramente um sentido de movimentação de leste para oeste, do mesmo modo que os demais indicadores cinemáticos, tanto em escala meso como microscópica.

Nos quartzitos e metassiltitos do Supergrupo Espinhaço, essas feições aparecem notavelmente em seções delgadas, com os porfiroclastos de quartzo apresentando, normalmente, formas arredondadas e até mesmo sigmoidais, envoltos pela foliação milonítica, como por exemplo no ponto 97 (ver anexo 4), nas imediações da falha mestra de empurrão entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas (Foto 3.2). Nas regiões de sombra, observa-se a presença de limonita (mineral secundário) e quartzo recristalizado, com a mica branca aparecendo mais conspicuamente na matriz da rocha.

Nos diamictitos do Grupo Macaúbas (pontos 5 e 31 (anexo 4), por exemplo) foram observadas sombras de pressão indicando sentido de movimentação de leste para oeste. Essas rochas apresentam-se bastante deformadas, caracterizando um protomilonito, com seixos também deformados e adquirindo formas sigmoidais. Em seção delgada, essas feições são notáveis, com os grãos de quartzo, arredondados e sigmoidais, envoltos pela foliação. Na região de sombra, verifica-se a presença marcante de quartzo bastante recristalizado e limonita.

3.4.4. HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO

Em regiões tectonicamente perturbadas, a distribuição espacial e o arranjo dos elementos estruturais são analisados com o objetivo de se delimitar intervalos de gerações de estruturas. Para isso, um importante conceito deve ser considerado, o de deformação progressiva ou contínua (Hobbs *et al.*, 1976), onde várias gerações de estruturas são produzidas dentro de um mesmo ciclo ou evento tectônico. Essas estruturas também podem ser formadas simultaneamente, como respostas deformacionais heterogêneas das rochas, não

significando, necessariamente, fases de deformação diferentes. Assim, uma grande diversidade de estruturas pode estar associada à heterogeneidades espaciais da deformação, do que necessariamente a superposição de diversas fases ou eventos tectônicos.

Na área deste trabalho, considerando-se as características geométricas e o significado cinemático dos elementos que integram seu acervo estrutural, observa-se um único evento progressivo de deformação, relativas ao Ciclo Brasileiro, associado a duas fases deformacionais.

Fase D₁

Durante as primeiras etapas de evolução dessa fase, as deformações inter e intraestrutais foram responsáveis pela acomodação de grandes magnitudes de esforços. De um modo geral, está caracterizada por deformações de corpo não rígido no qual o mecanismo predominante parece ter sido o cisalhamento simples não homogêneo, compreendendo duas famílias de estruturas geradas simultaneamente.

Primeiramente, tem-se as foliações miloníticas S_m , as dobras F_m e a lineação L_m , normalmente associadas às zonas de cisalhamento que marcam as superfícies de descolamento observadas nessa região. Denotando magnitudes menores de deformação, observa-se uma segunda família de elementos que são as superfícies S_1 , as dobras F_1 , a lineação de estiramento L_1 e a lineação de interseção $L_{S_0 \times S_1}$. Essas duas famílias de estruturas não apresentam relações de interferência entre si, mas evidenciam uma transição causada pelas variações na magnitude da deformação.

Fase D₂

A segunda fase de deformação observada na área mapeada é caracterizada, fundamentalmente, pelos megadobramentos, formados por deslizamento flexural e observados tanto nas sequências do Supergrupo Espinhaço, como nos sedimentos do Supergrupo São

Francisco. Nesses últimos, essa fase é notabilizada por dobrar as superfícies de descolamento nucleadas na fase anterior. Assim, verificam-se deformações de corpo não rígido, estando associadas às dobras F_2 e à clivagem S_2 de plano axial, pouco expressiva na área estudada.

Essa fase também é marcada pelo desenvolvimento dos seguintes sistemas de falhas existentes na área estudada: os empurrões, os pares conjugados de cisalhamento e as falhas de rasgamento. Vale ressaltar que esses sistemas podem ser considerados ou como estruturas um pouco mais tardias em relação a deformação dúctil, ou como níveis mais superiores dentro de um mesmo contexto deformacional rúptil-dúctil, ou mesmo como uma mistura de ambas as considerações anteriormente citadas.

3.5. A ESTRUTURA DOMINANTE DO *FRONT* DO ESPINHAÇO

As observações de campo ao longo do contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco, na região de Presidente Juscelino (região que caracteriza o *Front* do Espinhaço), estão sintetizados sob a forma de dois perfís geológicos em anexo. O primeiro, seguindo a BR-259, que liga Presidente Juscelino à Diamantina (perfil AA'), e o segundo, ao norte, ao longo do Córrego da Capivara (perfil BB'). Esses perfís têm direção aproximadamente ENE-WSW, transversais ao *trend* da Serra do Espinhaço (Foto 3.17).

No **perfil AA'** (anexo 2), a zona limite do Cráton do São Francisco é marcada por uma grande falha de empurrão (falha mestra do *Front* do Espinhaço), que mergulha 50° para ENE.

No bloco de capa, os quartzitos da Formação Córrego dos Borges estão estruturados num antiforame monoclinico, vergente para oeste, em cujo flanco curto instala-se a zona de falha (destaca-se aqui a cúpula antiformal descrita anteriormente, com caimento em torno de 30° contra o plano da falha). Zonas de milonitização com óxidos de ferro e manganês associados marcam esse importante contato.

No bloco de lapa, tem-se, em metassedimentos dos grupos Macaúbas e Bambuí, um sinforme fechado, como por exemplo no ponto 5, onde afloram diamictitos do Grupo Macaúbas intensamente cisalhados (protomilonitos), com notáveis feições do tipo sombra de pressão nas escalas meso e microscópicas indicando também nítida vergência para W.

Vale ainda ressaltar, que a falha mestra do *front* sofre nítida rotação anti-horária do bloco da lapa, em função da pequena componente direcional sinistral observada (plano de falha orientado segundo NNW-SSE e mergulhando para ENE e lineações de estiramento E-W). Notável expressão dessa rotação pode ser evidenciada pela orientação preferencial das charneiras das megadobras instaladas nos sedimentos do Supergrupo São Francisco em relação àquelas dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.



Foto 3.17 - Aerofotos (USAF, 1965) em escala 1:130.000 (modificada) da região de Presidente Juscelino, mostrando o perfil AA' (parcialmente), ao longo da BR-259, e o perfil BB' ao longo do Córrego da Capivara (ver também anexo 1 para melhor localização).

No **perfil BB'**, ao longo do Córrego da Capivara, o contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco foi caracterizado como tectônico, numa continuidade da falha mestra do perfil AA', onde se observa os quartzitos da Formação Córrego dos Borges empurrados sobre os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas. Associado a esta falha, nas litologias da Formação Córrego dos Borges, observa-se uma foliação milonítica com mergulho em torno de 40 a 50° para ENE, bem como intensos dobramentos com vergência forte para W, podendo apresentar flancos invertidos e até mesmo rompidos (Foto 3.8). Nessa

zona de contato tem-se a intrusão de rochas metabásicas pré-tectônicas nas imediações da Cachoeira do Melo, como pode ser observado no mapa geológico (pontos 17, 92 e 591, ver anexos 1 e 4) e no perfil BB' (anexo 1). No Grupo Macaúbas (zona do *footwall*) observam-se notáveis dobras com flanco invertido, com a foliação milonítica mergulhando menos acentuadamente (pontos 588 e 37, anexo 4, Foto 3.9).

Falhas como esta, por truncarem descolamentos inter e intraestratais e outras estruturas previamente nucleadas, da geração F_1 , podem ser consideradas com um desenvolvimento tardio, representando, muito provavelmente, *short cut thrusts*, como vistos em porções de cinturões dobrados.

Vale ainda ressaltar, que o contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, na região estudada, apresenta uma geometria análoga ao observado na falha mestra do *Front* do Espinhaço. No perfil AA', nas imediações do Morro do Riacho, uma grande falha de empurrão mergulha em torno de 40° para ENE, separando essas duas unidades. Nesse caso, a base do Grupo Bambuí encontra-se descolada do Grupo Macaúbas, estando essa superfície de *detachment*, dobrada. Os mármorees da Formação Sete Lagoas estão fortemente cisalhados e, para o topo, a deformação evolui para dobras assimétricas, vergentes para oeste, com clivagem ardosiana de plano axial (Foto 3.6).

No perfil BB', a mesma situação se repete, observando-se a presença de zonas de milonitização com notáveis feições cinemáticas indicativas de movimentação reversa e transporte tectônico para W, especialmente visíveis nos diamictitos do Grupo Macaúbas. Essa falha de empurrão, apresenta mergulho em torno de 40° para ENE. No *footwall* dessa megaestrutura, onde afloram os pelitos da Formação Serra de Santa Helena, a intensidade da deformação gerou intensa transposição de S_0 , com dobras intrafoliais, estando a foliação milonítica com mergulho em torno de 30° , podendo até ser menor (exibindo dobras recumbentes), para ENE, com vergência notável para W. Esta unidade está descolada da Formação Sete Lagoas sotoposta.

3.6. SUMÁRIO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O trabalho desenvolvido na região de Presidente Juscelino, envolvendo um mapeamento geológico sistemático e o levantamento de seções geológicas com enfoque principal no acervo estrutural encontrado (ver anexos 1 e 2), possibilitou a caracterização dos seguintes aspectos:

O acervo estrutural levantado na região de Presidente Juscelino, permitiu a caracterização de um único evento progressivo de deformação, associado a duas fases deformacionais.

A fase **D₁** foi acomodada por deformações inter e intraestratais e compreendeu a geração simultânea de duas famílias de estruturas, sem relação de interferência entre si:

- as estruturas miloníticas (S_m , F_m e L_m) associadas a zonas de cisalhamento, normalmente bem evidenciadas nas superfícies de descolamento observadas na área, expressando a deformação interestratal.

- as estruturas compressivas associadas às deformações intraestratais (S_1 , F_1 , L_1 e $L_{S_0 \times S_1}$) mostrando uma transição causada pelas variações na magnitude da deformação.

A fase **D₂** é caracterizada por megadobras F_2 que afetam as superfícies de descolamento geradas na primeira fase, com uma superfície S_2 pouco expressiva na área mapeada. Durante essa fase, possivelmente em etapas mais tardias da deformação dúctil-rúptil, foram geradas as grandes falhas de empurrão que caracterizam a região do *Front* do Espinhaço, bem como as falhas de rasgamento.

Segundo Uhlein *et al.* (1986, 1990) e Uhlein (1991), o Supergrupo Espinhaço, em sua zona oriental, encontra-se pouco ondulado, estando caracterizado por sucessivas falhas de empurrão. Observa-se uma foliação S_{p-1} , paralela à estratificação, predominante, localmente crenulada por uma xistosidade S_p , com orientação N-S e com vergência para oeste.

Na zona ocidental, onde aflora a parte superior do Supergrupo Espinhaço (Grupo Conselheiro Mata), a foliação S_p é a superfície dominante, estando fortemente inclinada com uma nítida vergência para oeste. Segundo esses autores, o Grupo Bambuí mostra claramente a superposição de duas fases principais de dobramentos. Uma primeira fase, pouco penetrativa,

representada por dobras intrafoliais centimétricas e, uma segunda fase, representada por uma foliação que faz um ângulo forte com S_0 .

Dessa forma, Uhlein *et al.* (1986, 1990) concluíram que no Supergrupo Espinhaço encontram-se as duas fases de deformação principais identificadas no Grupo Bambuí, sendo que a primeira se traduz localmente por uma xistosidade S_{p-1}/S_0 , ligada a pequenas dobras recumbentes, e a segunda, que é a fase principal do Supergrupo Espinhaço, na sua porção ocidental, é também marcante no Grupo Bambuí, manifestando-se por uma clivagem de crenulação. Para as duas unidades litoestratigráficas estudadas pelos autores, o metamorfismo é da fácies xisto verde.

De um modo geral, a fase de deformação D_1 caracterizada neste trabalho, corresponde às fases D_{p-1} e D_p descritas por Uhlein *et al.* (1986, 1990) para as sequências dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Vale ainda ressaltar que, neste trabalho, as estruturas observadas foram individualizadas levando-se em conta a heterogeneidade e a magnitude da deformação, bem como o seu caráter progressivo.

Conforme Uhlein *et al.* (1986, 1990) e Uhlein (1991), o Supergrupo Espinhaço, nessa região, não foi dobrado antes da Orogênese Brasileira, apresentando o mesmo quadro estrutural do Grupo Bambuí. Dessa forma, tanto o Espinhaço como o Bambuí aparecem como coberturas depositadas no Proterozóico Médio ou Superior, sobre a borda sudeste do Cráton São Francisco e dobradas durante o Ciclo Brasileiro. Vale ainda ressaltar que Bacellar & Alkmim (1993) não encontraram, para as rochas do Supergrupo Espinhaço, evidências de uma deformação compressional mais velha que o Supergrupo São Francisco.

O **Front do Espinhaço**, como foi definido anteriormente, é a feição morfo-estrutural que corresponde à escarpa da cordilheira homônima, ao longo da qual observa-se o contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, perfazendo a zona limite do Cráton do São Francisco. A estrutura dominante dessa zona, na região de Presidente Juscelino, foi interpretada como uma grande falha mestra de empurrão com orientação geral $N10-30^\circ W/40-50^\circ NE$. No bloco de capa, estão os quartzitos do Supergrupo Espinhaço estruturados numa cúpula antiformal monoclínica, vergente para W, em cujo flanco curto instala-se a zona de

falha. No bloco da lapa, tem-se, em metassedimentos dos grupos Macaúbas e Bambuí, culminações antiformais e depressões sinformais.

O Supergrupo Espinhaço encontra-se representado pelas unidades inferiores do Grupo Conselheiro Mata (formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira) alternando sedimentos arenosos e sílto-argilosos. Essas unidades estão estruturadas na forma de megadobras de segunda geração vergentes para W e charneiras mergulhando suavemente para NNW.

O Supergrupo São Francisco está caracterizado pelos grupos Macaúbas (quartzitos, arenitos com seixos e diamictitos) e Bambuí (carbonatos da Formação Sete Lagoas e pelitos da Formação Serra de Santa Helena), estruturados em culminações antiformais e depressões sinformais. O Grupo Bambuí acha-se descolado do Grupo Macaúbas, onde se observam uma grande variedade de estruturas associadas a esta superfície.

Vale ainda ressaltar, que a falha mestra do *front* sofre nítida rotação anti-horária do bloco da lapa, em função da pequena componente direcional sinistral observada (plano de falha orientado segundo NNW-SSE e mergulhando para ENE e lineações de estiramento E-W). Notável expressão dessa rotação também pode ser evidenciada pela orientação preferencial das charneiras das megadobras instaladas nos sedimentos do Supergrupo São Francisco em relação àquelas dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Essa descontinuidade, como já salientado, é interpretada como um *short cut thrust*, na medida que secciona uma série de estruturas inter e intraestratais previamente nucleadas.

Comparando com resultados obtidos por Braun (1993) e Costa *et al.* (1993), chega-se a conclusão que o contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco na região do *Front* do Espinhaço transforma-se de uma dobra assimétrica, provavelmente associada a uma rampa e/ou descolamento em profundidade (Rolim *et al.*, 1992), ao norte (regiões de Rodeador e da Serra do Cabral), para falhamentos de empurrão, ao sul (regiões de Presidente Juscelino, Fechados, Santana do Riacho e Cardeal Mota).

Considerando-se o que se conhece sobre a Faixa Araçuaí como um todo, observa-se na verdade, extremos de um contínuo, com essa geometria (transição entre dobra e falha) podendo variar tanto de norte para sul como de leste para oeste.

Marshak & Alkmim (1989) e Alkmim *et al.* (1993) sugeriram que o limite cratônico, correspondesse a uma mudança de estilo. Dessa forma, uma falha de empurrão marcaria a passagem de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, na margem cratônica, para um cinturão de antepaís moldado na cobertura proterozóica deformada do cráton. Embora na área estudada não se tenha visto o envolvimento do embasamento, mesmo porque, o mesmo não aflora, o que se observa é que esse acidente tectônico marca uma grande diferença de estilos estruturais, com estruturas epidérmicas no interior do cráton e deformação com embasamento envolvido na Faixa Araçuaí.

Para finalizar, destacam-se ainda nessa área, uma família de falhas transcorrentes sinistrais, de rejeitos variáveis e orientação NW-SE, verticais, e que apresentam um papel fundamental no desenvolvimento do cinturão que é o de acomodar a curvatura do *Front* do Espinhaço, como será abordado no capítulo 5.

CAPÍTULO 4

ESTILO ESTRUTURAL, PAPEL DAS FALHAS TRANSCORRENTES E SIGNIFICADO TECTÔNICO DA ZONA LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, REGIÃO DE CARDEAL MOTA (SERRA DO CIPÓ)

4.1. INTRODUÇÃO

Na região de Cardeal Mota, os elementos estruturais que caracterizam a zona limite do Cráton do São Francisco foram estudadas no presente trabalho nas proximidades da MG-010, a cerca de 90 km de Belo Horizonte. Nessa região, da mesma forma que em Presidente Juscelino, observa-se um grande contraste topográfico, evidenciado pela escarpa ocidental da Serra do Cipó, entre as unidades dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, caracterizando o limite cratônico de Almeida (1977). O mapeamento dessa área, como pode ser visto nos mapas geológico e de pontos (anexos 5 e 8 respectivamente) foi acompanhado do levantamento de seções geológicas ao longo da MG-010 e nas imediações do Rio Parauninha (perfís CC' e DD', respectivamente, anexo 6). Vale ainda ressaltar, o caráter mais complexo dessa área em relação à região de Presidente Juscelino, com a presença de algumas particularidades que serão discutidas a posteriori.

4.2. ESTRATIGRAFIA

Na região de Cardeal Mota (Serra do Cipó), da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, ao longo da borda ocidental da Serra do Espinhaço Meridional, afloram sequências dos supergrupos Espinhaço e São Francisco.

Nessa região, a 60 Km da Cidade de Lagoa Santa, dentro dos limites do Município de Santana do Riacho, o Supergrupo Espinhaço é caracterizado pelo Grupo Diamantina, mais especificamente pela Formação Galho do Miguel (unidade superior), e pela unidade basal do Grupo Conselheiro Mata (Formação Santa Rita), enquanto que o Supergrupo São Francisco, da mesma forma que na Região de Presidente Juscelino, é composto pelos grupos Macaúbas e Bambuí (formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena).

4.2.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Grupo Diamantina

Formação Galho do Miguel

Essa unidade aflora nas porções norte, leste e sudeste da área em estudo, estendendo-se desde as imediações do Rio Parauninha (ponto 450, anexos 5 e 8), à norte, como uma faixa de orientação geral NNW-SSE, aflorando também na MG-010, na localidade de Chapéu do Sol (ponto 344, anexos 5 e 8), e indo além do Rio da Bocáina, onde suporta a orografia da Serra da Bandeirinha (ver anexo 5). Essa unidade é representada predominantemente por quartzitos puros, bem selecionados, esbranquiçados, de granulação fina, onde observa-se uma alternância entre níveis bem maciços, acamadados, e níveis mais laminados, com raras intercalações filíticas. Dentre as estruturas primárias presentes, destacam-se as estratificações cruzadas de grande porte e os *ripples* assimétricos, de cristas sinuosas e bifurcadas.

Na área mapeada, a Formação Galho do Miguel apresenta espessura estimada de pelo menos 300 m (anexo 6), não tendo sido observado, no entanto, o contato inferior com a Formação Sopa-brumadinho. Para o topo, a passagem dos quartzitos dessa unidade para os quartzitos finos e metassiltitos da Formação Santa Rita é, aparentemente, gradacional.

Grupo Conselheiro Mata

Formação Santa Rita

Ocorre nas porções nordeste e leste da área estudada, aflorando desde as imediações do Ribeirão Indequicé (extremo nordeste da área mapeada), estendendo-se para sul, até proximidades do Córrego da Farofa (ponto 469, anexo 4). Nessa região, essa unidade apresenta espessura em torno de 150 a 200 m (no máximo).

Tratam-se de quartzitos de granulação fina, com laminações plano paralelas, com metassiltitos e filitos para o topo, onde se observam intercalações lenticulares de quartzitos finos. O contato inferior, com os quartzitos da Formação Galho do Miguel, é, ora normal, do tipo gradacional, ora tectônico, por falha de cavalgamento, não tendo sido verificado o contato superior com a Formação Córrego dos Borges.

4.2.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

Grupo Macaúbas

Essa unidade ocorre com grande expressão nas serras da Caetana e das Areias, e adjacências do Rio Mascote e Ribeirão das Areias, a sul da área mapeada (ver anexo 5). Também ocorre numa porção isolada a NW da mesma, aflorando nas imediações do Rio Parauninha (estrada para Santana do Riacho). De um modo geral, os contatos observados entre o Grupo Macaúbas e as demais unidades descritas nessa região, são de natureza tectônica, valendo ressaltar, o contato tectonizado com os carbonatos da Formação Sete Lagoas, caracterizando uma superfície de descolamento, da mesma forma como foi descrito na região de Presidente Juscelino.

O Grupo Macaúbas é constituído por quartzitos médios e grosseiros, por vezes conglomeráticos (arenito com seixos), e diamictitos, não tendo sido feita a delimitação, em mapa, entre as fácies psamo-pelítica e rudítica. Os diamictitos dessa unidade afloram principalmente nas proximidades do Rio Mascote (pontos 318, 319, 320, 522 e 525, anexos 5 e 8, por exemplo). Vale ainda ressaltar, a presença de ocorrências de manganês, próximo à nascente do Ribeirão das Areias, provavelmente associado aos filitos manganésíferos dessa unidade. A espessura estimada para essa sequência é de 300 m (ver perfis CC' e DD' do anexo 6).

Em seção delgada, as feições encontradas nessa unidade são semelhantes às encontradas na região de Presidente Juscelino.

Quartzitos aflorantes no vale do Rio Cipó e na estreita faixa bordejando a Serra homônima

Diversos autores, como por exemplo Magalhães (1988) e Uhlein (1991), consideraram os quartzitos aflorantes no vale do Rio Cipó, nas imediações da Fazenda Pousada Monjolos e do Cipó Veraneio Hotel (MG-010), e os que ocorrem numa estreita faixa bordejando toda a porção ocidental da Serra do Cipó, com uma orientação NNW-SSE, como pertencentes ao Supergrupo Espinhaço. Mais recentemente, os estudos realizados pelo Projeto Espinhaço (inédito), em cujos mapas está inserida toda a área deste trabalho, descreveram esses quartzitos como sendo do Grupo Macaúbas (Fogaça, Oliveira & Rolim, inf. verbal).

No vale do Rio Cipó, esses quartzitos apresentam muitas semelhanças com os da Formação Galho do Miguel, com estratificações cruzadas de grande porte (Foto 4.1) e marcas de onda indicando transporte sedimentar para S85°W e N65°W (ponto 310, anexos 5 e 8). No entanto, perto do topo da Cachoeira Véu da Noiva (ponto 531, rumo à nascente do Ribeirão Soberbo, anexo 8), e também no leito do Rio Cipó e MG-010, foi observado um paraconglomerado semelhante aos encontrados no Grupo Macaúbas.

Neste trabalho, assumiu-se a correlação desses quartzitos e paraconglomerados com os do Grupo Macaúbas, descritos no capítulo anterior para a região de Presidente Juscelino (ver item 3.2.2), em concordância com a equipe do Projeto Espinhaço (Fogaça, Oliveira & Rolim, inf. verbal). No entanto, as características são dúbias, ressaltando-se, dessa forma, a necessidade de trabalhos mais específicos no assunto.

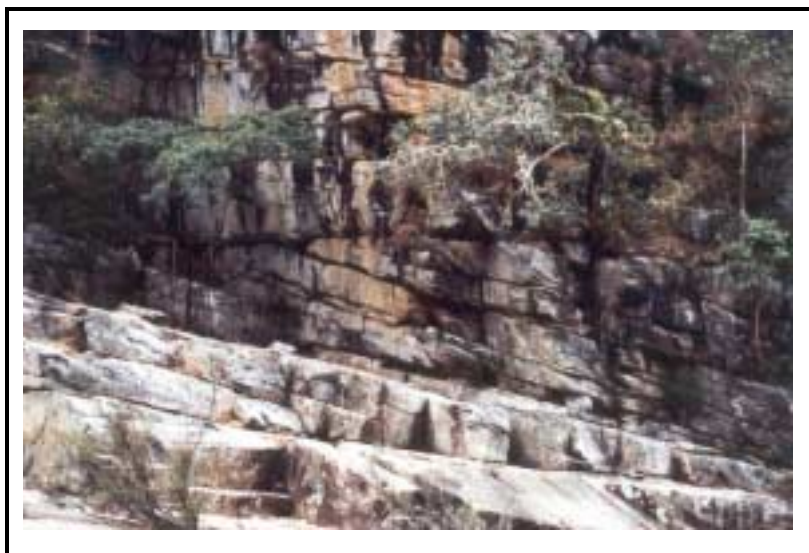


Foto 4.1 - Quartzitos aflorantes no vale do Rio Cipó, nas proximidades da MG-010 e Fazenda Pousada Monjolos (ponto 310, anexos 1 e 4), exibindo estratificações cruzadas de grande porte.

Grupo Bambuí

Na área estudada, foram individualizadas as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, que se distribuem, de uma maneira geral, na porção centro-ocidental da área mapeada.

Formação Sete Lagoas

Os carbonatos da Formação Sete Lagoas ocorrem de maneira bastante notável, aparecendo nas porções noroeste, central e ocidental da área em questão, ocorrendo desde o Rio Parauninha (porção noroeste) e seguindo até o Rio Mascote (oeste da Serra da Bandeirinha), como orientação NNW-SSE nesse local. Essa unidade também aflora a oeste da Serra da Caetana (sudoeste da área mapeada, conforme anexo 5), e, nas imediações da MG-010, observam-se excelentes exposições desses carbonatos, como por exemplo os encontrados no Morro da Pedreira e perto das Fazendas Campinho e Cipó (ponto 476, anexos 5 e 8). Nas proximidades de Cardeal Mota, também ocorrem notáveis afloramentos na Mineração Paraúna (ponto 566, anexo 8). Nessas rochas, se intercalam mármore claros e escuros, com níveis filíticos subordinados e mármore quartzosos e dolomíticos. O aspecto cárstico é observado em alguns locais.

Nas proximidades do Cipó Veraneio Hotel, foi observada uma sequência de pelitos carbonáticos na base desses carbonatos (ver mapa geológico em anexo), como verificado por Magalhães (1988) em outras áreas, próximo a cidade de Sete Lagoas, e que recebem a designação de Pedra de Lagoa Santa. Essas rochas estão muito deformadas, constituindo, na verdade, milonitos de margas e calcilutitos.

De um modo geral, as rochas carbonáticas e os mármore observados nessa área, apresentam as mesmas características das encontrados na região de Presidente Juscelino. Os contatos observados com o Grupo Macaúbas são tectônicos (borda oeste das serras do Cipó e da Caetana), e também tectonizados, caracterizando superfícies de descolamento (janelas estruturais do Vale do Rio Cipó e nas proximidades do Rio Parauninha). Com a Formação Serra de Santa Helena, esses contatos estão, invariavelmente, tectonizados. Na área mapeada, essa unidade apresenta-se bastante espessada, com uma potência estimada da ordem de 300 m (ver anexo 6).

Formação Serra de Santa Helena

Ocorre em toda o setor ocidental da área mapeada, bem como numa porção isolada na parte mais central da mesma, em torno da localidade de Cardeal Mota (MG-010). São metapelitos e metassiltitos cinza-avermelhados e cinza-arroxeados, com intensas venulações de quartzo, frequentemente muito alterados. Essa unidade, da mesma forma que a Formação Sete Lagoas, apresenta-se muito espessada nessa região, com uma potência de cerca de 200 m (ver anexo 6).

4.3. TRAÇOS ESTRUTURAIS DOMINANTES

A estruturação geral desse setor da Faixa Araçuaí (região de Cardeal Mota), é caracterizada por uma complexidade um pouco maior em relação a região de Presidente Juscelino, estando mostrada no mapa e nas seções geológicas CC'e DD' (anexos 5 e 6, respectivamente), e discutidos a seguir.

Dentre as feições mais marcantes dessa região, destaca-se o contato por falha de empurrão entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, separando dois domínios morfoestruturais na área mapeada, da mesma forma que na região de Presidente Juscelino. Também é de forte expressão o contato por falha inversa entre os grupos Macaúbas e Bambuí, na borda da Serra do Cipó (Foto 4.2), marcando um grande contraste geomorfológico na área.



Foto 4.2 - A Serra do Cipó, marcando o grande contraste geomorfológico da região de Cardeal Mota e perfazendo a zona limite do Cráton do São Francisco na área mapeada.

Assim, a zona limite do Cráton do São Francisco, caracterizando o *Front* do Espinhaço na região de Cardeal Mota, está representada por duas grandes falhas de empurrão de orientação geral NNW-SSE (ver anexo 5). A primeira, com aproximadamente 18 km de extensão, na área mapeada, coloca as sequências quartzíticas do Supergrupo Espinhaço por sobre os sedimentos do Supergrupo São Francisco. A segunda, com a mesma extensão, um pouco mais a oeste e bordejando a Serra do Cipó, coloca o Grupo Macaúbas por sobre os sedimentos do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas), nas porções norte e central da área. Na porção sudeste, esse falhamento ocorre dentro do próprio Grupo Macaúbas.

De um modo geral, essas falhas são bastante irregulares, podendo apresentar seguimentos seccionados por falhas de transcorrência, como por exemplo o grande lineamento observado ao longo dos rios da Bocáina e Cipó. Observam-se ainda, as falhas de empurrão que colocaram os quartzitos da Formação Galho do Miguel sobre os sedimentos psamo-pelílticos da Formação Santa Rita, tanto a nordeste (próximo a MG-010, pontos 353 e 354

(anexos 5 e 8) e Faz. Serra do Cipó), como no extremo leste da área (no Rio da Bocáina, pontos 423 e 424 do anexo 8).

Além das falhas de empurrão, são ainda expressivos nessa região, as zonas de falhas transcorrentes, os descolamentos e as janelas estruturais, e ainda as dobras com duplo caimento no domínio do Supergrupo São Francisco.

O domínio do Supergrupo Espinhaço, nessa região, apresenta um comportamento mais rúptil, em relação a região de Presidente Juscelino, não sendo evidenciado megadobras do porte das encontradas naquele setor da área estudada. Já o domínio do Supergrupo São Francisco tem comportamento, em geral, bastante semelhante ao daquele setor, caracterizando megadobras cônicas de extensão variando entre 4,5 e 6,5 km (anexo 5), comprimento de onda (λ) da ordem de 2 a 3 km e amplitude de cerca de 200 m (anexo 6). São culminações antiformais e depressões sinformais de orientação NNW-SSE no Supergrupo São Francisco.

O **Lineamento da Bocáina** (Foto 4.3), marcando uma falha de rasgamento E-W, sinistral, secciona quase toda a área mapeada em sua porção centro-sul, com uma extensão de 8,5 km. Esse lineamento (ver anexo 5), apresenta orientação N80°E nas imediações do Rio da Bocáina e em torno da confluência com o Rio Cipó adquire orientação E-W, separando aparentemente terrenos distintos, com notáveis contrastes tanto de natureza litológica como estruturais, colocando lado a lado, os grupos Macaúbas (à sul) e Bambuí (à norte). Mais adiante, para oeste, torna a infletir para N80°E, separando duas outras importantes feições caracterizadas na área, que é uma janela estrutural do Grupo Macaúbas, no leito do Rio Cipó (imediações da Fazenda Pousada Monjolos), e um grande antiforme localizado na Serra da Caetana, onde também afloram sequências do Grupo Macaúbas, com charneira caindo para NNW. A oeste desse antiforme, essas sequências são empurradas por sobre os carbonatos da Formação Sete Lagoas, como pode ser visualizado no mapa geológico em anexo.

No Ribeirão Indequicé, na altura da Cachoeira do Cornélio e perto da confluência com o Rio Parauninha, o contato entre as formações Galho do Miguel e Santa Rita é marcado por uma zona de transcorrência de direção aproximadamente WSW-ESE, que, para oeste, inflete

segundo a direção E-W, aparentemente morrendo ainda dentro do *Front* do Espinhaço, na falha mestra de empurrão.



Foto 4.3 - O Lineamento E-W da Bocáina (parcialmente) na região de Cardeal Mota, cortando as seqüências dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Aerofoto, USAF/1965, escala 1:130.000 (modificada), consultar anexo 5 para melhor localização).

A **janela estrutural no vale do Rio Cipó**, apresenta uma forma alongada segundo uma direção NNW-SSE, com aproximadamente 2,25 km de comprimento, por 1,25 km de largura na sua porção superior e 0,7 km na parte inferior, limite com a falha da Bocáina, sendo marcada por suaves ondulações com charneiras mergulhando para NNW e também subhorizontais (ver anexos 5 e 6). Nesse local, os quartzitos do Grupo Macaúbas estão pouco deformados, como pode ser constatado pela presença de estruturas primárias e da foliação S_1 . O contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, apresenta-se marcado por uma grande superfície de descolamento (*detachment surface*), paralela ao acamamento e, portanto, nitidamente dobrada. Nesta superfície, espessas zonas de milonitização foram geradas, estando bem marcadas nos mármorees do Grupo Bambuí.

Na porção noroeste da área em questão (anexos 5 e 6), os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas, estruturados nesse local como um grande antiforame de charneira apresentando duplo caimento e direção NNW-SSE, mais apropriadamente uma culminação antiformal com ponto de crista deslocado para a metade norte da mesma, encontram-se novamente expostos e sotopostos aos carbonatos da Formação Sete Lagoas, caracterizando uma segunda janela estrutural de aproximadamente 4 km de comprimento por uma largura que pode variar desde 0,5 km, na sua porção superior, até 2,5 km na parte inferior, na altura da Fazenda Capão. O contato entre essas duas unidades, da mesma forma que na janela estrutural no vale do Rio Cipó, encontra-se tectonizado, representando uma superfície de descolamento.

Outras feições estruturais, também marcantes nessa região, são as dobras com duplo caimento observadas no Grupo Bambuí, como por exemplo o complexo sinforme do Morro da Pedreira, porção central da área mapeada, de charneira aparentemente segundo a direção NNW-SSE. À oeste dessa estrutura, observa-se um grande sinforme assimétrico, vergente para oeste, com caimento suave para SSE, e brusco para NNW, caracterizando uma grande depressão sinformal com ponto de quilha excêntrico, deslocado para sua metade sul (anexos 5 e 6). Vale ainda ressaltar um sinforme de carbonatos da Formação Sete Lagoas ao longo do Rio Mascote e ao sul do lineamento da Bocáina, até a altura do Córrego da Farofa, com charneira predominantemente subhorizontal de direção NNW-SSE. A oeste da região mapeada afloram os pelitos da Formação Serra de Santa Helena em contato tectonizado com a Formação Sete Lagoas, da mesma forma que na porção central da área, com essa superfície de descolamento dobrada em grande escala (ver anexos 5 e 6).

Fotolineamentos

As principais feições lineares existentes nessa área, foram analisadas a partir de fotografias aéreas na escala de 1:25.000, objetivando a identificação das direções preferenciais dos lineamentos, seus padrões de distribuição em cada domínio das regiões pesquisadas e consequentes relações com os sistemas de juntas e falhas.

Dessa forma, as direções obtidas da fotointerpretação, conforme os mapas de fotolineamentos das sequências do Supergrupo Espinhaço, do Grupo Macaúbas e do Grupo Bambuí (anexo 7), foram lançadas em diagramas de roseta. O significado dos mesmos é discutido a seguir.

Na região de Cardeal Mota, para as litologias do Supergrupo Espinhaço, só aparecem bem marcados os fotolineamentos N10-20°W, representando os traços da foliação dominante, com outras direções mostrando um caráter mais secundário.

Nas rochas do Grupo Macaúbas, observa-se uma moda principal de direção N20-30°W, marcando os traços da foliação principal. Observa-se ainda, fotolineamentos de direção N90°E e N50-60°W, com este último associado ao conjunto de juntas N50°W, observado no campo.

O Grupo Bambuí encontra-se bem marcado por um conjunto de lineamentos de direção N30°W, marcando os traços da foliação na área estudada. Observa-se ainda, um conjunto de fotolineamentos com direção em torno de N50°W associados ao conjunto de fraturas N40-50°W.

As conclusões obtidas da análise dos fotolineamentos nessa área, são semelhantes às observadas na região de Presidente Juscelino.

4.4. INVENTÁRIO ESTRUTURAL E HISTÓRIA DA DEFORMAÇÃO

4.4.1. INTRODUÇÃO

Os mesmos elementos estruturais observados na Região de Presidente Juscelino foram encontrados na Região de Cardeal Mota e descritos a seguir.

A geometria sigmoidal das foliações, as estruturas do tipo S/C, as lineações, o sentido das dobras de arrasto nas zonas de cisalhamento e as sombras de pressão, foram os indicadores usados na análise cinemática da região de Cardeal Mota e também estudados no

capítulo anterior, evidenciando a importância do cisalhamento simples na fase D_1 e indicando um transporte tectônico de leste para oeste.

Vale ressaltar que o estudo desses elementos evidenciou uma mesma história evolutiva para essa região, em comparação com a região de Presidente Juscelino.

4.4.2. ANÁLISE DESCRITIVA

Megadobras

As megadobras observadas na região de Cardeal Mota, especialmente marcadas nas rochas do Supergrupo São Francisco, apresentam-se, por vezes, associadas a uma clivagem espaçada (S_2), da mesma forma que na região de Presidente Juscelino. São dobras F_2 amplas (classe 1B de Ramsay), representando uma última fase de dobramentos que atuou na área estudada.

Na região de Cardeal Mota, o **domínio 1**, representado pelas litologias do Supergrupo Espinhaço, apresenta uma deformação de caráter mais rúptil do que na região de Presidente Juscelino, para o mesmo domínio. Dessa forma, não foram evidenciadas megadobras do porte das encontradas naquele setor. De um modo geral, a superfície S_0 acha-se muito bem exposta, sendo que nas zonas de cisalhamento esse elemento aparece extremamente modificado ou transposto. A figura 4.1 mostra o diagrama de isolinhas das medidas de S_0 (polos plotados) no Supergrupo Espinhaço, com máximos em torno de $N30-35^\circ W/25^\circ NE$.

No perfil pela MG-010, o acamamento nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço apresenta uma atitude em torno de $N30-50^\circ W/25^\circ NE$, com *ripples* assimétricos indicando transporte sedimentar de SE para NW.

Observam-se assim, apenas dobras de menor porte, como por exemplo um antifforme dentro da Formação Santa Rita, na estrada para a Cachoeira do Cornélio, próximo ao contato com os quartzitos da Formação Galho do Miguel (ponto 458, anexo 8). Trata-se de uma dobra

aberta, com vergência para W, apresentando charneira subhorizontal, com direcionamento NNW-SSE e comprimento da ordem de 1 km.

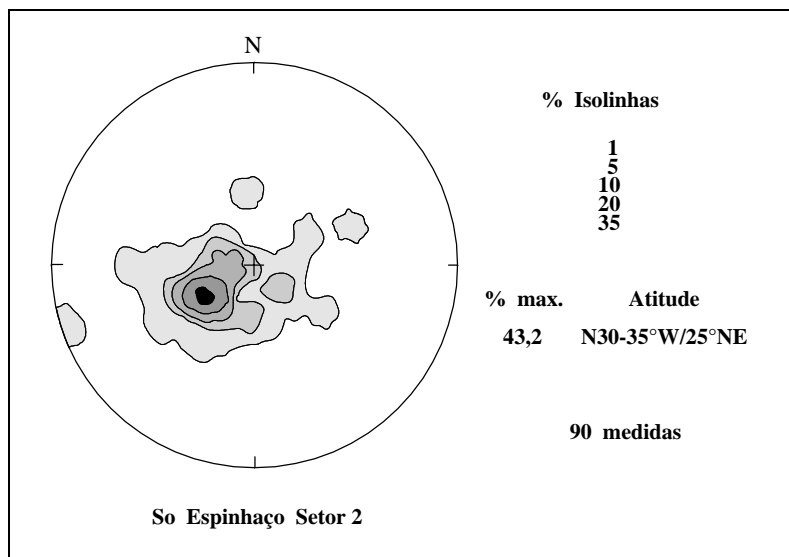


Figura 4.1 - Diagrama sinóptico do acamamento no Supergrupo Espinhaço na região de Cardeal Mota.

O **domínio 2** é caracterizado nessa região por um comportamento bem mais dúctil, semelhante ao observado na região de Presidente Juscelino. Este comportamento é bastante influenciado pela reologia, especialmente falando dos carbonatos dolomíticos da Formação Sete Lagoas.

As megadobras observadas nesse domínio, de um modo geral, representam culminações antiformais e depressões sinformais, com as mesmas características das megadobras observadas na região de Presidente Juscelino. São dobras triclinicas e, portanto, fortemente assimétricas, com vergência para W e charneiras, normalmente com duplo caimento, podendo mergulhar suavemente para NNW, como no caso da Serra da Caetana (ver anexo 5), onde se observa um grande antiforme de mais de 5 km de extensão por 1,5 km de largura, com comprimento de onda da ordem de 2,5 km. Essa feição é limitada, à norte, pelo lineamento da Bocáina.

Na janela estrutural no vale do Rio Cipó, observa-se uma grande culminação antiformal, caracterizada por suaves ondulações menores da superfície de acamamento (ver anexos 5 e 6). Essas ondulações, apresentam charneiras com caimento para NNW e extensão da ordem de 1 km de comprimento, aproximadamente. Foram mapeados, dessa forma, dois

antiformes e um sinforme, com espaçamento de cerca de 200 m. No Rio Cipó (ponto 517, anexo 8), próximo ao contato com os carbonatos do Grupo Bambuí, o acamamento ocorre suavemente dobrado com atitude aproximadamente N-S/15°W.

Na porção noroeste da área, observa-se uma outra janela estrutural do Grupo Macaúbas, caracterizando também uma culminação antiformal, com charneira aproximadamente NNW-SSE, de cerca de 4 km de comprimento e duplo caimento. Em geral, verifica-se um caimento suave para SSE e abrupto para NNW.

No Grupo Macaúbas, o acamamento apresenta-se de difícil reconhecimento nos diamictitos dessa unidade, devido a sua natureza maciça. No entanto, pode aparecer bem exposto, como por exemplo, nos quartzitos aflorantes no leito do Rio Cipó (ponto 309, anexo 8), nas imediações da MG-010, onde essa superfície encontra-se suavemente ondulada, exibindo marcas de onda assimétricas, que fornecem indicação de transporte sedimentar para N65°W, S85°E e N50°E, e estratificações cruzadas de grande porte (Foto 4.1). A figura 4.2 mostra o diagrama de isolinhas das medidas de acamamento (polos plotados) do Grupo Macaúbas, indicando máximos em torno de N30-35°W/25°NE.

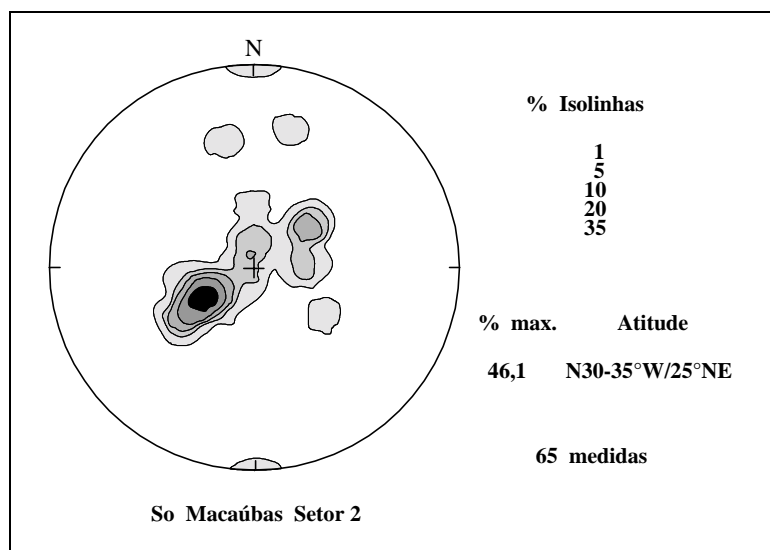


Figura 4.2 - Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Macaúbas na região de Cardeal Mota.

Nas proximidades da confluência do Ribeirão das Areias com o Rio Mascote (ponto 471, anexo 8) e também no pé da Serra da Caetana, o acamamento foi identificado em quartzitos do Grupo Macaúbas, com atitude de N20-35°W/20°NE, tendo sido também

observado uma foliação mergulhando mais acentuadamente para ENE, caracterizando o flanco normal de um sinclinal de charneira NNW-SSE, subhorizontal, que ocorre acompanhando a margem direita do Rio Mascote.

No Grupo Bambuí, a superfície S_0 encontra-se frequentemente transposta e obliterada pela foliação milonítica, tornando-se, por vezes, de difícil reconhecimento, devido à intensidade das deformações. Observa-se nas rochas carbonáticas (localmente são mármorees dolomíticos grosseiros) apenas um bandamento formado por intercalações de níveis filíticos fortemente cisalhados, com dobras intrafoliais. Dessa forma, o intenso dobramento associado aos descolamentos observados, levaram, em vários locais, ao mascaramento desta superfície. O diagrama de isolinhas das medidas do acamamento (polos plotados) feitas no Grupo Bambuí, evidencia, conforme figura 4.3, pontos com máximo de frequência de atitudes em torno de $N30-55^\circ W/10-15^\circ NE$.

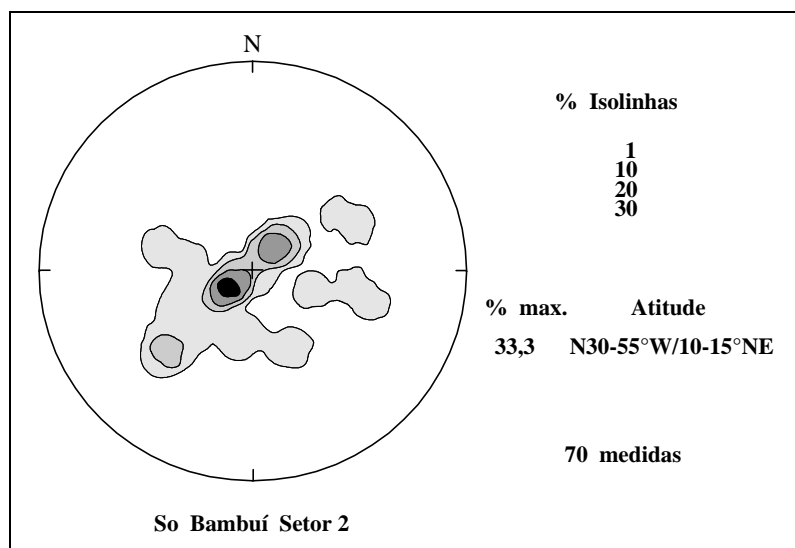


Figura 4.3 - Diagrama sinóptico do acamamento no Grupo Bambuí na região de Cardeal Mota.

Na Formação Sete Lagoas, no Morro da Pedreira (porção central da área mapeada, anexo 5), destaca-se um conjunto bastante complexo de dobramentos desarmônicos estruturado no flanco vertical de um megasinforme, aparentemente com charneira caindo para SSE nessa porção, e mostrando forte vergência para W. Na parte centro-sudeste da área, observa-se um sinforme ao longo do Rio Mascote, já citado anteriormente.

Na Formação Serra de Santa Helena, ao norte de Cardeal Mota, verifica-se uma grande cunha ou depressão sinformal com caimento tanto para SSE como para NNW e vergência forte para W, possivelmente descolada do seu substrato, no caso, a Formação Sete Lagoas.

Mesodobras

Da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, foram observadas duas famílias de dobras: F_m (presentes em zonas miloníticas), F_1 (associadas à superfície S_1) e F_2 (associadas à S_2 , superposta às anteriores e já descrita no ítem das megadobras).

Dobras F_m

De um modo geral, nessa região, essas dobras foram mais evidenciadas no domínio 2. Nos quartzitos do Grupo Macaúbas as dobras F_m são caracterizadas por mesodobras invertidas e dobras de arrasto vergindo para W. No Córrego da Bocáina, por exemplo, nas proximidades da falha de empurrão que coloca os Quartzitos Macaúbas por sobre as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (ponto 411, anexo 8), o acamamento pode aparecer subverticalizado e até invertido, caracterizando flancos inversos de mesodobras, com a foliação mergulhando menos acentuadamente.

Nos mármore da Formação Sete Lagoas, próximo a Cardeal Mota, observam-se excelentes exposições de dobras em bainha onde cortes realizados para extração de mármore (Morro da Pedreira e Mineração Paraúna), permitem a visualização tridimensional dessas estruturas, com os níveis filíticos subordinados marcando de forma admirável o seu contorno (Foto 4.4). Os cortes perpendiculares a L_m exibem feições que lembram padrões de interferência do tipo domo e bacia. Já os cortes paralelos a L_m e perpendiculares a S_m mostram que a foliação milonítica na seção apical das dobras em bainha intercepta o bandamento de níveis filíticos em ângulos variados.

Observam-se ainda, outro aspecto das dobras F_m , que são dobras isoclinais (Foto 4.5), nas quais a foliação S_m é subparalela ao bandamento de níveis filíticos nos flancos,

transpondo este bandamento nas zonas de charneira. As dobras intrafoliais que aparecem, por exemplo, nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena (ponto 584, por exemplo, anexo 8) e nos carbonatos da Formação Sete Lagoas (pontos 324, 407 e 500, anexo 8), também mostram esse aspecto de transposição. Vale ainda ressaltar que a lineação de interseção apresenta variações de atitude, sugerindo uma rotação na direção de L_m .

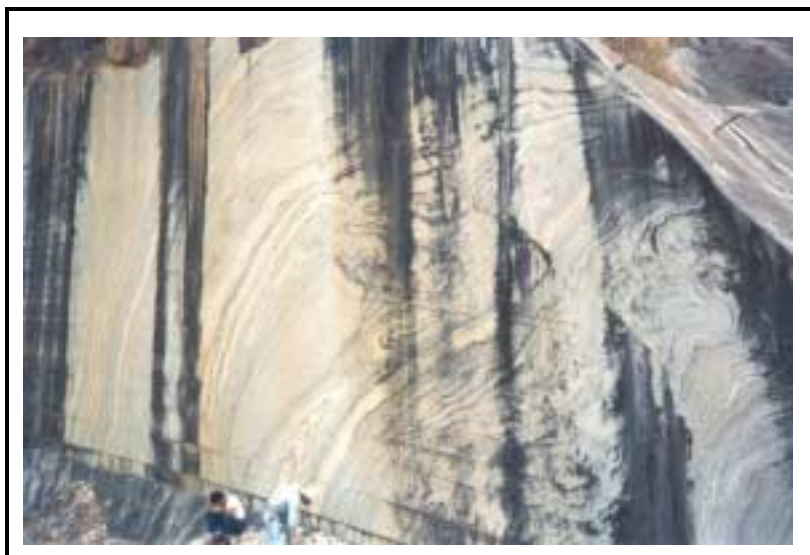


Foto 4.4 - Dobras F_m em mármore da Formação Sete Lagoas (Morro da Pedreira, ponto 400, anexos 1 e 4), evidenciando típicas dobras em bainha com níveis filíticos associados, marcando o seu contorno.



Foto 4.5 - Dobras isoclinais recumbentes e intrafoliais de geração F_m em mármore da Formação Sete Lagoas (proximidades do Rio Cipó, ponto 500, anexos 1 e 4), evidenciando vergência tectônica para W.

Nas proximidades do Córrego da Bocáina, nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, observam-se dobras intrafoliais associadas a intensas venulações de calcita. Essas dobras mostram, por vezes um aspecto caótico. No Rio Parauninha (pontos 444 e 445, anexo 8), esses carbonatos estão bem deformados, com mesodobras isoclinais vergindo para SW e charneira caindo suavemente para SE.

No perfil do Rio Cipó, nas imediações de uma pedreira de mármore desativada (ponto 500, anexo 8), também são observadas intensas dobras isoclinais recumbentes e intrafoliais vergindo para W (Foto 4.5), com dobras parasíticas associadas vergindo para E.

Nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena (ponto 436, anexo 8), observam-se dobras isoclinais e dobras complexas F_m , associadas a uma foliação de plano axial redobrada por F_2 de charneira N-S.

No Rio da Bocáina (pontos 406 e 407, anexo 8), o acamamento aparece frequentemente paralelo a foliação, com atitude $N30^\circ W/20^\circ NE$, algo que transposto, com dobras intrafoliais e caóticas. Na Gruta do Gentio (ponto 324), bem como no perfil na MG-010 (ponto 504) e no contato dos carbonatos dolomíticos do Bambuí com os quartzitos Macaúbas (ponto 400, Morro da Pedreira e ponto 566, pedreira de mármore da mineração Paraúna), S_0 foi identificado e medido com atitude $N35-60^\circ W/10-45^\circ NE$, paralelamente à foliação, exibindo intensas dobras intrafoliais. Na porção mais a oeste da área estudada (pontos 579 e 580), próximo ao Rio Cipó, as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí estão laminadas e mergulham em torno de 10 a 15° para W. Os pelitos do Grupo Bambuí também apresentaram acamamento com atitudes em torno de $N40^\circ W/15-30^\circ NE$ (ponto 567).

Dobras F_1

Apresentam amplitudes desde a escala centimétrica a métrica, normalmente com vergência para oeste e associada à foliação S_1 , de plano axial, geralmente paralela. São dobras, geralmente abertas, muito semelhantes às da região de Presidente Juscelino, até mesmo quanto ao mecanismo de dobramento envolvido, caracterizando dobras inicialmente geradas por deslizamento flexural, que evoluíram para dobras de cisalhamento. Da mesma forma que as dobras F_m , para essa região, as dobras F_1 são mais evidentes no domínio 2.

No Grupo Macaúbas, no perfil no Rio Parauninha (ponto 448, anexo 8), através da relação entre S_1 e S_0 , permitiu-se a caracterização de F_1 (mesodobras assimétricas com vergência para W). No Rio da Bocáina, cortando a Serra da Farofa (ponto 427), observam-se dobramentos dessa fase com charneiras mergulhando em torno de 5° para $N20^\circ W$ e $N20^\circ E$.

Próximo a nascente do Ribeirão das Areias, foi observado um pequeno sinforme de pouco mais de 1,5 km de extensão, com vergência para W, orientação NNW-SSE e charneira localmente subhorizontal. No perfil do Rio da Bocáina, em quartzitos dessa unidade (ponto 411, anexo 8), foram observadas dobras *en echelon* associadas à transcorrência que atua nesse local, com charneira apresentando atitude $N55^\circ E/20^\circ$, nitidamente rotacionada.

No Grupo Bambuí, em pelitos da Formação Serra de Santa Helena (ponto 568, anexo 8), observam-se mesodobras vergindo para NNW, associadas a uma foliação de plano axial $N20^\circ W/20^\circ NE$.

Foliações

Da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, destacam-se as superfícies S_1 e S_m , ressaltando-se ainda a presença de S_2 . As principais características desses elementos serão descritas a seguir.

Foliação S_1/S_m

Na área mapeada, esse elemento é marcado, de um modo geral, pela orientação preferencial de filossilicatos, bem como pelo plano de achatamento de seixos (diamictitos do Grupo Macaúbas), sendo plano axial de dobras F_1 e F_m . Essas superfícies (S_1 e S_m), de um modo geral, caracterizam formas de expressão das deformações intra e interestratais, observadas em toda a área estudada.

No **domínio 1**, os quartzitos do Supergrupo Espinhaço estão caracterizados por uma foliação bem intensa, sigmoidal e, frequentemente, em zonas de milonitização, onde são observadas transições de S_m para S_1 , a medida que se afasta das faixas milonitizadas. De um

modo geral, a figura 4.4 mostra o diagrama de isolinhas das medidas de foliação (polos plotados) no domínio 1, na região de Cardeal Mota, indicando máximos em torno de N15°W/35-45°NE.

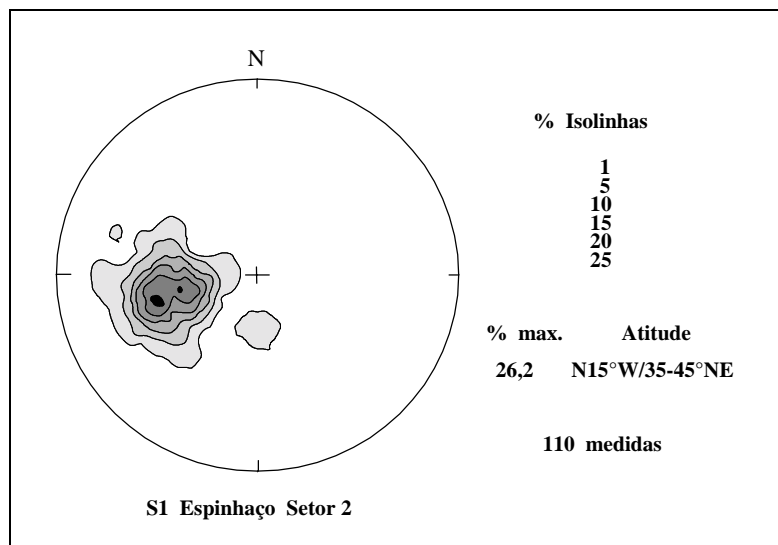


Figura 4.4 - Diagrama sinóptico da foliação no Supergrupo Espinhaço na região de Cardeal Mota.

No perfil da Serra do Cipó (MG-010), na zona de cavalgamento que coloca os quartzitos e metassiltitos do Supergrupo Espinhaço por sobre os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas, a foliação S_1 , anastomótica e apresentando atitude N-S/40°E, corta o acamamento nos quartzitos, transicionando para S_m nos metassiltitos, onde é bem mais intensa. Observam-se intensas venulações de quartzo associada a superfície S_m .

Na estrada para a Usina Dr. Pacífico Mascarenhas, próximo ao Rio Parauninha (ponto 451, anexo 8), a foliação N0-20°W/50-60°NE, corta o acamamento S_0 , caracterizando planos de cisalhamento.

No **domínio 2**, envolvendo as sequências pertencentes ao Supergrupo São Francisco, a foliação também encontra-se definida pelas superfícies S_1 e S_m . Os diagramas de isolinhas das medidas da foliação (polos plotados) nos grupos Macaúbas e Bambuí, evidenciam máximos em torno de N15°W/50°NE e N5-25°W/25°NE, respectivamente (figs. 4.5 e 4.6).

Nas proximidades do Rio da Bocaina (ponto 411), a foliação N10°W/40°NE é bastante anastomótica nos quartzitos do Grupo Macaúbas, com nítida vergência para W, sendo também

observadas feições do tipo CC´(Foto 4.6), também expressando a deformação intraestratal nessa unidade.

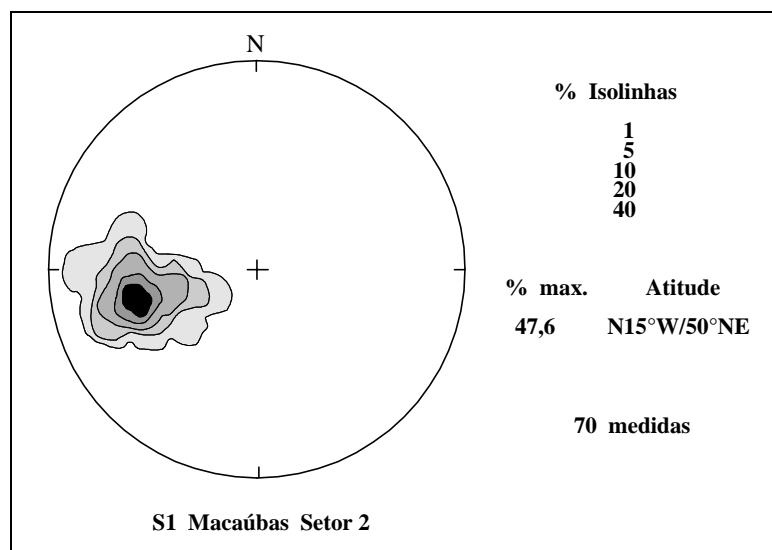


Figura 4.5 - Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Macaúbas na região de Cardeal Mota.

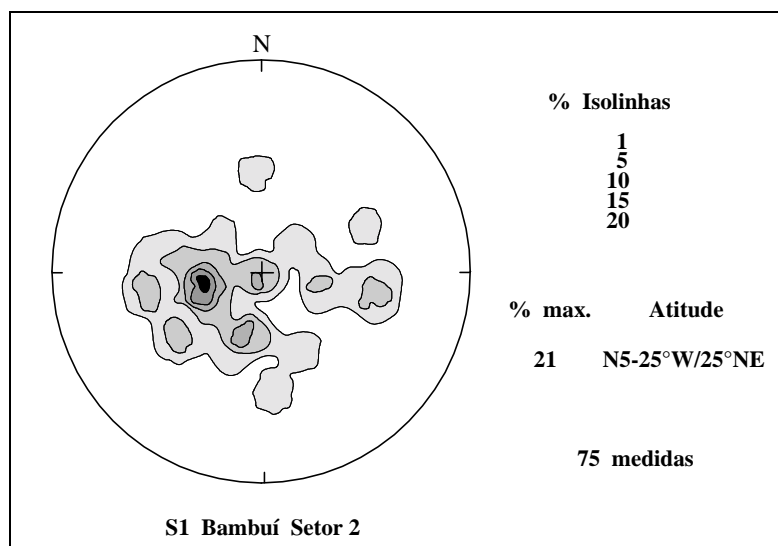


Figura 4.6 - Diagrama sinóptico da foliação no Grupo Bambuí na região de Cardeal Mota.

No Ribeirão Soberto (Córrego Vacaria), próximo a MG-010, a foliação N20°W/30°NE é molinítica em diamictitos do Grupo Macaúbas, envolvendo seixos diversos e indicando sentido de movimentação de E para W (ponto 486, anexo 8). Na MG-010 (ponto 491), também observa-se que essa foliação é de mais baixo ângulo, com seixos deformados

envoltos pela mesma. De modo geral, o acamamento nesse ponto está bastante modificado pela foliação milonítica, praticamente irreconhecível.



Foto 4.6 - Foliação S_m anastomótica em quartzitos do Grupo Macaúbas aflorantes no Rio da Bocaina (ponto 411, anexos 1 e 4), mostrando bandas de cisalhamento do tipo CC'.

Nos diamictitos, é comum a presença de intensas venulações de quartzo e óxido de ferro com caráter brechóide, associados a zonas de cisalhamento. Nas cangas quartzo-ferruginosas presentes em zonas de falha, a foliação pode passar despercebida, ou com caráter incipiente. Nos quartzitos, pode-se observar um fraturamento intenso. Foi evidenciada ainda, uma foliação $N20^{\circ}W/65^{\circ}NE$ em filitos manganesíferos que ocorrem na porção oriental da Serra da Caetana.

Nas proximidades do Rio Parauninha, a foliação é sigmoidal com atitudes variando desde $N-S/20^{\circ}E$ até $N35-45^{\circ}W/35-50^{\circ}NE$ (ponto 446, anexo 8) e os sigmoides indicam vergência para W. Por vezes, S_m associa-se a veios de quartzo ligeiramente boudinados segundo o plano YZ, com atitude $N20^{\circ}W/60^{\circ}NE$. Nas proximidades da Fazenda Santo Antônio, (pontos 559 e 560, anexo 8), foram identificados diamictitos do Grupo Macaúbas cisalhados pela foliação milonítica.

Nos carbonatos do Grupo Bambuí, nas imediações da Gruta do Gentio, próximo ao Rio Parauninha, a foliação $N45^{\circ}W/45^{\circ}NE$ é caracterizada por feições sigmoidais com indicação de movimentação de E para W. Nos carbonatos encontrados próximo ao *Front* do Espinhaço (pontos 406 e 407 do anexo 8), a foliação $N20^{\circ}W/30^{\circ}NE$ possui caráter milonítico,

ocupando uma posição plano axial de dobras isoclinais recumbentes e intrafoliaais, vergentes para W. Normalmente, aparecem venulações caóticas de calcita associadas, podendo a foliação S_m aparecer nas mais variadas posições, cortando o bandamento filítico, quando este acompanha a envoltória de dobras complexas (pitigmáticas). Localmente, em carbonatos dessa unidade, observam-se dobras parasíticas com vergência para E (ponto 500).

Nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena, a foliação S_m N-S/20°E é intensa e está associada a dobras F_m vergindo para W. Em alguns locais, pode estar crenulada e apresentando atitude N20°W/45°SW.

Foliação S_2

Uma foliação tardia, superposta aos elementos anteriormente descritos, foi identificada em alguns locais da área estudada (pontos 411 e 436, anexo 8). Essa estrutura pode ser caracterizada como uma clivagem espaçada no sentido de Davis (1984), associada aos dobramentos F_2 tardios de eixo aproximadamente N-S. Normalmente é constituída por planos irregulares e dispostos em leque com relação às dobras F_2 , ocorrendo associada a litologias mais competentes como quartzitos e calcários. Na região de Cardeal Mota, de uma maneira geral, S_2 apresenta-se com planos espaçados que mergulham para leste com ângulos elevados, conferindo-lhe uma característica que lembra fraturas subverticalizadas. Também foi observada nas proximidades do Rio Parauninha (ponto 461, anexo 8), apresentando-se como uma clivagem espaçada de atitude N-S/50°E.

Lineações

Lineação de Estiramento

O diagrama estereográfico com as lineações de estiramento no **domínio 1** (Supergrupo Espinhaço), na região de Cardeal Mota, aponta para máximos de frequência em torno de N90°E/25-30° (Fig. 4.7).

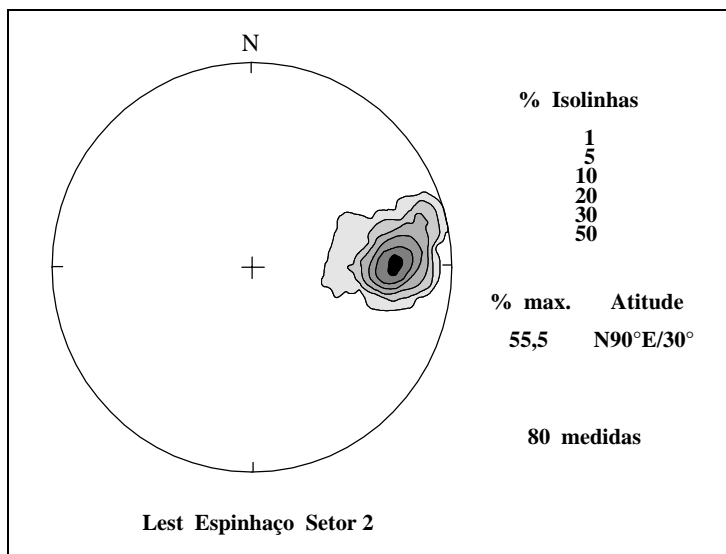


Figura 4.7 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento Supergrupo Espinhaço na região de Cardeal Mota.

A lineação de estiramento é evidenciada pelo estiramento de grãos de quartzo e pelo alinhamento da muscovita em quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Também pode aparecer indicada por estrias, associadas a zonas de cisalhamento, sob a forma de fibras em veios de quartzo e por sombras de pressão.

No **domínio 2**, a lineação de estiramento está representada nos diagramas estereográficos dos grupos Macaúbas e Bambuí (Figs. 4.8 e 4.9). No Grupo Macaúbas, L_{est} aponta para máximos em torno de $N90^{\circ}E/30^{\circ}$ e, no Grupo Bambuí, apresenta máximos de $N90^{\circ}E/20^{\circ}$.

Esse elemento é marcado pelo alongamento de seixos e de porfiroclastos em diamictitos, bem como em estrias encontradas em quartzitos do Grupo Macaúbas. Observa-se ainda, o estiramento de minerais em carbonatos do Bambuí e, em zonas de cisalhamento, a lineação L_m aparece em níveis de quartzo fibroso. No ponto 500 (anexo 8), em carbonatos da Formação Sete Lagoas, essa lineação mergulha em torno de $15-20^{\circ}$ para W.

Comparando a posição da lineação de estiramento em relação aos planos de foliação observados nessa região (ver estereogramas), de um modo geral, esse elemento apresenta uma obliquidade em torno de $80-85^{\circ}$ nos dois domínios estudados.

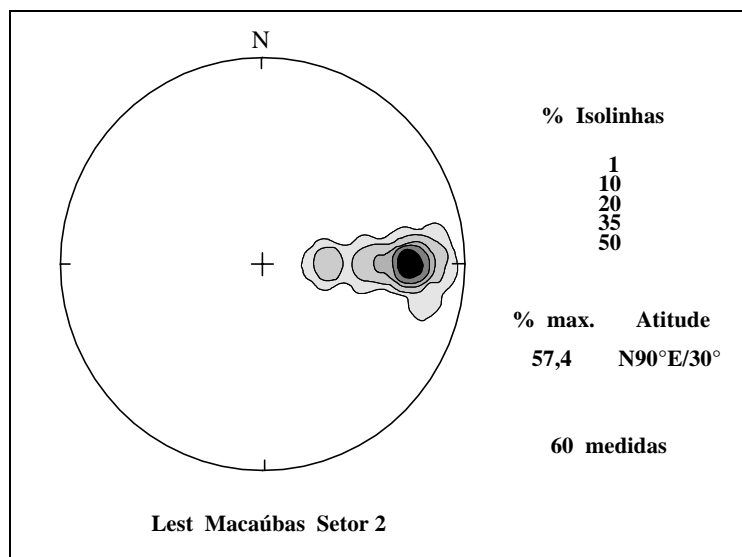


Figura 4.8 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Macaúbas na região de Cardeal Mota.

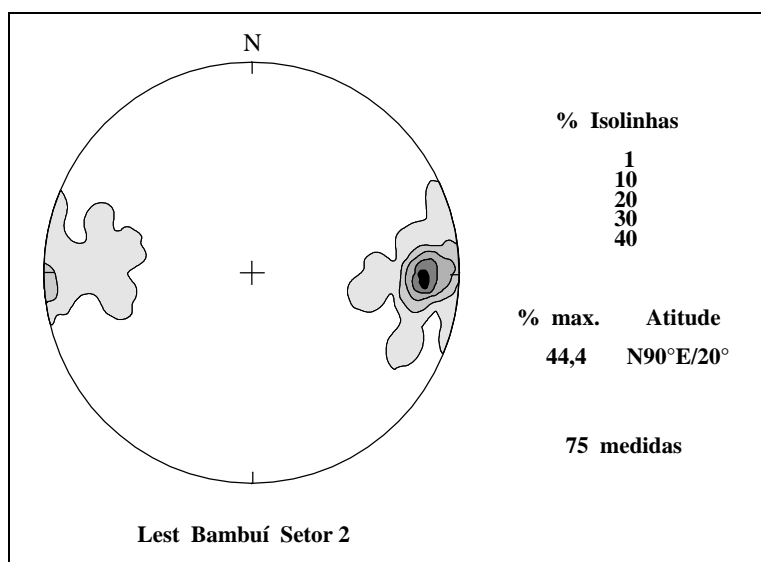


Figura 4.9 - Diagrama sinóptico da lineação de estiramento no Grupo Bambuí na região de Cardeal Mota.

Lineação de Interseção

O diagrama estereográfico de L_{SoxS1} no **domínio 1** (Supergrupo Espinhaço), evidencia máximos de frequência em torno de N5-10°E/10-15°, com uma tendência geral para NNE (Fig. 4.10).

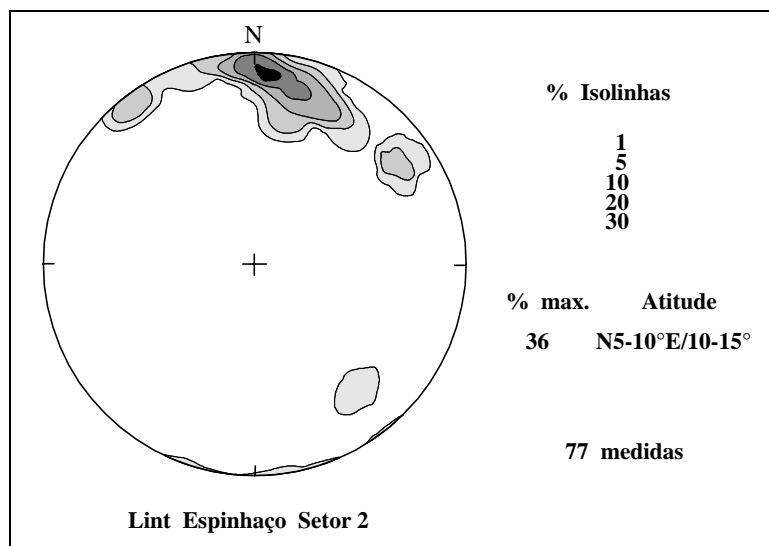


Figura 4.10 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Supergrupo Espinhaço na região de Cardeal Mota.

No **domínio 2** (Supergrupo São Francisco), L_{SoxS1} encontra-se representada nos diagramas estereográficos dos grupos Macaúbas (Fig. 4.11) e Bambuí (Fig. 4.12).

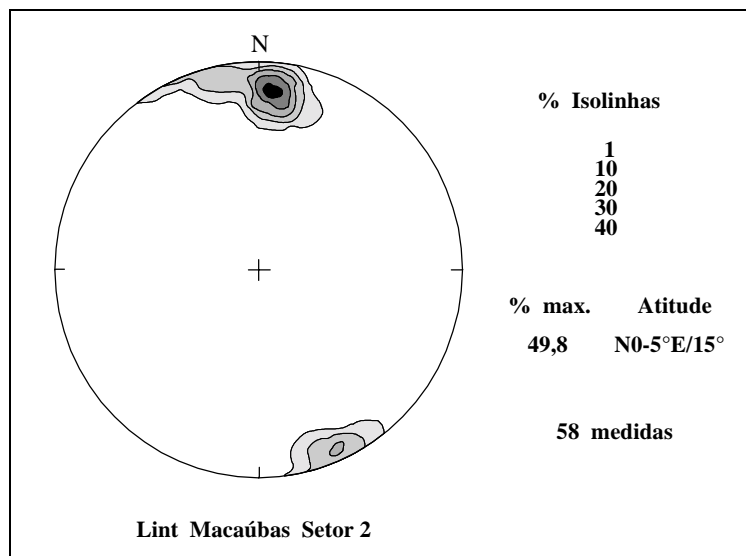


Figura 4.11 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Macaúbas na região de Cardeal Mota.

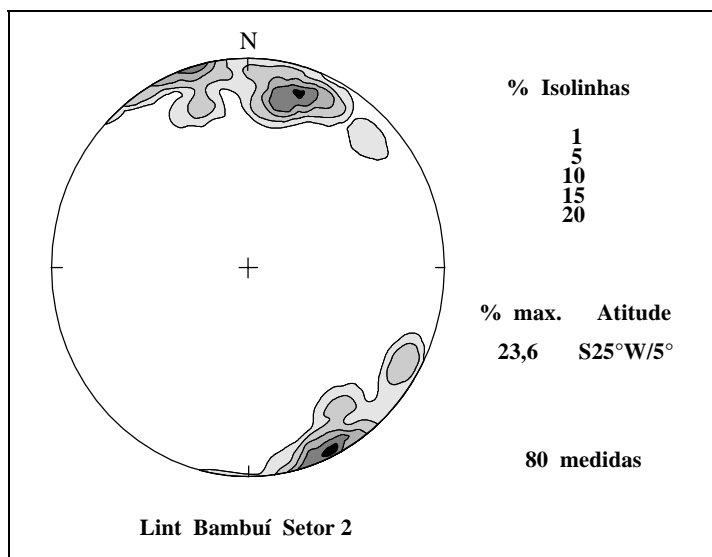


Figura 4.12 - Diagrama sinóptico da lineação de interseção no Grupo Bambuí na região de Cardeal Mota.

No Grupo Macaúbas, a lineação de interseção ocorre com máximos em torno de $N0-5^{\circ}E/15^{\circ}$, com tendência para NNW e SSE. No Grupo Bambuí, L_{int} aponta para máximos em torno de $S25^{\circ}E/5^{\circ}$ com tendência geral para SSE.

A lineação de interseção entre S_0 e S_1 apresenta algumas variações de caráter bastante importante, sugerindo rotações nos principais planos de falhas entre os grupos Macaúbas e Bambuí, e entre o Supergrupo Espinhaço em relação aos primeiros. Da mesma forma como foi apontado no capítulo anterior, essas rotações podem estar relacionadas ao desenvolvimento da curvatura dessa porção da Faixa Araçuaí.

Juntas

A seguir serão descritos, com base nas observações de campo e nos dados de estereogramas, os principais conjuntos de juntas encontrados na área pesquisada.

O diagrama apresentado na figura 4.13 mostra a distribuição espacial das juntas na região de Cardeal Mota, com destaque especial para os seguintes conjuntos de fraturas:

- um conjunto $N90^{\circ}E/90^{\circ}$, sem dúvida o mais evidente, da mesma forma que no setor 1, podendo também aparecer mergulhando forte, em torno de 80° para NE;

- um outro conjunto N30-40°E/90°, também relativamente bem marcado, apresentando também mergulhos fortes para NW;
- um conjunto N40-50°W/90°, ou com mergulhos elevados ora para SW, ora para NE.
- destaca-se ainda, o conjunto de juntas N0-20°W/90°, caracterizando fendas de tração rotacionadas, ocorrendo também com mergulhos bem acentuados para NE ou SW.

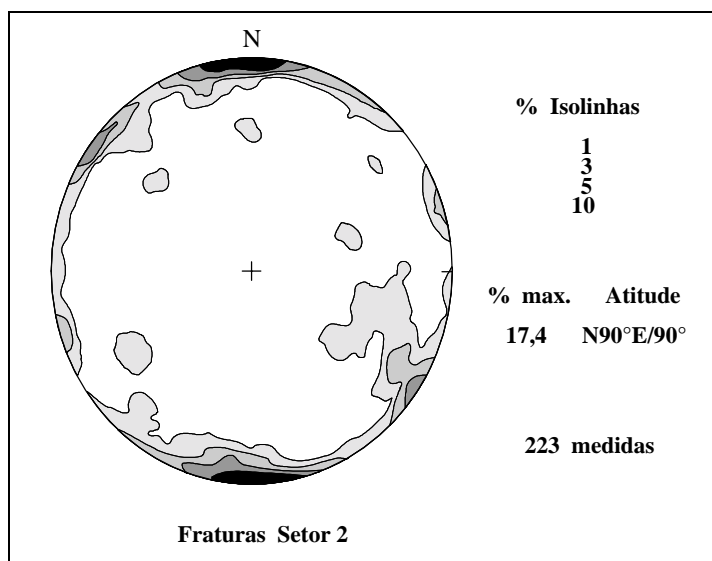


Figura 4.13 - Diagrama sinóptico de fraturas na região de Cardeal Mota.

Os trabalhos de campo possibilitaram a observação de algumas particularidades desses conjuntos. Dessa forma, foi reconhecido um par conjugado entre os conjuntos de juntas N40-50°W e N30-40°E, referente a um único sistema de fraturas de um campo de esforços E-W (Foto 4.7). Esses conjuntos de fraturas, podem, localmente, quando associados a zonas de cisalhamento, representar, respectivamente, as fraturas de riedel R e R'.

O fraturamento N90°W é, sem dúvida, o mais intenso de todos os conjuntos de fraturas, com um espaçamento que pode variar de 1 a 40 cm, onde são caracterizadas zonas de fraturamento mais intenso (pontos 423, 466 e 482 do anexo 8, Foto 4.8) e zonas de fraturamento menos intenso (ponto 467, anexo 8, Foto 4.7), podendo também ser caracterizado por juntas plumosas (Foto 4.9). Frequentemente, esse conjunto aparece deslocando seixos do Grupo Macaúbas e mostrando indicação de movimentação geralmente sinistral, onde o fraturamento é mais intenso, ou por vezes dextral, em níveis mais espaçados,

porém mais raro. No ponto 318, por exemplo, foi observado um rejeito de 15 cm em seixo do Grupo Macaúbas, com indicação cinemática sinistral.



Foto 4.7 - Sistema de Fraturas observado nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço (ponto 467, anexo 4), mostrando o par conjugado NW-SE e NE-SW, e o conjunto de fraturas E-W como bissetor.

De um modo geral, o conjunto de juntas E-W pode ser classificado como transversais em relação às dobras F_1 , podendo também estar associado a estruturas de segunda ordem relacionadas às falhas de rasgamento na área. Os conjuntos $N30-40^\circ E$ e $N40-50^\circ W$ estariam, no caso, em posição diagonal, e o conjunto $N0-20^\circ W$ em posição longitudinal em relação às dobras de F_1 , subparalelamente a foliação e, frequentemente preenchidas por quartzo.



Foto 4.8 - Fraturamento E-W intenso, em quartzitos da Formação Galho do Miguel nas imediações do Rio da Bocáina (ponto 423, anexo 4), associado à falha de rasgamento da Bocáina.



Foto 4.9 - Junta Plumosa N90°E/90°, em quartzitos da Formação Galho do Miguel, evidenciando o campo de esforços E-W da região.

Falhas

As falhas observadas nessa região, correspondendo a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, distribuem-se, da mesma forma como verificado na região de Presidente Juscelino, em três categorias principais:

- falhas reversas com traço geral NNW-SSE, presentes em todas as unidades e mergulhando em torno de 40-50° para ENE;
- falhas transcorrentes de rejeito variável, com direção aproximadamente E-W e também WNW-ESE;
- falhas de aleitamento ou descolamentos, observados nos supergrupos Espinhaço e São Francisco, sendo que, neste último, aparecem evidenciando janelas estruturais.

Falhas Reversas

A borda ocidental da Serra do Cipó, na região de Cardeal Mota é marcada por duas grandes falhas reversas. A primeira, com cerca de 18 km de comprimento na área mapeada, e localizada na parte mais externa da Faixa Araçuaí, caracteriza o contato entre as unidades dos grupos Macaúbas e Bambuí. A segunda, com aproximadamente a mesma extensão, separa o Supergrupo Espinhaço do Grupo Macaúbas (ver mapa e perfís CC'e DD'em anexo). Essas falhas caracterizam a zona limite do Cráton do São Francisco e, como já definido anteriormente, o *Front* do Espinhaço.

Na porção norte da área mapeada, nas imediações da Fazenda Padre José (Rio Parauninha) e segundo uma direção NNW-SSE, paralela ao curso do Córrego Chapéu do Sol (ponto 456), a falha de empurrão entre os grupos Macaúbas e Bambuí tem seu plano mergulhando em torno de 40° para ENE. Para norte, o traço dessa falha sofre variações, podendo estar associado a um sistema de falhas de rejeito direcional.

Na altura da Cachoeira Véu da Noiva, onde exposições de paraconglomerados Macaúbas podem ser observados no topo da mesma (ponto 533), essa falha tem atitude N10°W/35-40°NE. O acamamento ao longo da subida da serra pela MG-010 é bem visível, com atitudes em torno de N30°W/25°NE, com a lineação de estiramento, por vezes, *dip* no plano da foliação. Na altura do Rio da Bocáina, essa falha é afetada pelo rasgamento que ali ocorre, sendo observados nítidos sinais de deslocamentos direcionais (*strike-slip*). Ao sul do Lineamento da Bocáina, verifica-se uma bifurcação nessa falha, aparentemente sem correspondência na porção norte do lineamento. Mais para sul, essa megafalha aparece cavalgando sequências dentro do próprio Grupo Macaúbas, com traço bem curvo.

Nas proximidades da localidade de Pacífico Mascarenhas, observa-se um grande desnível topográfico representado pelo *Front* do Espinhaço. No Rio Parauninha, essa falha chega a mergulhar em torno de 50-60° para ENE (imediações do ponto 451, anexo 8). Perto da localidade de Chapéu do Sol, na MG-010, o mergulho do plano dessa falha é um pouco menos acentuado, em torno de 40° sempre para ENE. A sudeste da área mapeada, essa falha é também afetada pelo Lineamento da Bocáina.

Na porção nordeste da área mapeada, seguindo a estrada carroçável rumo ao Ribeirão Indequicé e à Cachoeira do Cornélio, observa-se uma falha de empurrão de cerca de 6 km de comprimento, dentro do Supergrupo Espinhaço, colocando os sedimentos da Formação Galho do Miguel por sobre os da Formação Santa Rita (ver perfil DD', anexo 6). O plano dessa falha tem atitude aproximadamente N-S/45°E, como é evidenciado pela foliação principal, com terminações à norte, associada a uma zona de transcorrência no Ribeirão Indequicé, e à sul, onde se comporta como uma falha cega (ver perfil CC', anexo 6). Situação semelhante é observada na porção sudeste da área, onde se verifica uma outra falha reversa marcando o contato entre essas duas formações.

Na porção sudoeste da área, dentro do domínio do Supergrupo São Francisco (domínio 2), observa-se na borda leste da Serra da Caetana (ver anexo 5) uma falha de empurrão colocando o Grupo Macaúbas sobre os carbonatos da Formação Sete Lagoas, com transcorrências associadas (fotointerpretadas).

Na porção Sul, segundo o Ribeirão das Areias e o Córrego da Serra, vale ainda ressaltar uma falha de empurrão com orientação geral NNW-SSE, dentro do Grupo Macaúbas. Ocorrências de Manganês estão associadas a esse falhamento que morre, à norte, na falha de rasgamento da Bocáina.

Falhas Transcorrentes

Na região de Cardeal Mota, no Córrego da Bocáina, observa-se um grande lineamento de orientação aproximadamente E-W, interpretado, a priori, como uma falha de rasgamento, com sentido de movimentação sinistral (Foto 4.3). Durante os trabalhos de campo, não foram

observadas feições que caracterizassem uma movimentação transcorrente de grande porte, como aparenta ser, apenas pequenos rejeitos direcionais marcados pelo deslocamento de seixos do Grupo Macaúbas (Foto 4.10), em vários locais, com um intenso fraturamento associado (Foto 4.11). No entanto, o grande contraste estratigráfico observado entre as sequências de um lado e do outro da falha, especialmente entre os grupos Macaúbas e Bambuí (vide mapa geológico em anexo), pode denotar a existência de uma possível falha de transferência pretérita a inversão da bacia do Espinhaço-São Francisco durante o Ciclo Brasileiro. A falha de rasgamento, seria então de pequeno rejeito, aproveitando esse plano pré-definido.



Foto 4.10 - Mesofalhas E-W transcorrentes em diamictitos do Grupo Macaúbas (ponto 318, anexo 4), evidenciando pequenos deslocamentos de seixos dessa unidade.

Na altura do Ribeirão Indequicé (ponto 464 e adjacentes, ver anexos 5 e 8), observa-se um lineamento de grandes proporções, aparentemente cortando toda a sequência do Supergrupo Espinhaço, na área mapeada. No seu extremo leste, esse lineamento tem

orientação N55°W, passando para N70°W na altura da Cachoeira do Cornélio e, a partir do ponto 463 (anexo 8), adquire uma orientação aproximadamente E-W em direção as sequências do Supergrupo São Francisco, podendo mais adiante infletir para WNW-ESE. Esse lineamento, a exemplo do lineamento da Bocáina, apesar de menos marcante, é interpretado como uma falha de rasgamento de pequeno rejeito, com movimentação sinistral.



Foto 4.11 - Fraturamento intenso E-W em quartzitos do Grupo Macaúbas na escarpa da Serra do Cipó (ponto 312, anexo 4, Cachoeira Veu da Noiva).

No Supergrupo Espinhaço, vale ainda ressaltar algumas transcorrências sinistrais de menor porte na Serra da Bandeirinha, à sudeste da área. Nos quartzitos do Macaúbas, ainda nessa porção, também são observadas transcorrências, indicando sentido de movimentação aparentemente sinistral. Na Serra da Caetana, é ressaltada (por fotointerpretação) uma transcorrência sinistral no contato, por falha de empurrão, entre o Grupo Macaúbas e a Formação Sete Lagoas (anexo 5).

O descolamento na base do Grupo Bambuí e a janela estrutural do vale do Rio Cipó

O esquema clássico para a representação de uma janela estrutural, está mostrado no bloco diagrama da figura 4.14, onde se pode observar rochas de natureza alóctone descoladas de litologias autóctones, estando, estas últimas expostas devido a processos erosionais.

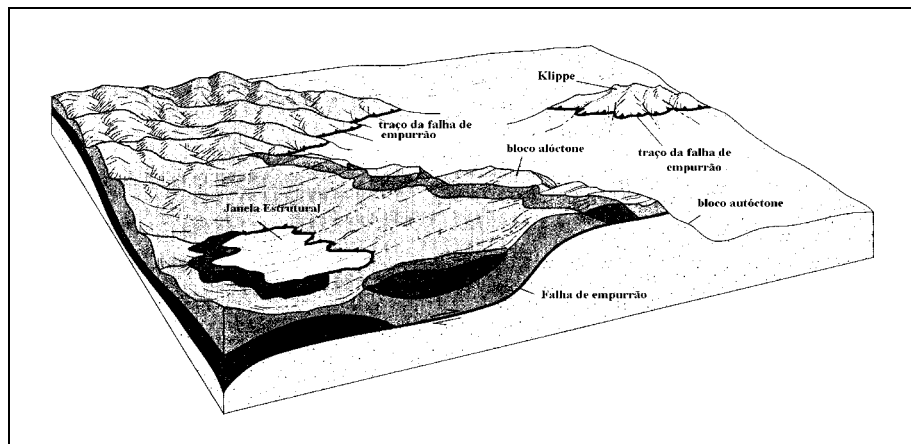


Figura 4.14 - Bloco diagrama ilustrando esquematicamente uma janela estrutural e *decollement* associado, segundo Twiss & Moores (1992).

O mapeamento ao longo da Serra do Cipó e o levantamento detalhado dos perfís CC' e DD' (anexos 5 e 6), na MG-010 (localidade de Cardeal Mota) e no Rio Parauninha (localidade de Pacífico Mascarenhas), respectivamente, permitiram, no âmbito deste trabalho, a cartografia de uma importante superfície de descolamento (*detachment*) separando os carbonatos intensamente deformados do Grupo Bambuí, acima, dos quartzitos e diamictitos suavemente deformados do Grupo Macaúbas, abaixo. O acamamento nesses carbonatos é completamente transposto por uma foliação milonítica penetrativa que é plano axial das dobras isoclinais recumbentes, enquanto que os quartzitos apresentam dobras abertas e clivagens mais espaçadas.

Essa superfície de descolamento, detectada por Magalhães (1988), está dobrada, com mergulho em torno de 20° para W no ponto 476 e em torno de 10° para E no ponto 485. No ponto 500, numa pedra de mármore desativada, observa-se uma lineação de estiramento com atitude N90°W/10-15°, morro abaixo, associada ao intenso cisalhamento que gerou dobras isoclinais recumbentes vergentes para W. Observam-se dentro deste contexto, raras dobras com vergência contrária (para leste), interpretadas como de natureza parasitária. Vale ainda ressaltar que a base da Formação Serra de Santa Helena também está descolada da Formação Sete Lagoas, observando-se também nesses pelitos, notáveis dobramentos recumbentes vergentes para W (anexo 6).

Como foi abordado anteriormente, o contato das seqüências do Grupo Macaúbas com os sedimentos da Formação Sete Lagoas se faz por uma grande falha reversa nas imediações da Cachoeira Véu da Noiva. No perfil CC' (anexo 6) e no mapa geológico (anexo 5), adentrando a bacia, nota-se que no leito do Rio Cipó os quartzitos e arenitos com seixos do Grupo Macaúbas encontram-se novamente expostos, todavia em posição sotoposta aos calcários da Formação Sete Lagoas, caracterizando uma **janela estrutural**. O contato entre essas duas unidades é marcado por uma superfície de cisalhamento paralela ao acamamento. Essa superfície de cisalhamento, dadas as características dos quartzitos e arenitos com seixos acima e abaixo dos carbonatos, que aflora no leito do Rio Cipó, representa um grande descolamento. Como já foi ressaltado em outras oportunidades, os quartzitos e arenitos com seixos, neste local, apresentam-se pouco deformados, como pode ser constatado pela presença de estruturas primárias, onde se pode observar nítidos dobramentos bastantes suaves com as linhas de charneira mergulhando também suavemente para NNW.

Na porção noroeste dessa área, verifica-se uma situação semelhante, com os quartzitos e diamictitos Macaúbas caracterizando uma outra janela estrutural sob a forma de uma grande culminação antiformal (ver mapa do anexo 5). A superfície de descolamento que separa essas unidades, no seu contato leste com os carbonatos Sete Lagoas, nas margens do Rio Parauninha (Gruta do Gentio, ponto 324), mergulha em torno de 30° para ENE, paralela a foliação milonítica. Na porção oeste dessa janela, ocorre situação similar à observada no perfil CC' (anexo 6), na janela estrutural no vale do Rio Cipó.

4.4.3. ANÁLISE CINEMÁTICA

Neste ítem serão apontadas apenas algumas particularidades locais de alguns indicadores cinemáticos evidenciados na Região de Cardeal Mota, cujas características principais já se encontram relatadas no capítulo anterior, e também podem ser atribuídas a essa área. A vergência das dobras F_1/F_m e o sentido de imbricação das falhas de empurrão, ambas para oeste, também são usados como fortes indicadores de movimento e, da mesma forma que os demais, sempre apontam para um sentido de movimentação de leste para oeste.

Vale ainda ressaltar, que os elementos estudados indicam uma considerável importância do cisalhamento simples na deformação.

Geometria Sigmoidal das Foliações

Nessa área, a foliação S_1/S_m aparece com aspecto sigmoidal em muitos locais, sempre indicando sentido de movimentação de leste para oeste.

No perfil da MG-010, os quartzitos do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas apresentam feições sigmoidais da foliação, podendo, em alguns locais, caracterizar a presença de *horses* e *duplexes*, sempre com vergência para W e indicação cinemática reversa, como por exemplo, nos pontos 342 e 346 (Foto 4.12), expressando a deformação intraestratal na região.

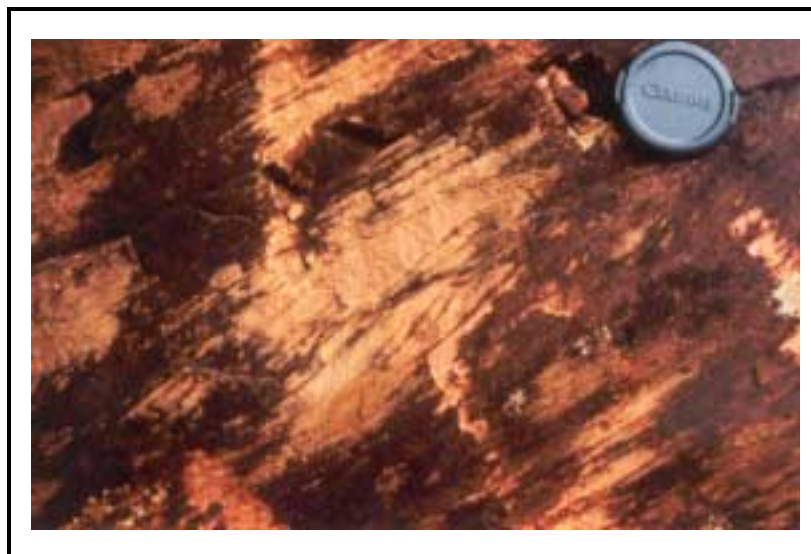


Foto 4.12 - Geometria sigmoidal da foliação em quartzitos da Formação Galho do Miguel (ponto 346, anexo 4), caracterizando duplexes com vergência para W.

Nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, ponto 455 (anexo 8) por exemplo, observa-se a mesma cinemática.

Estruturas do Tipo S/C

Na Serra do Cipó, essas feições S/C foram observadas nos quartzitos da Formação Galho do Miguel, perto do contato com a Formação Santa Rita (ponto 348, anexo 8).

Nos quartzitos do Grupo Macaúbas, próximo a falha de empurrão que os coloca por sobre os carbonatos da Formação Sete Lagoas (ponto 411, anexo 8), são observadas clivagens de crenulação extensionais (foliação C'), indicando movimentação normal para W (Foto 4.6).

Nos carbonatos da Formação Sete Lagoas e nos pelitos da Formação Serra de Santa Helena (pontos 584 e 437 (anexo 8), respectivamente), também foram verificadas feições S/C, evidenciando transporte tectônico para W.

Em seção delgada, as feições S/C nessa área, apresentaram as mesmas características das observadas na região de Presidente Juscelino.

Assimetria das Dobras de Arrasto nas Zonas de Cisalhamento

Dobras de arrasto foram observadas nas zonas de cisalhamento que cortam o bandamento de composição filítica dos mármores da Formação Sete Lagoas, na Serra do Cipó, indicando sentido de movimentação predominante de leste para oeste, tal qual os demais indicadores presentes neste local.

4.5. A ESTRUTURA DOMINANTE DO *FRONT* DO ESPINHAÇO

Na região de Cardeal Mota, foram realizados dois perfís geológicos que possibilitaram a caracterização da zona de contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. O primeiro (perfil CC' do anexo 6, Foto 4.13), foi realizado quase que totalmente ao longo da

MG-010, e o segundo (perfil DD' do anexo 6, Foto 4.14), na altura da localidade de Pacífico Mascarenhas. Esses perfís são aproximadamente transversais ao *trend* regional.

Nessa área, da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, a natureza do contato observado entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, nos perfís realizados, é tectônica, por falha de empurrão, da mesma forma que o contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí.

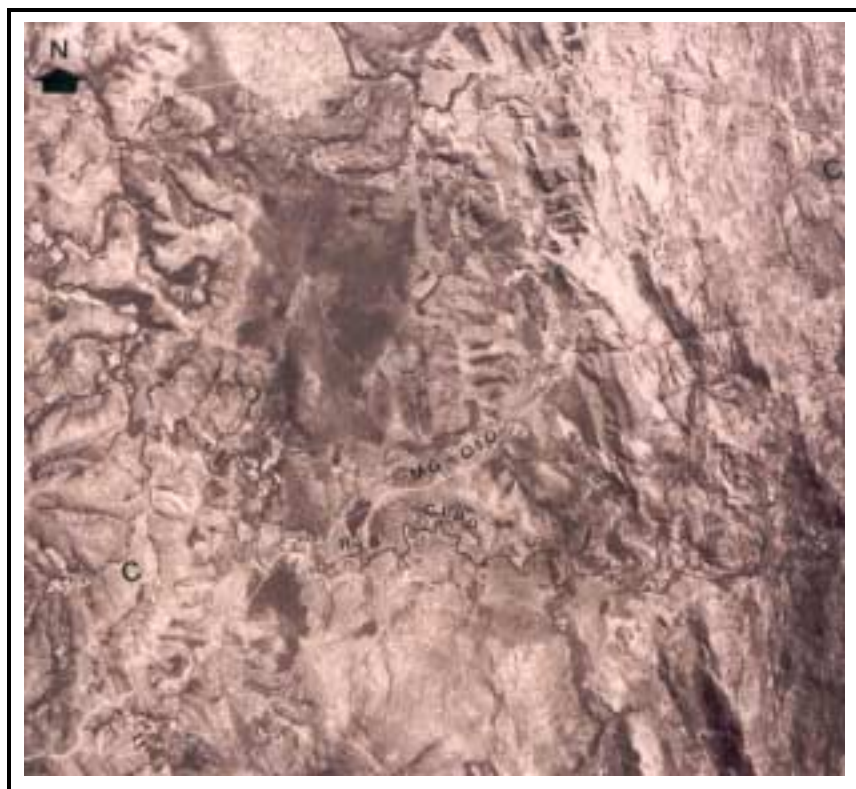


Foto 4.13 - Aerofoto (USAF, 1965) em escala 1:130.000 (aproximada, modificada) da região de Cardeal Mota, mostrando o perfil CC' ao longo da MG-010 (consultar anexo 5 para melhor localização).

No **perfil CC'**, a falha de empurrão que limita o *Front* do Espinhaço mergulha em torno de 40° para ENE. Os sedimentos do Grupo Macaúbas, na zona de contato é fortemente dobrado com nítida vergência para W. Vale ressaltar, no entanto, o caráter mais rúptil da deformação, especialmente para as sequências Espinhaço, quando em comparação com a região de Presidente Juscelino. Associado a esta grande falha de empurrão, observam-se intensas zonas de cisalhamento caracterizadas por estruturas planares sigmoidais e anastomóticas, formando duplexes que variam de escala centimétrica a métrica, indicativas de movimentação reversa e transporte tectônico de leste para oeste.

No **perfil DD'**, na localidade de Pacífico Mascarenhas, a mesma situação se repete, só que o plano dessa falha mergulha bem mais acentuadamente, em torno de 60° para ENE.



Foto 4.14 - Aerofoto (USAF, 1965) em escala 1:130.000 (aproximada, modificada) da região de Cardeal Mota, mostrando o perfil DD' na localidade de Pacífico Mascarenhas, nas imediações do Rio Parauninha (consultar anexo 5 para melhor localização).

Vale ainda ressaltar, que o contato entre as sequências quartzosas e conglomeráticas do Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí (nessa região, sempre com os carbonatos da Formação Sete Lagoas), no perfil ao longo da MG-010, tanto no Morro da Pedreira (ponto 400) como na Pedreira da Mineração Paraúna (ponto 566), se faz por uma grande falha de empurrão, que gerou as espessas zonas de milonitização observadas nos mármores da Formação Sete Lagoas.

No Córrego da Bocáina (ponto 411, anexo 8), o acamamento nos quartzitos Macaúbas encontra-se subverticalizado e até mesmo invertido, caracterizando flancos rompidos de dobras associadas a zonas de cisalhamento, identificando o contato tectônico, por falha de empurrão, entre os sedimentos dos grupos Macaúbas e Bambuí.

4.6. SUMÁRIO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na região de Cardeal Mota, o mapeamento geológico associado ao levantamento de seções geológicas na MG-010 e no Rio Parauninha (anexos 5 e 6), possibilitou a caracterização do *Front* do Espinhaço, zona limite da porção sul do Cráton do São Francisco. O acervo estrutural observado nessa região, permitiu, da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, a caracterização de um evento de deformação progressiva, relativas ao Ciclo Brasileiro, associado a duas fases deformacionais, já sumarizadas no item 3.6 do capítulo anterior.

Todos os elementos aqui descritos já tinham sido anteriormente identificados na área por Magalhães (1988). No decorrer do presente trabalho, efetivou-se a sua cartografia, confirmando boa parte das interpretações do autor mencionado. Apenas no que se refere a cronologia dos descolamentos observados, Magalhães (op. cit.) não tinha se atentado ao fato de que os mesmos estão dobrados por F2.

Na região estudada, as unidades litoestratigráficas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço estão representadas pelos grupos Diamantina (Formação Galho do Miguel) e Conselheiro Mata (Formação Santa Rita). O Supergrupo São Francisco, como igualmente descrito na região de Presidente Juscelino, está representado pelos grupos Macaúbas e Bambuí (formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena).

O ***Front do Espinhaço***, da mesma forma que na região de Presidente Juscelino, caracteriza uma importante feição morfo-estrutural instalada sobre uma zona de falha reversa de orientação geral NNW-SSE, separando os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Na borda oeste da Serra do Cipó, foi caracterizada uma grande falha de empurrão separando sequências do Supergrupo São Francisco (predominantemente do Grupo Bambuí) de quartzitos e paraconglomerados que afloram na escarpa da serra (de posicionamento estratigráfico ainda controvertido, mas atribuídos neste trabalho ao Grupo Macaúbas, de acordo com a equipe do Projeto Espinhaço). No domínio do Supergrupo São Francisco, vale

ainda ressaltar, da mesma maneira como ocorre na região de Presidente Juscelino, a sua estruturação em culminações antiformais e depressões sinformais.

Dessa forma, uma família de megadobras de segunda geração, associadas ou não a falhas de empurrão, que nos metassedimentos do Supergrupo São Francisco (bloco de lapa da falha mestra do *front*), exibem duplo caimento e assimetria em seções transversais e longitudinais (depressões sinformais e culminações antiformais). Algumas dessas culminações antiformais têm cúpula totalmente erodida e, ao expor o descolamento dobrado da base do Grupo Bambuí, dão origem a janelas estruturais no vale do Rio Cipó (Magalhães, 1988) e nas imediações do Rio Parauninha, localidade de Pacífico Mascarenhas, devidamente cartografadas neste trabalho.

Marshak & Alkmim (1989) sugeriram um modelo para a estruturação do Sistema de Cavalgamentos da Cordilheira do Espinhaço, retratando o envolvimento do embasamento e, implicando que a deformação compressional teria reativado antigas falhas normais desenvolvidas durante a formação da Bacia Espinhaço. O modelo também implicaria numa superfície de descolamento se estendendo para oeste, na Bacia do São Francisco, até perto ou mesmo no próprio contato embasamento/cobertura, onde acima dessa superfície de descolamento existiria um duplex envolvendo os carbonatos da Formação Sete Lagoas sobreposto por um teto de estratos mais jovens, menos deformados (formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré).

Com relação ao trabalho de Uhlein (1991), esse autor constatou uma tectônica de escamas afetando as unidades em questão, aliado a uma importante superfície de descolamento basal, com transporte de material para oeste.

O descolamento instalado na base dos carbonatos da Formação Sete Lagoas (Magalhães, 1988), possui grande continuidade e se associa a uma grande gama de estruturas. Essa superfície é de fácil caracterização quando exposta na **janela estrutural do vale do Rio Cipó** (ponto 476, anexo 8). De um modo geral, esses descolamentos tem papel dos mais importantes na evolução tectônica da área, que será discutido mais adiante (cap. 6).

Nessa região, destaca-se ainda uma família de fraturas e falhas transcorrentes E-W de pequeno rejeito e, de maior expressão morfológica, o **Lineamento da Bocáina**, que corresponde, na verdade, a uma intensa zona de fraturamento de rejeito muito pequeno, de

centimétrico a métrico apenas. No entanto, pelo fato dessa falha marcar um grande contraste estratigráfico observado entre as sequências de um lado e do outro da falha, a mesma foi caracterizada como um rasgamento sinistral, com provável função transferente na época da sedimentação.

CAPÍTULO 5

A CURVATURA DA ZONA EXTERNA DA FAIXA ARAÇUAÍ, ENTRE A SERRA MINEIRA E A SERRA DO CIPÓ, E O SIGNIFICADO DO LIMITE DO SEGMENTO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

5.1. FUNDAMENTOS: CURVATURA DE *FOLD-THRUST BELTS*

5.1.1. INTRODUÇÃO

A maioria dos principais cinturões orogênicos apresentam os traços regionais de dobras, falhas e foliações curvos quando vistos em mapa (Fig. 5.1). As idéias de Carey (1955) dão ênfase ao contraste tectônico entre curvaturas primárias, iniciadas com suas formas curvas presentes, e curvaturas secundárias ou oroclinais, resultantes da impressão de um esforço posterior num cinturão orogênico previamente retilíneo. Carey (1955) ainda sugeriu que as curvaturas primárias possivelmente se formam quando orógenos jovens são moldados em margens irregulares de crátons preexistentes.

Marshak (1988) fez a distinção cinemática entre curvaturas em que houve ou não rotação de seus segmentos. Esse autor propôs o termo **arco não rotacional** para uma curvatura cuja direção de seus segmentos não varia durante a evolução do orógeno. O termo **oroclinal** seria usado em referência a uma curvatura em que a direção dos seus segmentos

muda durante e/ou subsequentemente ao desenvolvimento do cinturão orogênico. As definições de Marshak (1988) diferem das de Carey (1955) no fato dessas últimas se basearem somente na ocorrência de mudança na direção (aspecto cinemático), não envolvendo, portanto, o fator tempo.

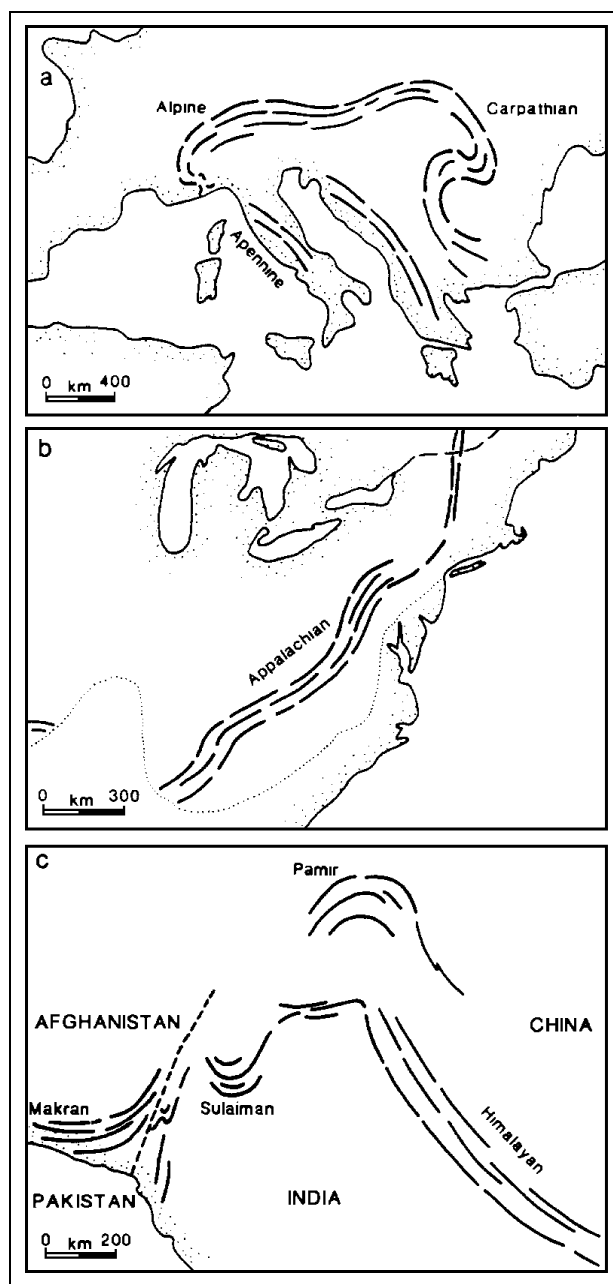


Figura 5.1 - Exemplos de curvaturas de cinturões orogênicos, definidas pela variação no *strike* dos principais elementos estruturais. (a) Cinturão Alpino; (b) Cinturão dos Apalaches; (c) Cinturão Sul-Asiático (modificado de Marshak, 1988).

Curvaturas do tipo *Thick-Skinned* e curvaturas do tipo *Thin-Skinned* são ainda distinguidas. Essa distinção é baseada no fato da curvatura envolver uma porção substancial da crosta, ou se esta é confinada a um nível superficial acima de um descolamento. Marshak (1988) também deu ênfase às curvaturas que se formaram concomitantemente ao *trend* estrutural do orógeno e às que se formaram subsequentemente ao desenvolvimento do *trend*, como uma consequência da impressão de um esforço tectônico posterior. Segundo esse autor, a geometria dessas curvaturas é definida cinematicamente com referência a direção da vergência tectônica. Define-se, dessa forma, **curvaturas Antitaxiais** e **curvaturas Sintaxiais** (Fig. 5.2a). As primeiras tendem a ser abertas e suaves, convexas em relação ao antepaís, enquanto que as outras tendem a ser apertadas e côncavas em relação ao antepaís.

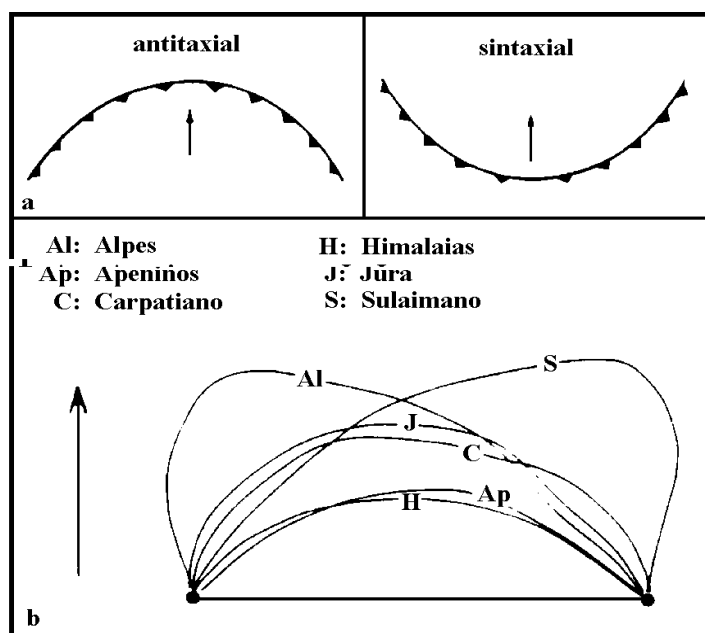


Figura 5.2 - Forma das curvaturas. (a) contraste entre curvas sintaxiais e antitaxiais; (b) padrões de curvaturas antitaxiais de orógenos conhecidos. Cada linha representa o limite, visto em planta, entre o orógeno e o *foreland* não deformado. As dimensões dos diferentes orógenos foram normalizadas aos pontos terminais (modificada de Marshak, 1988).

Algumas questões concernentes a evolução de arcos não rotacionais e oroclinais do tipo *Thin-Skinned* foram levantadas por Marshak (1988), sendo consideradas a seguir:

- Que trajetórias de deslocamento os elementos de um orógeno apresentam durante o seu desenvolvimento ?
- Quais as diferenças entre os padrões cinemáticos associados à formação de arcos não rotacionais e oroclinais ?
- Padrões cinemáticos diferentes podem produzir uma mesma forma de curvatura ?
- Padrões cinemáticos diferentes estão associados a diferentes ambientes tectônicos ?
- Como se desenvolve e em que circunstâncias ocorre extensão tangencial (escape lateral) ?

5.1.2. EVOLUÇÃO CINEMÁTICA DE CURVATURAS *THIN-SKINNED*

A evolução cinemática de diferentes tipos hipotéticos de curvaturas é descrita pela análise de padrões de trajetórias de deslocamento traçados pelo movimento ao longo de uma linha de marcação. A terminologia utilizada para descrever uma curvatura de um cinturão orogênico, visto em planta, está sumarizada na figura 5.3. Neste sentido, segundo Marshak (1988), são distinguidos três padrões de trajetórias de deslocamento que podem levar ao desenvolvimento de arcos não rotacionais (Fig. 5.4a).

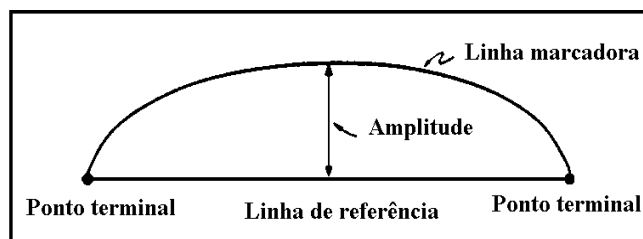


Figura 5.3 - Terminologia usada por Marshak (1988) para descrever a curvatura de um cinturão orogênico, visto em planta.

Se a orientação e/ou a magnitude das trajetórias de deslocamento varia em torno de uma curvatura, de tal forma que os segmentos da mesma mudam de direção com o tempo, essa curvatura é definida como um oroclinal. Uma grande quantidade de padrões de trajetórias de deslocamento podem levar ao desenvolvimento de oroclinais, como mostra a figura 5.4b.

Vale ainda ressaltar a existência de uma série de padrões que levam ao desenvolvimento de uma grande variedade de curvaturas assimétricas (Fig. 5.2b).

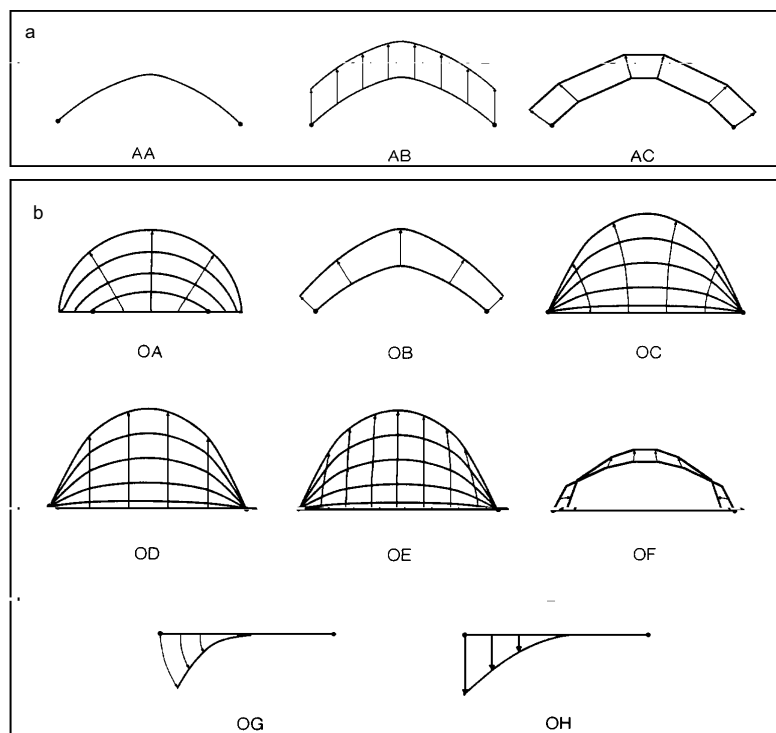


Figura 5.4 - Padrões de trajetórias de deslocamentos em arcos não rotacionais (a) e oroclinais (b) segundo Marshak (1988). As linhas curvas representam sucessivas posições da linha marcadora e as setas correspondem às trajetórias de deslocamento.

5.1.3. DISCUSSÃO DOS PADRÕES DAS TRAJETÓRIAS DE DESLOCAMENTO

Segundo Marshak (1988), a evolução de uma curvatura pode ser descrita em termos dos seguintes parâmetros: o padrão das trajetórias de deslocamento, a magnitude e a variação da extensão tangencial (escape lateral), a mobilidade dos pontos terminais e da linha de referência.

Neste contexto, curvaturas com formas idênticas podem se desenvolver como uma consequência de padrões de trajetórias de deslocamento completamente diferentes (por exemplo, padrões OB, OC e OD). Pequenas mudanças em uma ou mais variáveis pode

determinar se uma curvatura é cinematicamente um oroclinal ou um arco não rotacional. É possível, portanto, duas curvaturas que se formaram em ambientes tectônicos similares, evoluírem muito diferentemente, com uma se tornando um oroclinal e a outra um arco não rotacional. Dessa forma, um cinturão de dobramentos e cavalgamentos que se iniciou como um arco não rotacional, pode evoluir para um oroclinal se algum dos parâmetros mudar durante o seu desenvolvimento. Na maioria das curvaturas orogênicas observadas, a perfeita simetria indicada pelos padrões é violada localmente, ou seja, muitas curvaturas não são tão simétricas assim (Fig. 5.2b).

5.1.4. AMBIENTES TECTÔNICOS ASSOCIADOS A ARCOS NÃO ROTACIONAIS E OROCLINAIS

Alguns ambientes tectônicos são associados com os padrões caracterizados anteriormente para arcos não rotacionais e oroclinais, sendo descritos a seguir:

Arcos não rotacionais

Arcos não rotacionais associados a um indentante

Um indentante é um bloco crustal, relativamente rígido, que colide com uma margem continental, podendo ser uma microplaca que foi arrastada na direção de uma margem convergente ou um promontório ao longo de uma margem continental irregular. Esse indentante causa uma variação no campo de esforços, ao longo do *strike*, do orógeno colisional (Laubscher, 1972), levando ao desenvolvimento de uma curvatura.

Os estudos recentes da dinâmica de cinturões orogênicos *thin-skinned* sugerem que o comportamento mecânico desses orógenos, bem como o desenvolvimento de curvaturas orogênicas em resposta ao impacto de um indentante, podem ser vistos num modelo experimental de cunha de areia. Os resultados desse experimento, segundo Marshak (1988), evidenciaram que:

- a forma inicial em planta de um *fold-thrust belt*, desenvolvido em resposta ao avanço de um indentante, é curva;

- durante a formação da primeira rampa, o deslocamento do *hanging wall* envolve uma componente de movimento radial. A camada de areia do *hanging wall* sofre uma suave extensão tangencial (escape lateral) e segmentos da curvatura sofrem rotação direcional;

- A curvatura das estruturas do *hanging wall* é mantida a medida que as estruturas são transladadas na direção do antepaís;

- Uma curvatura desenvolvida em frente a um indentante é, basicamente, um arco não rotacional (padrão AB, Fig. 5.4a) e não um oroclinal.

Vale ainda ressaltar que no modelo de cunha de areia, há um espessamento da cunha na parte mais oposta ao centro do indentante, e um adelgaçamento desta, em suas terminações.

Arcos não rotacionais formados durante colisão ao longo de margens continentais irregulares

Se uma margem continental retilínea é submetida a um esforço compressivo uniforme durante uma orogenia colisional, deve-se esperar a evolução de um *fold-thrust belt* razoavelmente retilíneo. No entanto, como observado por diversos autores, a maioria das margens continentais são irregulares. A forma de uma margem continental pode determinar a distribuição de unidades estratigráficas que poderiam, por sua vez, afetar a geometria inicial de falhas de cavalgamento (Seeber *et al.*, 1979; Davis & Engelder, 1985 apud Marshak, 1988). Se os traços das falhas de cavalgamento são inicialmente curvos, então as estruturas do *hanging wall* serão curvas (em planta) (Grubbs & Van der Voo, 1976) e o orógeno se iniciará como um arco não rotacional, correspondendo aos padrões AB e AC (Fig. 5.4a) ou uma composição entre ambos.

Oroclinais

Oroclinais associados a obstáculos

Um obstáculo é uma feição que impede o movimento da falha de descolamento de um *fold-thrust belt*. Geologicamente, pode corresponder a um maciço do embasamento (Wadia, 1931; Beutner, 1977) ou a um *pinch out* estratigráfico (Beutner, 1977; Seeber *et al.*, 1981; Jaume & Lillie, 1987).

Se um segmento de um *fold-thrust belt* é detido por um obstáculo, enquanto que os segmentos adjacentes estão aptos para avançar, pode ocorrer o desenvolvimento de uma curvatura (Beutner, 1977 apud Marshak, 1988). Observa-se, então, o desenvolvimento de uma curvatura antitaxial entre os obstáculos, e de uma curvatura sintaxial atrás dos mesmos (Fig. 5.5). Quanto aos padrões de trajetórias de deslocamento, a interação com dois obstáculos corresponderia aos padrões OA, OB, OC ou OD (Fig. 5.4b), e OG, no caso da interação com apenas um obstáculo.

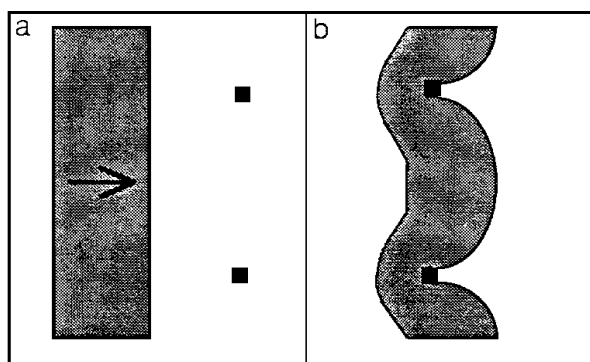


Figura 5.5 - Interação entre uma cunha de empurrão e obstáculos no antepaís. (a) cunha não deformada; (b) forma adquirida pela cunha após a colisão com os obstáculos (Marshak, 1988).

Oroclinais resultantes de deformação não coaxial

A superposição de uma segunda fase de deformação numa porção de um cinturão orogénico do tipo *thin-skinned* recém formado, pode reativar falhas de empurrão pré-existent e/ou causar propagação adicional do descolamento basal na direção do antepaís. Se esta segunda fase de deformação é do tipo não coaxial em relação à primeira, o movimento nas falhas de segunda fase será oblíquo ao movimento que ocorreu nas falhas da primeira fase. Consequentemente, as estruturas do *hanging wall* podem ser rotacionadas pela segunda fase

deformacional, formando o que se pode chamar de **oroclinal de interseção** (no sentido de Marshak, 1988) e correspondendo ao padrão OH (Fig. 5.4b). Marshak & Tabor (1989) estudaram o Oroclinal de Kingston e o caracterizaram como um exemplo desse tipo.

Oroclinais associados ao movimento de falhas transcorrentes

O movimento de falhas transcorrentes pode resultar na reorientação de estruturas num *fold-thrust belt* das seguintes maneiras:

- um cinturão orogênico pode ser submetido a um cisalhamento simples com o movimento de um bloco crustal em relação a outro (Fig. 5.6a);
- o movimento de falhas transcorrentes no embasamento resulta no encurvamento de estruturas na cobertura, acima do descolamento basal (Fig. 5.6b);
- a movimentação de um sistema de falhas *strike-slip* paralelas pode resultar no desenvolvimento de uma curvatura de todo o conjunto (Fig 5.6c).

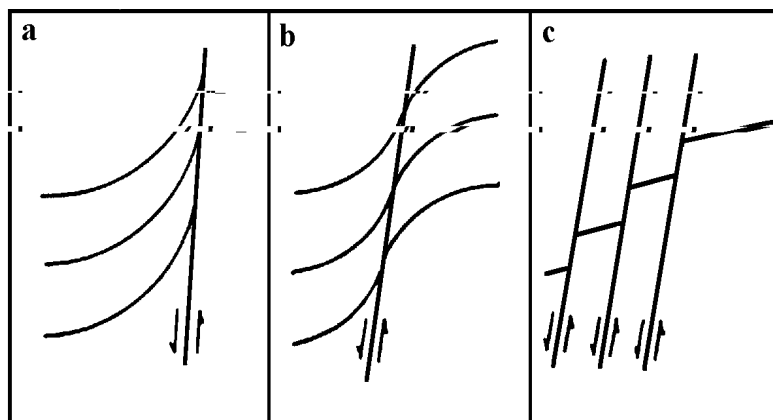


Figura 5.6 - Diversos tipos de transcorrências associadas ao desenvolvimento de curvaturas de cinturões orogênicos, segundo Marshak (1988) (ver texto para maiores detalhes).

Segundo Marshak (1988), o desenvolvimento da curvatura de oroclinais acompanha o movimento em falhas transcorrentes curvas (Grantz, 1966), podendo também estar associado ao cisalhamento de segmentos orogênicos aprisionados entre duas falhas transcorrentes

(Albers, 1967). De um modo geral, oroclinais associados a falhas transcorrentes correspondem ao padrão OH (Fig. 5.4b).

O problema da Extensão Tangencial

O desenvolvimento de certos tipos de oroclinais são acompanhados de extensão tangencial (escape lateral) (Carey, 1955; Ries & Shackleton, 1976 e Seeber, 1984). O exame dos padrões cinemáticos descritos anteriormente indica que a extensão tangencial pode acompanhar o desenvolvimento tanto de um oroclinal como de um arco não rotacional, não sendo, no entanto, necessariamente uma consequência do desenvolvimento de curvaturas em *fold-thrust belts*. Em níveis rasos, essa extensão pode ser acomodada pelo movimento de sistemas de falhas mesoscópicas de rejeito direcional (Marshak, 1988).

5.1.5. MODELOS DE GERAÇÃO DE CURVATURAS EM *FOLD-THRUST BELTS*

Os trabalhos realizados nos últimos anos sobre curvaturas em *fold-thrust belts*, enfatizam principalmente as seguintes questões:

- porque essas curvaturas se formam e quais os fatores que controlam a forma individual das mesmas ?

- essas curvaturas se iniciam com suas formas presentes ou não ?

Marshak *et al.* (1992) utilizaram vários modelos para investigar a geração de curvaturas em *fold-thrust belts*.

O **modelo analítico de fluxo** ilustra como a forma da curvatura depende da lei de fluxo, descrevendo o comportamento do material que está sendo deformado, ou seja, para fluxo newtoniano, as curvas geradas são parabólicas (Himalaias), enquanto que para fluxo não newtoniano, as curvas geradas são achatadas (Carpatiano).

Os **modelos de glicerina** foram construídos para ajudar no entendimento de como a geometria de obstáculos podem influenciar na geometria das curvaturas.

O **modelo de diferenças finitas** permite determinar se existe uma relação entre a forma da curvatura (parabólica ou achatada), resultante da interação com um obstáculo, e a resistência da cunha que está sendo deformada (reologia). Neste modelo, após o início do movimento, o traço do *front* de empurrão é retilíneo até interceptar os obstáculos. Nesse momento, o *front* é dobrado e a região entre os dois obstáculos se torna curva. Observa-se que tanto curvas parabólicas como achatadas podem ser geradas pelo fluxo de um material de reologia newtoniana. O modelo de diferenças finitas também pode ser usado para mostrar que a geometria da curvatura está relacionada também com a direção do fluxo e com a geometria do obstáculo.

Os **modelos compressionais de cunha de areia** têm provado serem importantes ferramentas para o entendimento da geração de *fold-thrust belts*. Segundo Marshak *et al.* (1992), o impacto de um indente causa o desenvolvimento de uma cunha de cavalgamento antitaxial, onde a forma da falha depende do comprimento do indente em relação a espessura da cunha de areia. Com o deslocamento progressivo em direção ao antepaís, a largura da cunha de cavalgamento cresce e o seu interior se espessa a medida que mais material vai sendo adicionado. Primeiramente, a curvatura é elíptica, evoluindo para formas parabólicas nos estágios finais.

Quanto ao efeito da variação da espessura da areia, pode-se dizer que a posição inicial de uma curvatura é influenciada por variações laterais de espessura de areia no antepaís, e que, uma vez formada, a evolução de uma curvatura em um *fold-thrust belt* é controlada, em parte, por variações laterais na espessura da própria cunha. A colisão de uma cunha de empurrão, inicialmente retilínea, com obstáculos, causa o encurvamento de falhas pré-existentes, que evoluem como curvaturas antitaxiais, sendo limitadas por zonas de cisalhamento *strike-slip* nos lados internos dos obstáculos.

Marshak *et al.* (1992) discutiram alguns aspectos dessas modelagens e concluíram que as curvaturas em *fold-thrust belts* se formam em resposta a certos fatores, dentre os quais destacam-se:

- deslocamento diferencial entre uma porção de um *fold-thrust belt* e regiões vizinhas, causado, por exemplo, pela colisão com obstáculos, impacto de um indente ou interação com falhas *strike-slip*;

- variações, ao longo do *strike*, na espessura dos sedimentos. Dessa forma, onde a espessura sedimentar é maior, as falhas de empurrão se posicionam inicialmente mais a frente do cinturão de cavalgamento, em direção ao antepaís, e a cunha de cavalgamento é mais larga. Essa relação entre a espessura sedimentar e a largura da cunha de empurrão pode explicar a relação entre espessura sedimentar em margens passivas ou bacias de antepaís e a posição das saliências dos *fold-thrust belts*. Assim, existe uma proporcionalidade direta entre a largura da cunha após a formação da primeira falha e a espessura da areia que está sendo deformada.

A forma da curvatura de *fold-thrust belts* em mapa, varia desde uma geometria parabólica até uma mais achatada. Além disso, num mesmo *fold-thrust belt*, os traços das falhas de antepaís tendem a ser mais parabólicas do que os traços das falhas da zona de *hinterland*. Os modelos analíticos de fluxo paralelo sugerem que a forma da curvatura pode também depender da reologia do material que é empurrado. Nos modelos de diferenças finitas o contraste entre curvas parabólicas e achatadas não necessariamente refletem a reologia.

Dados cinemáticos modernos de orógenos reais sugerem que o movimento em qualquer ponto da curvatura é tipicamente perpendicular a mesma.

A medida que um *fold-thrust belt* evolui, a forma da curvatura muda. Todos os modelos apresentados mostram que o ângulo interlimbo da curvatura diminui com o avanço da frente de empurrão em direção ao antepaís. De um modo geral, a curvatura de um cinturão orogenético diminui com o tempo.

O movimento inicial de uma falha de empurrão, resulta em alguma extensão tangencial (escape lateral) e alguma rotação, sendo que a quantidade de movimento é menor do que em traços de falhas curvos, originalmente retilíneos. Este fato pode explicar a ausência de extensão tangencial em curvas orogenéticas naturais.

5.2. O CASO DA FAIXA ARAÇUAÍ

De acordo com o que foi colocado no ítem anterior, existem basicamente dois tipos de curvaturas orogênicas. A primeira, um **arco não rotacional**, definido como uma curvatura

cujos segmentos não mudam de direção durante seu desenvolvimento, e, a segunda, um **oroclinal**, cujos segmentos mudam de direção durante a evolução da mesma. Foi demonstrado que um grande número de diferentes padrões cinemáticos pode levar ao desenvolvimento tanto de oroclinais como de arcos não rotacionais

Também foi evidenciado que os padrões de trajetórias de deslocamento podem estar associados a diferentes regimes tectônicos em que a curvatura se forma. Por exemplo, o modelo de cunha de areia indica que o impacto de um indentante numa margem continental leva ao desenvolvimento de um arco não rotacional. A interação de *fold-thrust belts* com obstáculos e falhas transcorrentes, bem como reativações não coaxiais de falhas de descolamento, levam à formação de oroclinais. Esforços tangenciais em alguns *fold-thrust belts* aparecem acomodados por sistemas de falhas mesoscópicas de rejeito direcional, podendo acompanhar o desenvolvimento tanto de oroclinais como de arcos não rotacionais.

Uma das principais discussões a respeito de *fold-thrust belts* curvos, questiona se estas curvaturas são primárias ou secundárias. Assim, curvaturas primárias podem se formar com o avanço de um indentante em zonas colisionais, ou como uma consequência de variações, ao longo do *strike*, da espessura dos sedimentos no antepaís.

A zona externa da Faixa de Dobramentos Araçuaí, entre as serras do Catuni e do Cipó, mais precisamente entre os paralelos 19° 30' e 17° 00', apresenta, em mapa, a forma de uma grande curvatura antitaxial (Fig. 1.2). Neste trabalho, foram estudadas as feições associadas ao desenvolvimento dessa curvatura, bem como as possíveis causas que levaram à formação da mesma.

Na altura da cidade de Conselheiro Mata, entre os paralelos de 18° 00' e 18° 30' (Fig. 1.2), a curvatura da Faixa Araçuaí atinge sua zona de concavidade máxima. Dessa forma, tanto para norte (Serra do Catuni) como para sul (Serra do Cipó), a tendência dessa notável feição observada neste cinturão orogênico e em muitos outros conhecidos mundialmente, é de ser atenuada e acomodada em suas terminações. A origem dessa curvatura pode ser entendida, levando-se em consideração os estudos de Marshak (1988), Marshak & Tabor (1989) e Marshak *et al.* (1992), como foi abordado anteriormente.

Neste contexto, vale a pena considerar que o Supergrupo Espinhaço, ao longo dessa porção da Faixa Araçuaí (entre os paralelos $18^{\circ} 00'$ e $18^{\circ} 30'$), apresenta a sua máxima espessura (Dossin *et al.*, 1990; Uhlein, 1991; Souza Filho & Alkmim, 1993 e Souza Filho, 1994), diminuindo tanto para norte como para sul (Fig 5.7). Essa variação de espessura, influenciou de uma maneira decisiva na posição inicial dessa curvatura, nesse setor da faixa.

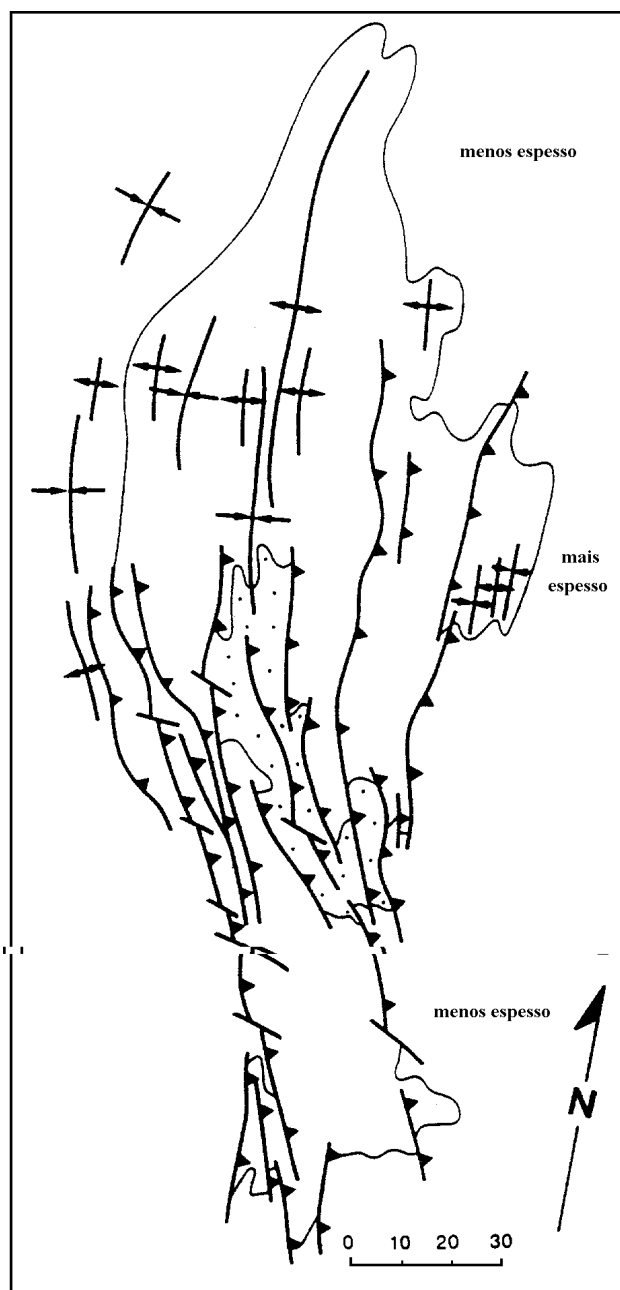


Figura 5.7 - Mapa esquemático do Cinturão do Espinhaço segundo Marshak & Wilkerson (1992). A espessura sedimentar inicial é maior na porção central do cinturão (região de Conselheiro Mata) e menor nas partes superior e inferior. Observam-se pequenas falhas

transcorrentes que acomodam a curvatura como um todo, mais especificamente na porção sul do cinturão, onde está localizada a área do presente trabalho.

Marshak & Wilkerson (1992), considerando o desenvolvimento de cinturões orogênicos através de modelos de areia, estudaram o efeito da espessura inicial da camada de areia na distância da primeira falha de empurrão formada. Segundo esses autores, essa distância cresce como uma função linear da espessura.

Este resultado sugere uma explicação para a origem de algumas saliências ou curvaturas que ocorrem em alguns cinturões de dobramentos e cavalgamentos (Marshak *et al.*, 1992). Nos Apalaches, por exemplo, elas ocorrem onde a espessura inicial da sequência estratigráfica envolvida na deformação foi maior (Rankin, 1976; Thomas, 1977 apud Marshak & Wilkerson, 1992), da mesma forma que na Cadeia *Sulaiman* no Paquistão (Humayon *et al.*, 1991 apud Marshak & Wilkerson, 1992).

No **Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Cordilheira do Espinhaço**, este mesmo padrão pode ser observado. Tais curvaturas podem se formar simplesmente devido a propagação dos empurrões na direção do antepaís, para um dado encurtamento regional, onde a espessura estratal é maior. Dessa forma, a mudança da profundidade do descolamento basal ao longo do *strike* produz uma curvatura. Nos modelos de cunha de areia de Marshak *et al.* (1992), as falhas de empurrão já são iniciadas com um traço curvo.

Nessas regiões estudadas, as saliências observadas se originaram devido a variações laterais na espessura estratigráfica, não sendo, portanto, oroclinais.

A forma inicial em planta dessa porção da Faixa Araçuaí, desenvolvida em resposta a uma colisão de placas a leste da Serra do Espinhaço, é curva, comportando-se basicamente como um arco não rotacional. A forma da margem continental, condicionada por falhamentos pretéritos, pode ter determinado a distribuição das unidades estratigráficas do Supergrupo Espinhaço, que podem, por sua vez, afetar no posicionamento inicial da curvatura e das falhas de empurrão geradas.

Algumas feições estruturais observadas no campo estão associadas ao desenvolvimento dessa saliência na Faixa Araçuaí e serão descritas a seguir tendo como apoio, os estudos fotogeológicos.

O estudo das lineações de interseção do Supergrupo Espinhaço (Figs. 3.13 e 4.10) em comparação com as dos grupos Macaúbas (Figs. 3.14 e 4.11) e Bambuí (Figs. 3.15 e 4.12), evidenciou uma rotação em torno de 5 a 10° entre os principais planos estruturais dessas unidades. Essa rotação ocorreu durante a formação da curvatura da Faixa Araçuaí cujo deslocamento do hanging wall, segundo o modelo de Marshak (1988), envolve uma componente de movimento radial (falha em tesoura), sofrendo uma suave extensão tangencial, onde segmentos da curvatura experimentam rotação direcional.

Os estudos fotogeológicos dos traços dos principais elementos estruturais nas regiões de Presidente Juscelino e de Cardeal Mota, corroboram com o modelo proposto para essa porção da Faixa Araçuaí, já que os diagramas de roseta obtidos dos mapas de fotolineamentos do Supergrupo Espinhaço e dos grupos Macaúbas e Bambuí (ver mapas de fotolineamentos das regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota), também evidenciam a mesma rotação em torno de 5 a 10° entre essas unidades.

Um outro aspecto ainda a ser considerado é o papel das falhas de transcorrência na evolução dessa curvatura na Faixa Araçuaí, nas regiões estudadas.

Na Serra do Espinhaço (Serra do Cipó), essas falhas tranccorrentes atuaram com mais intensidade na direção NW-SE, com sentido de movimentação preferencialmente sinistral. Como exemplo, na área estudada, na região de Presidente Juscelino e nas proximidades do contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí (ponto 150), é notável a estruturação das mesofalhas tranccorrentes observadas em comparação com o modelo da Figura 5.6c. Vale ainda ressaltar, a suave componente direcional, denotada pela obliquidade da lineação de estiramento, observada nas áreas pesquisadas.

Na zona de maior curvatura, na altura da Serra do Cabral e região de Conselheiro Mata, observa-se o desenvolvimento de intenso fraturamento E-W, com preenchimento de quartzo (Souza Filho, 1994), denotando alguma extensão tangencial (escape lateral).

Ao norte da Serra do Cabral, o fraturamento é mais intenso aproximadamente na direção NE-SW, com alguma movimentação de caráter dextral (Oliveira, 1989).

De um modo geral, essas falhas atuaram, devido a pouca movimentação observada, de uma forma secundária na estruturação da curvatura nessa porção da Faixa Araçuaí, servindo, provavelmente, para acomodar esforços tangenciais e a deformação desse setor da faixa como um todo.

5.3. O SIGNIFICADO DO LIMITE DO SEGMENTO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Nos últimos anos, foi produzido um grande número de novos dados e interpretações relativas ao arcabouço tectônico brasileiro do Cráton do São Francisco e faixas marginais. No que diz respeito ao contato entre o Cráton do São Francisco e a porção ocidental da Faixa Araçuaí, é também objetivo deste trabalho, o estudo do significado tectônico desse limite caracterizado por Almeida (1977, 1981).

Segundo Alkmim *et al.* (1993), os limites postulados para o cráton correspondem, na grande maioria dos casos, a uma falha de empurrão que marca a passagem de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, na margem cratônica, para um cinturão de antepaís, moldado na cobertura proterozóica deformada do cráton. Este acidente tectônico marca também uma grande diferença de estilos estruturais, onde se destacam estruturas epidérmicas no interior do cráton (*thin-skinned tectonics*) e deformação com embasamento envolvido nos cinturões marginais (*thick-skinned tectonics*).

No segmento sul do Cráton São Francisco (Serra do Espinhaço Meridional), o limite cratônico coincide com um sistema de falhas de empurrão que colocam rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, a leste, por sobre os sedimentos do Grupo Bambuí, a oeste, evoluindo para um contato em dobra de cobertura a norte. Essas estruturas marcam o início do envolvimento do embasamento na deformação da cobertura. Já as coberturas deformadas sem o envolvimento do embasamento, compõem um cinturão de antepaís, em continuidade com a faixa de dobramentos Araçuaí.

Neste trabalho, a análise dos perfís apresentados nos capítulos 3 e 4 (anexos 2 e 6, respectivamente) e, conforme os mapas geológicos dos anexos 1 e 5, para as regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota, o *Front* do Espinhaço corresponde ao limite entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí, onde se observa o contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Os estudos realizados nessas áreas, confirmam a existência de uma falha mestra de empurrão como a estrutura dominante dessa importante feição. Ao longo do *Front* do Espinhaço, de acordo com o que foi discutido em itens anteriores, na região de maior espessamento estratigráfico do Supergrupo Espinhaço (regiões de Rodeador e Serra do Cabral), essa falha transiciona para uma megadobra assimétrica vergente para W, representando, na verdade, extremos de um contínuo.

O *front* como um todo, nesse setor da Faixa Araçuaí, apresenta uma curvatura antitaxial, com sua culminação localizada na região de Conselheiro Mata (entre os paralelos 18° 00' e 18° 30'), sendo interpretada como um arco não rotacional, no sentido de Marshak & Wilkerson (1992).

Finalmente, os estudos realizados nessa porção da zona limite do Cráton do São Francisco, confirmam uma importante mudança de estilo estrutural, como postulado por Marshak & Alkmim (1989) e Alkmim *et al.* (1993), e já ressaltado anteriormente.

CAPÍTULO 6

FALHAS TRANSCORRENTES E-W, DESCOLAMENTOS E O SEU PAPEL NA ESTRUTURAÇÃO DA ZONA EXTERNA DA FAIXA ARAÇUAÍ

6.1. FALHAS TRANSCORRENTES EM *FOLD-THRUST BELTS*

Muitos dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos conhecidos, são cortados por grandes sistemas transcorrentes, responsáveis pela acomodação de boa parte de seus movimentos. As **falhas transcorrentes**, segundo as definições de Kennedy (1946) e Anderson (1951), são falhas de rejeito direcional, de alto ângulo e de tamanho considerável, cujo embasamento invariavelmente está envolvido na deformação (Wilcox *et al.*, 1973). Neste contexto, são definidas as **falhas de rasgamento**, que são falhas transcorrentes comumente associadas a outras estruturas também marcantes, como dobras e falhas de cavalgamento (Fig. 6.1). Normalmente, apresentam mergulhos acentuados e são orientadas subparalelamente a direção regional de deslocamento. De um modo geral, essas falhas ocorrem no *hangingwall* de falhas de baixo ângulo e acomodam diferentes quantidades de deformação em partes distintas das mesmas ou entre os blocos alóctones e autóctones adjacentes. As **falhas de transferência** são falhas transcorrentes paralelas a direção de deslocamento regional, marcando domínios de falhas normais de geometria e rejeito diferentes.

As montanhas do Jura na Suíça são um exemplo clássico de um *fold-thrust belt* que é segmentado por um *trend* geral NNW de falhas de rasgamento. Dessa forma, as feições

estruturais terminam lateralmente nas falhas de rasgamento, que separam seções de empurrões de diferentes magnitudes de deslocamento da superfície de descolamento (Fig. 6.2).

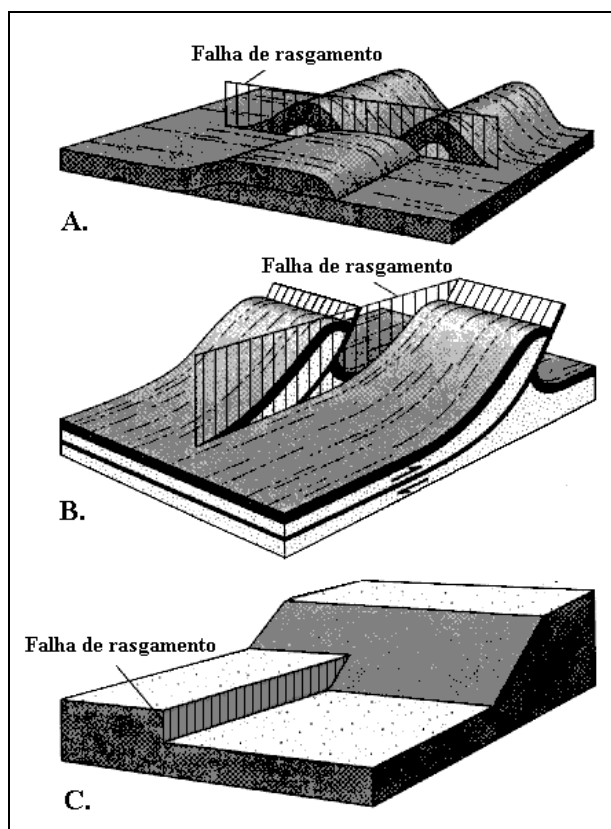


Figura 6.1 - Falhas de rasgamento separando segmentos de magnitudes de encurtamento diferentes, segundo Twiss & Moores (1992). (a) o encurtamento é acomodado por falha de empurrão de um lado da falha de rasgamento e por dobramento do outro; (b) duas falhas de empurrão não coplanares são conectadas por uma falha de rasgamento; (c) dois segmentos de uma superfície de cavalgamento, cada um em um nível estrutural diferente, são conectados por uma falha de rasgamento.

Stone (1986), estudando a região de antepaís na porção central das montanhas rochosas, reconheceu notável relação entre as falhas de transcorrência e feições associadas ao desenvolvimento desse importante cinturão orogênico (dobramentos e falhas de empurrão).

No Brasil, no limite ocidental do Cráton São Francisco, a Faixa Brasília é caracterizada por dobras assimétricas vergindo para leste, indicando transporte de massas para leste. Fonseca & Dardenne (1993, 1994) estudaram os sistemas transcorrentes na porção norte dessa faixa e descreveram uma série de falhas transcorrentes responsáveis pela rotação dos

eixos de dobras em relação as principais falhas de empurrão. Segundo esses autores, a reorientação dessas estruturas está associada à evolução da curvatura, quando vista em planta, desse cinturão orogênico (ver cap. 5). Esses autores ainda admitiram uma evolução conjunta entre as falhas de rasgamento e os sistemas frontais, compatível com sistemas transpressivos, descartando a hipótese de uma evolução tardia.

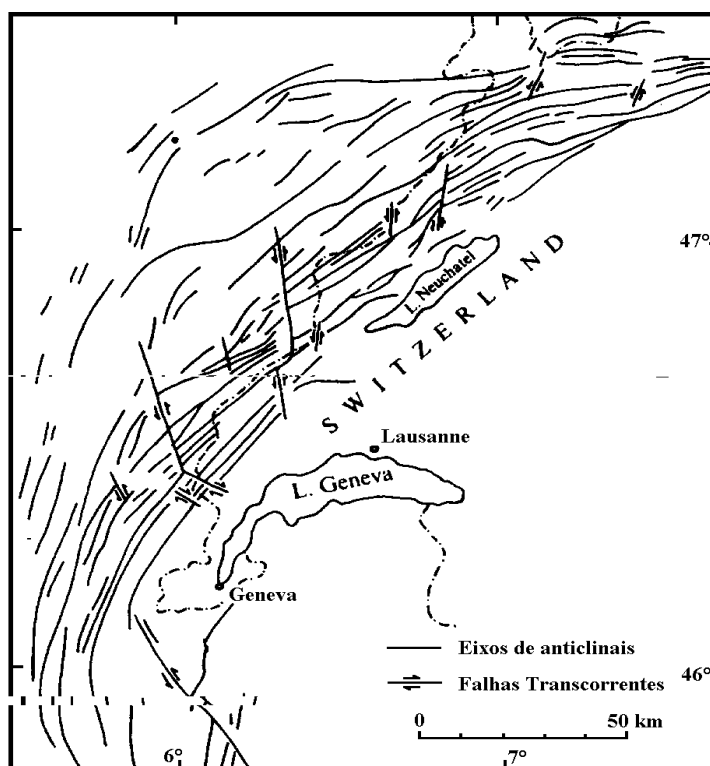


Figura 6.2 - Mapa esquemático das Motanhas do Jura, na Suíça, mostrando um exemplo clássico de um *Fold-Thrust belt* segmentado por um *trend* NNW de falhas de rasgamento (Heim, 1919 apud Twiss & Moores, 1992).

6.2. DESCOLAMENTOS EM *FOLD-THRUST BELTS*

Os cinturões de dobramentos e cavalgamentos normalmente mostram, em perfil, uma superfície basal de mergulho suave, abaixo da qual repousa um embasamento não deformado. Essa superfície é designada de **superfície de descolamento basal** (*basal detachment surface*), onde a deformação e o encurtamento no sistema de cavalgamentos está confinada nas rochas sobre a mesma. A seção estratigráfica é atravessada pelo descolamento, em direção ao antepaís, formando uma cunha de cavalgamento que é mais delgada nas proximidades do

foreland, se espessando para o *hinterland*. As falhas de empurrão individuais, geralmente são lístricas e se ramificam a partir do descolamento. Como exemplo, são ilustrados os sistemas de dobramentos e cavalgamentos no sul dos apalaches e nas rochosas canadenses (Fig. 6.3). Nas regiões mapeadas, dentre as superfícies de descolamentos cartografadas, a que apresenta maior semelhança com um descolamento basal, é a observada na região de Cardeal Mota, na janela estrutural do Vale do Rio Cipó, como já havia sido sugerido por Magalhães (1988) e Marshak & Alkmim (1989).

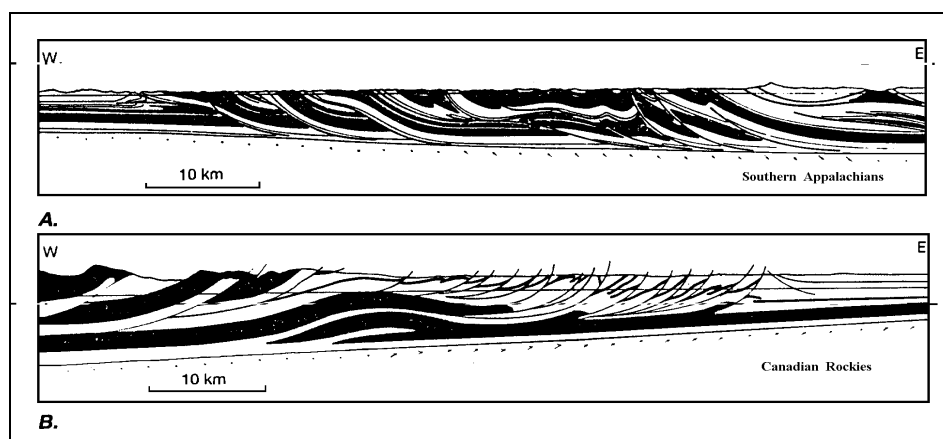


Figura 6.3 - Seções dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos do sul dos Apalaches (A) e Rochosas Canadenses (B), mostrando, como exemplos, a natureza da superfície de descolamento basal em *fold-thrust belts*, de mergulho suave, abaixo da qual repousa um embasamento não deformado.

Dandefer Filho & Alkmin (1991) discutiram sobre zonas de cisalhamento inter e intraestratais do Sistema de Dobramentos e Cavalgamentos da Chapada Diamantina (BA), caracterizando o papel do acamamento no curso da deformação compressional. Esses autores ressaltaram que, em se tratando de rochas estratificadas, a deformação compressional, ao se iniciar, é, em grande parte, diferencialmente absorvida camada a camada. Dessa forma, o acamamento é mecanicamente ativo e boa parte da deformação é acomodada no interior de determinados níveis e também pelo deslizamento interestratal.

Neste contexto, as **zonas interestratais** são definidas como aquelas de espessura muito pequena, desprezível, instalada em filmes de pelitos, entre espessas camadas de arenitos, fazendo-se corresponder, em última análise, a superfícies planares de movimentação entre camadas. Por outro lado, as **zonas intraestratais** são aqueles domínios de magnitude de

deformação relativamente altas, confinadas a determinados estratos. Ambas possuem caráter rúptil a rúptil-dúctil.

Conforme Dandfer Filho & Alkmim (1991), sobre as superfícies de movimentação interestratais podem ser observadas lineações de fibras de quartzo, de estrias e sulcos, além de degraus e veios em eslicólitos. Às zonas de cisalhamento intraestratais, limitadas por horizontes de movimento, associam-se um grande número de estruturas. As mais frequentes são os duplexes sintéticos de topo e base e planos, cuja altura varia desde alguns decímetros a poucos metros. Foliações S/C, podem ocorrer em várias escalas, superimpostas a outras estruturas isoladas. Foliações S, de traço sigmoidal, fraturas espaçadas também com trajetória sigmoidal, fraturas de cisalhamento sintéticas e antitéticas, conjugadas ou não, além de *tension gashes* e intenso fraturamento do tipo P, são outras formas de expressão da deformação intraestratal. Durante o curso da deformação, essas feições são progressivamente obliteradas por dobramentos posteriores. De um modo geral, nas áreas mapeadas, essas deformações são bem visíveis.

6.3. AS ESTRUTURAS ESTUDADAS

Falhas Transcorrentes

As falhas transcorrentes direcionadas aproximadamente para E-W e WNW-ESE, especialmente destacando a **Falha da Bocáina**, ao longo do Córrego da Bocáina, na região de Cardeal Mota, foram interpretadas como falhas de rasgamento, com sentido de movimentação preferencialmente sinistral. Na Falha da Bocáina, especialmente entre os grupos Macaúbas e Bambuí (vide mapa geológico em anexo), foi observado um grande contraste estratigráfico entre as sequências dessas unidades, nos dois lados opostos da falha, podendo denotar um caráter transferente para a mesma, durante a evolução da bacia do Espinhaço-São Francisco.

De acordo com o que foi estudado no capítulo anterior, as falhas transcorrentes de menor porte, observadas tanto na região de Presidente Juscelino, como na região de Cardeal

Mota, orientadas preferencialmente para NW-SE e frequentemente sinistrais, foram responsáveis pela acomodação da curvatura desse setor da Faixa Araçuaí

Assim, em resumo, temos que as falhas transcorrentes detectadas na área mapeada apresentam dois papéis básicos:

- acomodar a curvatura (principalmente as NW-SE);
- tem função transferente e pelo que foi analisado, esse papel é secundário, porém pode ter sido maior em falhas antigas, na época da sedimentação.

Descolamentos

Nas regiões estudadas, de acordo com os perfís realizados (anexos 2 e 6), junto ao contato com os quartzitos do Grupo Macaúbas, os mármore da Formação Sete Lagoas são fortemente cisalhados e o acamamento geralmente transposto pela foliação milonítica, plano axial de dobras isoclinais recumbentes.

Fazendo analogia com estruturas em *fold-thrust belts*, como detectado pela primeira vez por Magalhães (1988), observa-se a existência de uma superfície de descolamento nesse contato, bem como entre as formações Serra de Santa Helena e Sete Lagoas. É possível, também, que os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas também estejam descolados do Supergrupo Espinhaço, mais abaixo, mostrando geometria em duplex. Essas superfícies de descolamento, em todos os perfís, tanto para os descolamentos da base do Grupo Bambuí como para os da base do Grupo Macaúbas, aparecem dobrados pela fase de deformação D₂.

Finalmente, temos que esses descolamentos apresentam um importante papel, que é o de acomodar significativo transporte de matéria para W em estágios iniciais da deformação, sendo depois destruídos com o envolvimento do embasamento na deformação.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas no presente trabalho, desenvolvido na zona limite do Cráton do São Francisco (regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota), são:

- De acordo com o mapeamento efetuado na região de Presidente Juscelino, o Supergrupo Espinhaço encontra-se representado pelas unidades inferiores do Grupo Conselheiro Mata (formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Bandeira) alternando sedimentos arenosos e silto-argilosos, predominantemente, enquanto que o Supergrupo São Francisco está caracterizado pelos grupos Macaúbas (quartzitos, arenitos com seixos e diamictitos) e Bambuí (carbonatos da Formação Sete Lagoas e pelitos da Formação Serra de Santa Helena). Na região de Cardeal Mota, as unidades litoestratigráficas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço estão representadas pelos grupos Diamantina (quartzitos da Formação Galho do Miguel) e Conselheiro Mata (Formação Santa Rita) e o Supergrupo São Francisco, da mesma forma que na região de Presidente Juscelino (mapas em escala 1:50.000, em concordância com os do Projeto Espinhaço / UFMG (inédito)).

- A zona limite do Cráton do São Francisco é caracterizada por uma importante feição morfo-estrutural situada no contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, denominada de *Front* do Espinhaço, cuja estrutura dominante foi interpretada, como uma falha reversa, com pequena componente sinistral e orientação geral N10-30°W/40-50°NE. Essa falha mestra pode ser caracterizada como um *short cut thrust*, na medida em que secciona uma série de estruturas inter e intraestratigráficas previamente nucleadas, estando provavelmente ancorada no embasamento. No Bloco de Capa (domínio 1), estão os quartzitos do Supergrupo Espinhaço estruturados num antiforame monoclinico, vergente para W, em cujo flanco curto instala-se a zona de falha. No Bloco da lapa (domínio 2), tem-se, em

metassedimentos dos grupos Macaúbas e Bambuí, culminações antiformais e depressões sinformais de geometria triclínica. Uma pequena componente direcional sinistral (plano de falha orientado segundo NNW-SSE e mergulhando para ENE e lineações de estiramento E-W) é responsável por uma rotação sistemática anti-horária no bloco da lapa, evidenciada pela orientação preferencial das charneiras das megadobras instaladas nos sedimentos do Supergrupo São Francisco em relação àquelas nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.

- A análise estrutural realizada, considerando-se as características geométricas e o significado cinemático dos elementos que integram o acervo estrutural das áreas mapeadas, permitiu a caracterização de um único evento compressional progressivo de deformação, de idade brasileira, associado a duas fases deformacionais D_1 e D_2 , num regime de cisalhamento simples heterogêneo, que afetou os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Esse evento gerou estruturas sistematicamente vergentes para oeste e provocou o cavalgamento das rochas do Supergrupo Espinhaço por sobre as unidades do Supergrupo São Francisco.

Na fase D_1 , as deformações inter e intraestratais foram responsáveis pela acomodação de grandes magnitudes de esforços. O mecanismo predominante foi o cisalhamento simples não homogêneo, compreendendo duas famílias de estruturas geradas simultaneamente:

a) as foliações miloníticas S_m , as dobras F_m e a lineação L_m , associadas às zonas de cisalhamento e aos descolamentos interestratais.

b) as superfícies S_1 , as dobras F_1 , a lineação de estiramento L_1 e a lineação de interseção $L_{S_0 \times S_1}$, denotando magnitudes menores de deformação.

Essas duas famílias de estruturas não apresentam relações de interferência entre si, mas evidenciam uma transição causada pelas variações na magnitude da deformação. As dobras dessa fase foram nucleadas inicialmente por deslizamento flexural, evoluindo mais tarde para dobras de cisalhamento.

A fase D_2 é caracterizada por megadobras F_2 , geradas por deslizamento flexural, que afetam as superfícies de descolamento geradas na primeira fase, com uma superfície S_2 pouco expressiva na área mapeada. Durante essa fase, possivelmente em etapas mais tardias da deformação dúctil-rúptil, foram geradas as grandes falhas de empurrão que caracterizam a região do *Front* do Espinhaço, bem como as falhas de rasgamento.

- O estudo dos conjuntos de fraturas nas áreas mapeadas indicaram que o conjunto $N80-90^\circ W$ é o mais intenso, associado a falhas transcorrentes E-W e se dispondo, de um modo geral, em planos bissetores dos sistemas $N35-40^\circ E$ e $N40-50^\circ W$, com esse último

também aparecendo na forma de zonas de cisalhamento sinistrais. As falhas transcorrentes E-W, de pequeno rejeito, mas de grande expressão morfológica, atuaram como falhas de rasgamento sinistrais, podendo ainda representar antigas falhas de transferência.

- As superfícies de descolamento, bem como as demais formas de expressão das deformações inter e intraestratais, foram nucleadas na fase D₁, como a primeira forma de acomodar grandes magnitudes de deformação, sendo posteriormente dobradas pela fase D₂ que gerou os megadobramentos do Supergrupo Espinhaço e as culminações antiformais e depressões sinformais do Supergrupo São Francisco. Algumas dessas culminações antiformais têm cúpula totalmente erodida e, ao expor o descolamento dobrado da base do Grupo Bambuí, dão origem a janelas estruturais no vale do Rio Cipó (Magalhães, 1988) e nas imediações do Rio Parauninha, devidamente cartografadas neste trabalho. Assim, esses descolamentos apresentam um importante papel, que é o de acomodar significativo transporte de matéria para W em estágios iniciais da deformação, sendo depois destruídos com o envolvimento do embasamento na deformação.

- Os estudos realizados nessa porção da zona limite do Cráton do São Francisco, confirmam uma importante mudança de estilo estrutural, com estruturas epidérmicas no interior do cráton e deformação com embasamento envolvido na Faixa Araçuaí, como postulado por Marshak & Alkmim (1989) e Alkmim *et al.* (1993). Dessa forma, uma falha de empurrão marcaria a passagem de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, na margem cratônica, para um cinturão de antepaís moldado na cobertura proterozóica deformada do cráton.

O contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco na região do *Front* do Espinhaço transforma-se de uma dobra assimétrica, a norte (regiões de Rodeador e da Serra do Cabral), para falhamentos de empurrão, a sul (regiões de Presidente Juscelino, Fechados, Santana do Riacho e Cardeal Mota), representando extremos de um contínuo, com essa geometria (transição entre dobra e falha) podendo variar tanto de norte para sul como de leste para oeste.

- O *Front* do Espinhaço como um todo, nesse setor da Faixa Araçuaí, apresenta, em planta, a forma de uma grande curvatura antitaxial, cuja culminação está situada entre os paralelos 18° 00' e 18° 30', que pode ser interpretada como um arco não rotacional, segundo o modelo de Marshak & Wilkerson (1992). As variações laterais de espessura dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço, condicionaram o posicionamento inicial dessa curvatura,

desenvolvida em resposta a uma colisão de placas a leste da Serra do Espinhaço. Dessa forma, onde a espessura sedimentar é maior, as falhas de empurrão se posicionam inicialmente mais a frente do cinturão de cavalgamento, em direção ao antepaís.

Uma família de zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes NW-SE sinistras, de rejeitos variáveis, observadas tanto na região de Presidente Juscelino, como na região de Cardeal Mota, possuem papel fundamental no desenvolvimento desse setor da Faixa Araçuaí, que é o de acomodar a curvatura do *front*.

Os estudos dos principais traços estruturais nas regiões de Presidente Juscelino e de Cardeal Mota, em especial, das lineações de interseção, sugeriram rotações nos principais planos de cisalhamento observados na área, associados provavelmente ao desenvolvimento da curvatura do *Front* do Espinhaço.

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERS, J.P. - 1967 - Belt of sigmoidal bending and right-lateral faulting in the western Great Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, p. 143-156.
- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B. & ALVES, J.A.C. - 1993 - Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco - Uma Revisão. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. ed. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq. p.45-62.
- ALKMIM, F.F.; CHEMALE JR., F.; BACELLAR, L.A.P.; OLIVEIRA, J.P.; MAGALHÃES, P.M. - 1989 - Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. In: *Simp.Geol.Minas Gerais,5. Anais...* Belo Horizonte. Bol. SBG-Núcleo MG, 10 p. 289-293.
- ALKMIM, F.F.; CHEMALE JR., F.; ENDO, I. - 1993 - A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Rev. Bras. Geoc. (no prelo)*.
- ALMEIDA ABREU, P.A. - 1989 - Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG) - região mediana central da Serra do Espinhaço Meridional. - Tese de Mestrado - Instituto de Geociências da Univ. Fed. Rio de Janeiro, 75 p., Rio de Janeiro.
- ALMEIDA ABREU, P.A. - 1993 - A Evolução Geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.Dissertação de Doutorado, Freiburg-Alemanha. Faculdade de Geociências. Albert-Ludwigs-Universität. p.150.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; FERNANDES, P.C.O.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B.; DONATO, M.T.R. & SCHORSCHER, H.D. - 1986 - Elementos da Zona de Cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *An. Cong. Bras. Geol.*, 34, v. 2, p. 1219-1236, Goiânia. SBG.
- ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. - 1993 - Compartimentação Tectônica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. Est. Tectônicos*, Belo Horizonte, p. 281-287.

- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. 241, Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1968 -Evolução Tectônica do Centro Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Acad. Bras. Cien., 40 (Supl.): 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. Anais do XXIII Congr. Bras. Geol. SBG. Salvador. p:29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1981 - O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador 1981. Anais ... Salvador, SBG-Núcleo Bahia, p.1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1993 - Limites do Cráton São Francisco em Minas Gerais: síntese de conhecimentos. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 256-259.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUY, Y. - 1969 - Geocronologia do centro-leste brasileiro. Min. Metal. Rio de Janeiro, 50 (295): 43-46.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. - 1977 - Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. & LITWINSKI, N. - 1984 - Província Mantiqueira, Setor Sententrional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUY, Y. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda., p. 282-307.
- AMARAL, C. - 1966 - Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. Congr. Bras. Geol., 20, Bol. Res., p. 51-53. Rio de Janeiro.
- AMARAL, G.; & KAWASHITA, K. -1967 - Determinação da idade do Grupo Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos. In: CONGR.BRAS.GEOL, 21 Curitiba 1967, Anais...Curitiba, SBG, p. 214-217.
- ANDERSON, E.M. - 1951 - The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. 2nd ed, Edinburgh and London, Oliver and Boyd, 206 p.
- BABINSKY, M., VAN SCHUMS, W.R., CHEMALE JR., F. & KAWASHITA, K. - 1993 - Evolução Geológica da Porção Sul da Bacia do São Francisco Baseada na Geoquímica Isotópica de Pb em Rochas Carbonáticas. Anais do II Simpósio do CSF, Salvador, p:182-185.
- BACELLAR, L.A.P. - 1989 - Geologia Estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel-Três Marias-Conselheiro Mata, MG. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP,128p (Tese de Mestrado).

- BACELLAR, L.A.P. & ALKMIM, F.F. - 1993 - A Deformação das Coberturas Proterozóicas do Cráton do São Francisco ao longo da seção Coromandel - Três Marias - Conselheiro Mata (MG). Anais do II Simpósio do CSF, Salvador, p. 208-211.
- BARBOSA, A.L.M. - 1966 - Síntese da Evolução Geológica da America do Sul. Bol. Inst. Geol. Esc. Minas Ouro Preto, 1: 91-111.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du Geosynclinal Espinhaço. XIX Geol. Intern. Congr., sect XIII, p. 17 - 36, Algir.
- BARBOSA, O. - 1963 - Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central brasileiro. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC.
- BARBOSA, O. - 1965 - Série Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 19, Rio de Janeiro, 1965. SIMPÓSIO DAS FORMAÇÕES EO-PALEOZÓICAS, Rio de Janeiro, SBG.
- BARBOSA, O.; BATISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; COTTA, J.C. - 1969 - Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC. 225 p.
- BARBOSA, O; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUHHA, C.A.B.R. - 1970 - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140p. (Bol.136).
- BASTOS NETO, A.C. - 1982 - Geologia das quadrículas Dom Joaquim e parte sul da Ribeirão da Barra - borda leste da Serra do Espinhaço Meridional-MG. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 111, Rio de Janeiro.
- BATISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G. & CAMPOS, D.A. (Coord.) - 1984 - Léxico estratigráfico do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM. 560 p.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. -1984 - On the Internal Geometry of Mylonite Zones. J. Geol., 92: 667-686.
- BEURLIN, H. - 1974 - Sobre a origem singenético-sinssedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. Congr. Bras. Geol., 28, v. 6, p. 49-60. Porto Alegre.
- BEURLIN, K. - 1956 - Die Auehlichen Palaezoiischen orogenesisen auf den Brasiliennischen schild. N. Jahrb. Geol. Pal. 12: 535-542.
- BEURLIN, K. - 1970 - Geologie von Brasilien. 444 p., Berlim-Stuttgart (Borntraeger).
- BEUTNER, E.C. - 1977 - Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah to Montana, in Rocky Mountain Thrust Belt. Geology and Resources, Guideb. Wyo. Geol. Assoc. Annu. Field Conf., 29, 353-365.
- BONHOMME, M.G. - 1976 - Mineralogie des fractions fines et datation rubidium-strontium dans le Groupe Bambui, Brésil. Rev. Bras.Geoc., 6(4): 39-43.

- BRANNER, J.C. - 1919 - Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. Bull. Geol. Soc. Amer., New York, 30(2): 189-338.
- BRAUN, O.P.G. - 1968 - Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL. 14, Belo Horizonte, 1968. Anais.
- BRAUN, O.P.G. - 1988 - Bacia Sedimentar do São Francisco. Relatório Interno PETROBRÁS/DEPEX/SEBINT, Rio de Janeiro, 24p.
- BRAUN, O.P.G. - 1993 - Uma análise crítica do contato basal do Grupo Bambuí nos arredores de Cardeal Mota em Minas Gerais e sua implicação nas interpretações da evolução geotectônica da Bacia do São Francisco. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 215-217.
- BRAUN, O.P.G. & BATISTA, M.B. - 1979 - Alguns comentários sobre a Formação Macaúbas e a evolução tectônica do Espinhaço. An. 1º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 1, p. 31-42, Diamantina (SBG/Núcleo-MG).
- BRITO NEVES, B.B. - 1975 - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. São Paulo, USP (Tese de Doutorado), 198 p.
- BRITO NEVES, B.B. - 1983 - O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1:100.000. São Paulo, Tese de Doutorado, USP, 177 p.
- BRITO NEVES, B.B. - 1993 - De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 3-5.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G; & DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da Cordileira do Espinhaço - Dados novos e integração. Rev.Bras.Geoc., 9(1): 71-85.
- BRUNEL, M. - 1986 - Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. Tectonics (5), 2: 247-265.
- BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T. & BRUNI, E.C. - 1974 - Folha Rio São Francisco (SC.23). In: SCHOBENHAUS, C. (Coord.), Carta do Brasil ao milionésimo. 55 p., Brasília (DNPM).
- CABY, R.; & ARTHAUD, M. - 1987 - Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brazil)., Rev.Bras.Geoc., 17(4): 636
- CAMPOS NETO, M.C. - 1979 - Contribution a l'etude des Brasilides: Lithostratigraphie et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais (Brésil). Thèse de 3º Cicle. Paris Université Pierre et Marie Curie. 155 p.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1991 - Evolução tectônica da Faixa Alto Rio Grande. São Paulo, USP (Tese de doutorado), 307 p.
- CAREY, S.W. - 1955 - The orocline concept in geotectonics. Pap. Proc. R. Soc. Tasmania, 89, 255-289.

- CASSEDANE, J.P. - 1968 - Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização Vazante (Minas Gerais). Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, p. 33-40.
- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; & ALKIMIM, F.F - 1988 - Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. In: CONGR.BRAS.GEOL. 35, Belém.1988, Anais...Belém, SBG v. 5, p.2076-2090.
- CHAVES, M.L.S.C.; DOSSIN, I.A. & RUDNITZKI, B.D. - 1988 - Geologia e paleoambientes de sedimentação do Supergrupo Espinhaço na região do Alto Rio Paraúna (MG). In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, SBG, v. 2, p. 617-632.
- CHEMALE JR.; F.; ALKMIM, F.F. & ENDO, I. - 1993 - Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco craton. Proceedings of the VIII Gondwana Simp., Austrália, p. 29-41.
- CLOUD, P.E.; & DARDENNE, M. A. - 1973 - Proterozoic age of Bambui Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 84(5): 1673-1676.
- COBRA, R.Q. - 1969 - Laminação de fluxo e cisalhamento na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Sudene, Série Espec., 11, p. 39.
- CORDANI, U.G.; IYER, S.S.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K.; SATO, K. & McREATH, I. - 1992 - Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5 - 1.0 Ga.). J. South Am. Earth Sci., 5, p. 33-46.
- CORRENS, C.W. - 1932 - Über die Diamantenlagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien. Zeitsch. Prak. Geol., 10, p. 161-168, 177-181.
- COSTA, A.G. - 1989 - Evolução termo-barométrica para uma sequência de rochas da região do médio vale do Rio Jequitinhonha, NE do Estado de Minas Gerais. 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 10, p. 151-155, Belo Horizonte (SBG/Núcleo - MG).
- COSTA, L.A.M. da; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVENAZZI, V. - 1970 - Novos Conceitos Sobre o Grupo Bambuí e a Sua Divisão em Tectonogrupos. Inst. Geoc. da Univer. do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, (Bol.1)3-34.
- COSTA, M.T. & BRANCO, J.J.R. - 1961- Roteiro da Excursão Belo Horizonte - Brasília. In: CONG. BRAS. GEOL., 14, Belo Horizonte, 1961, Roteiro das Excursões. Belo Horizonte, SBG.
- COSTA, S.M.A.; ROLIM, V.K. & SILVA, H.C. - 1993 - O contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. Est. Tectônicos, Belo Horizonte, p. 222-225.
- COUTO, J.G.P. & BEZ, L. - 1981 - A glaciação jequitaiá: um guia estratiográfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. Rev. Bras. Geoc., 11 (1), p. 17-21.

- COUTO, J.G.P.; 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 Sn e Pb. Rev. Bras. Geol., 11(1):5-16.
- DANDEFER FILHO, A. & ALKMIM, F.F. - 1991 - Zonas de cisalhamento inter e intraestratais do Sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA) e o papel do acamamento no curso da deformação compressional. III Simp. Nac. Est. Tect., Bol. Res. Exp., p. 158-160, Rio Claro-SP.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGR.BRAS.GEOL. 30, Recife 1978. Anais...Recife, SBG v.2, p. 507-610.
- DARDENNE, M.A. - 1979 - Les mineralizations de Plomb, Zinc, Fluor du Proterozoique Superior dans le Brésil Central. Avec une mise au point sur la cronologie du Précambrien Brésilien. These de Doctorat d'Etat, 251 p., Université de Paris VI.
- DARDENNE, M.A. - 1981 - Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. An. Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, p. 140-157. SBG-Núcleo BA, CPM/SME.
- DARDENNE, M.A. & WALDE, D.H.G. - 1979 - A Estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, Belo Horizonte, 1979. Anais... Belo Horizonte, SBG. Bol., p.43-45.
- DAVIS, H.G. - 1984 - Structural Geology of Rocks and Regions. New York, John Wiley & Sons. 492p.
- DAVIS, D. & ENGELDER, T. - 1985 - The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophysics, 119, p. 67-88.
- DERBY, O.A. - 1879 - Contribuição para o estudo da geologia do Vale do Rio São Francisco. Arch. Mus. Nac., IV, p. 87-119, Rio de Janeiro.
- DERBY, O.A. - 1880 - Reconhecimento Geológico do Vale do Rio São Francisco no Brasil. COMISSÃO HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO. Rio de Janeiro. Anexo 1. p.1-24.
- DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço. J. Geol., 14, p. 374-401.
- DOMINGUEZ, J.M.L. - 1992 - As coberturas do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos a partir de uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992, Bol. Res. Exp..., v. 1, p. 546.
- DOMINGUEZ, J.M.L. - 1993 - As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. ed. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq. p. 137-159.

- DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, G.M.F. - 1989 - Sequências deposicionais do Espinhaço Sententrional na região sudoeste do Estado da Bahia. Uma margem continental proterozóica ? An. 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 10, p. 190-194, SBG-Núcleo MG.
- DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, G.M.F. - 1993 - Middle Proterozoic paleogeography of the central portion of the São Francisco Craton in the State of Bahia. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 158-159.
- DOSSIN, I.A. - 1983 - Geologia, Gênese e Controle dos Depósitos de Manganês na Borda Ocidental da Serra do Cipó-MG (Área do Inhame). Tese de Mestrado, UNB, Brasília, 127p.
- DOSSIN, I.A.; CHAVES, M.L.S.C.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. - 1985 - Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina-MG. 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 5, p. 276-290, Belo Horizonte (SBG/Núcleo - MG).
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A. - 1984 - Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). Congr. Bras. Geol., 33, v. 7, p. 3104-3117, Rio de Janeiro.
- DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M. & CHAVES, M.L.S.C. - 1990 - Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. Revista Brasileira de Geociências, 20(1-4):178-186.
- DOSSIN, I.A.; GARCIA, A.J.V.; UHLEIN, A.; DARDENNE, M.A. & DOSSIN, T.M. - 1987 - Fácies eólico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). An. Simp. Sist. Depos. Precamb., Bol. 6, p. 85-96, Ouro Preto (SBG/Núcleo - MG).
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. - 1984 - Geologia da Faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional-MG. An. Cong. Bras. Geol., 33, v. 7, p. 3118-3132.
- DOSSIN, T.M. - 1985 - Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro-MG. Tese de Mestrado, UnB, Brasília, 140 p.
- DRAPER, D. - 1920 - The high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. Transact. Geol. Soc. S. Africa, XXIII, 43-51, Johannesburg.
- DRUMOND, J.B.V.; SPERLING, E. Von & RAPOSO, F.O. - 1980 - Projeto Porteirinha - Monte Azul (escala 1:50.000). DNPM-CPRM. Relatório Final, inédito, Belo Horizonte.
- EBERLE, W. - 1972 - Petrographische und geologische Untersuchungen in der Umgebung von Diamantina (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., Beih. 121, p. 5-58, Hannover.
- ENDO, I. & MACHADO, R. - 1993 - Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 283-285.

- ESCHWEGE, W.L. Von - 1822 - Geognotisches Gemalde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Weimar Jandes Industrie Comptoir, 44 p., Berlin.
- ESCHWEGE, W.L. Von - 1832 - Bietrage Zur Gebirgekeende Brasilien Mit Vier Petrographischen Und Profildurchschnitten, XV, Berlim, G. Rumer. 488p.
- ESCHWEGE, W.L. Von - 1833 - Pluto Brasiliense. Livraria Edit. Itatiaia (Portuguese version by D.F.Murta, 1979), 2 v., 306 e 222 p., São Paulo.
- FERRIL, D.A. & GROSHONG JR., R.H. - 1993 - Kinematic model for the curvature of the northern subalpine chain, France. J. Struct. Geol., 15 (3-5), p. 523-541.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D. - 1984 - Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço-MG. An. Cong. Bras. Geol., 33, v.2, p. 2652-2667, Rio de Janeiro.
- FOGAÇA, A.C.C. & SCHÖLL, W.U. - 1984 - Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia - MG. An. Congr. Bras. Geol., 33, v. 7, p. 2638-2651, Rio de Janeiro.
- FONSECA, M.A. & DARDENNE, M.A. - 1993 - Sistemas de falhamentos transcorrentes na porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 280-282.
- FONSECA, M.A. & DARDENNE, M.A. - 1994 - Geometry and kinematics of basement strike-slip faults in the core of a curved fold and thrust belt: example of the northern Brasilia belt, central Brazil. In: 11st Int. Conf. on basement tectonics. Abstracts.
- FONTES, C.Q.; NETTO, C.C.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F. & SILVA, S.L. - 1978 - Projeto Jequitinhonha (Relatório Final). 12 volumes, Belo Horizonte, MG (DNPM - CPRM).
- FRANK, R. - 1971 - Geologie der nördlichen Serra Mineira auf Grund einer Kartierung 1:50.000 (Südl. Espinhaço Kordillere, Minas Gerais, Brasilien). Tese de Graduação, inédita, 42 p., Heidelberg.
- FREYBERG, B. - 1932 - Ergbinese Geologischen Forschungen in Minas Gerais (Brasilien). New Jahrb. Geol. Pal. Sond. II, 403 p. Stuttgart.
- FUENTES, O. - 1991 - Programa Roseta. UFOP/DEGEO/LCC (inédito).
- GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. - 1987 - Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). Simp. Sist. Deposicionais no Pré-cambriano, Bol. 6, p. 113-136, Ouro Preto (SBG/Núcleo-MG).
- GORLT, G. - 1972 - Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Rundsch., 61, p. 166-201.
- GRANTZ, A. - 1966 - Strike-slip faults in Alaska, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 267, p. 1-82.

- GRAVENOR, C.P. & MONTEIRO, R.L.B.P. - 1983 - Ice-thrust features and a possible intertillite pavement in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaiá Area, Minas Gerais, Brazil. *Journ of Geol.*, 91: 113-116.
- GRAVENOR, C.P.; Von BRUNN, V. & DREIMANIS, A. - 1984 - Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. *Earth Science Reviews*, 20: 105-166.
- GRUBBS, K.L. & VAN DER VOO, R. - 1976 - Structural deformation of the Idaho-Wyoming overthrust belt as determined by triassic paleomagnetism. *Tectonophysics*, 33, p. 321-336.
- GUIMARÃES, D. - 1951 - *Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica*. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM, Bol. 88, 314 p.
- GUIMARÃES, D. - 1964 - *Geologia do Brasil*. DNPM, Div. Fom. Prod. Min., Mem. 1, 674 p., Rio de Janeiro.
- GUIMARÃES, M.L.V. - 1992 - *Petrogênese das rochas pré-cambrianas da região de Itabira/Morro do Pilar, borda sudeste da Serra do Espinhaço Meridional-MG*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências (USP), 139 p., São Paulo.
- HARTMANN, M.B. - 1987 - A Cordilheira do Espinhaço Meridional (MG); Registro de uma tectônica de colisão continental no final do Proterozóico. In: SIMP. NAC. DE EST. TECT., 1, Salvador, 1987. *Boletim de Resumos*. p.71-73.
- HASUY, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira (Setor Central). In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUY, Y. coords. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 308-344.
- HERRGESEL, G. - 1985 - Uma margem continental proterozóica na Serra do Cipó Sententrional (Serra do Espinhaço Meridional). An. 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 5, p. 1-15, Belo Horizonte (SBG-MG).
- HERRGESEL, G. & PFLUG, R. - 1986 - The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, 9/10, p. 1405-1414.
- HETTICH, M. - 1972 - Levantamento geológico de conglomerados pré-Cambrianos da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais (Folha Carbonita, 1: 100.000). Rel. inédito, Instituto de Geologia Eschwege / CNEN, 38 p.
- HETTICH, M. - 1973 - Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone (Minas Gerais, Brasilien). Diss., Uni. Freiburg, 42 p., Freiburg.
- HETTICH, M. - 1975 - Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone (Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Jahrb.*, 14: 47-85.
- HETTICH, M. - 1977 - Glaciação Proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(2);87-101.

- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. - 1978 - Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. Rev. Esc. de Minas de Ouro Preto, 34 (2): 5-8.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. - 1976 - An Outline of Structural Geology. New York, John Wiley & Sons. 571p.
- HOPPE, A. - 1986 - Geodynamic evolution of an Early to Mid-Proterozoic mountain range: the Serra do Espinhaço, central-eastern Brazil. Geocongress 86, 21st. Bienn. Congr. Geol. S. Africa, Ext. Abstr., p. 307-309, Johannesburg.
- HUDLESTON, P.J. - 1986 - Extrating Information from Folds in Rocks. J. of Geol. Education, 34: 237-245.
- HUMAYON, M.; LILLIE, R.J. & LAWRENCE, R.D. - 1991 - Structural interpretation of the eastern Sulamain fold belt and foredeep, Pakistan. Tectonics, 10, p. 299-324.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J. F. - 1978 - Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador: Sec.Minas e Ener.,Bahia.,p. 122p.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; & RAMALHO, R. - 1984 - O cráton de São Francisco e a faixa de dobramentos Aracuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, C.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. eds. Geologia do Brasil, texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente. Escala 1:2.500.000. Brasília, Min.Minas Energia, DNPM. p.193-284.
- ISOTTA, C.A.L.; ROCHA CAMPOS, A.C. & YOSHIDA, R. - 1969 - Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil. Nature, 222 (5192): 466-468.
- JAUME, S.C. & LILLIE, R.J. - 1987 - The mechanics of the Salt Range-Potwar Plateau, Pakistan: Qualitative and Quantitative aspects of a fold-and-thrust belt underlain by evaporites. Tectonics, 6, p.
- KALT, H. - 1991 - Untersuchungen zur Schertektonik in der südlichen Serra do Espinhaço und im angrenzenden Teil des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien. Diss., Univ. Freiburg, 118 p.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1975 - Fazielle Entwicklung de mittleren Espinhaçozone mit beson derer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais/Brasilien). Diss. Uni. Freiburg, 86 p., Freiburg.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1976 - Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Congr. Bras. Geol., 29, v. 2, p. 179-188, Ouro Preto.
- KARFUNKEL, B & KARFUNKEL, J. - 1977 - Fazielle Entwicklungder Mitlern Espinhaço - Zone mit beson derer Berücksichtigung des tillet - problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., 24:3-91.

- KARFUNKEL, J.; & HOPPE, A. - 1988 - Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 65: 1-21.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. & KARFUNKEL, B. - 1984b - Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil - a synthesis. In: XXVII Int. Geol. Congr., Moscow.
- KARFUNKEL, J.; MOREIRA, P.C.H.; RIBEIRO, M.C. & FRANCO, A.L.C. - 1984a - Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da Barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. *Congr. Bras. Geol.*, 33, v. 7, p. 3091-3103, Rio de Janeiro.
- KARFUNKEL, J.; PEDROSA SOARES, A.C. & DOSSIN, I.A. - 1985 - O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, revisão dos conhecimentos. 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 5, p. 45-59, Belo Horizonte (SBG/Núcleo-MG)
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J.C. & KARFUNKEL, B.S. - 1981 - Contribuição a estratigrafia e tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. An. Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, p. 158-163. SBG-Núcleo BA, CPM/SME, Salvador.
- KARNER, G.D. - 1987 - The interplay between erosion and basin development. *LAMONT-DOHERTY GEOLOGICAL OBSERVATORY Year Book*, p. 46-51.
- KENNEDY, W.Q. - 1946 - The Great Glen Fault. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, v. 102, p. 41-76.
- KLEIN, G.V. - 1991 - Basin analysis and sedimentary processes. In: FORCE, E.R.; EIDEL, J.J. & MAYNARD, J.B. eds. *Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: a Basin Analysis Approach to exploration*. Soc. Econ. Geol., *Reviews in Economic Geology*, v. 5, p. 21-130.
- KNAUER, L.G. - 1984 - A geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais. *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, v. 7, p. .
- KNAUER, L.G. - 1990 - Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Tese de Mestrado, UNICAMP, 298 p.
- KNAUER, L.G. & SCHRANK, - 1993 - A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, 1(1): 33-38.
- KNEIDL, V. - 1977 - Zum unterbau, zur Liegendgrenze und tieferen Schichtfolgen der Minas - Supergruppe (Mittl. Präkambrium) NE Belo Horizonte (Minas Gerais, Brasilien). *Habil. Schrift, Univ. Freiburg*, 120 p., Freiburg.
- LAUBSCHER, H.P. - 1972 - Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci.*, 272, p. 293-304.

- LEONARDOS JR., D.H.; FYFE, W.J. & FUCK, R.A. - 1976 - Panafrican Thrusting and Melting within the Brazilian Continental Margin. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 48 (suplemento): 153-158.
- LIAIS, E. - 1872 - *Climats, géologie, faune et géographie botanique du Brésil.* 640 p., Paris.
- LOPES, O.H. - 1979 - Mineralizations en plomb, zinc et fluorine encaissées dans le Bambuí de Proterozoïque Superior de la région d'Itacarambí, Minas Gerais, Brésil. Université de Paris, 1979. 130 p. (Tese de Doutorado), Paris.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. - 1993 - A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga. baseada em geocronologia U-Pb. *Anais do II Simp. do CSF, Salvador*, p. 100-102.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O. - 1992 - U-Pb geochronology of the Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Cráton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, p. 1221-1227.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; & ABREU, P.A.A. - 1989 - Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço meridional. In: *Simp. Geol. Minas Gerais 5, Belo Horizonte 1989, Anais...Belo Horizonte. SBG- Núcleo MG, Bol. 10, p. 171-174.*
- MAGALHÃES, L. - 1988 - Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas-Serra do Cipó). Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP. 109p (Tese de mestrado).
- MARCHESE, H.G. - 1974 - Estromatolitos Gymnosolenida en el lado oriental de Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(4): 257-271.
- MARSHAK, S. - 1988 - Kinematics of Orocline and Arc Formation in Thin-skinned Orogens. *Tectonics*. 7(1):73-86
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. - 1989 - Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3): 555-571.
- MARSHAK, S. & TABOR, J.R. - 1989 - Structure of the Kingston Orocline in the Appalachian fold-thrust belt, New York. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 683-701.
- MARSHAK, S. e WILKERSON, M.S. - 1992 - Effect of Overburden Thickness on Thrust Belt Geometry and Development. *Tectonics*. 11(3):560-566.
- MARSHAK, S., WILKERSON, M.S. e HSUI, A.T. - 1992 - Generation of Curved Fold-Thrust Belts: Insight from Simple Physical and Analytical models. In: McCLAY, K.R. ed.: *Thrust Tectonics*. London, Chapman & Hall, p. 83-92.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MOTTA, A.C.; & JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - Província São Francisco. In F.F.M. ALMEIDA and Y. HASUI eds: *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Bluecher, p. 46-122.

- MENEZES FILHO, N.R. - 1980 - Sequência vulcano/vulcanoclástica da Serra do Riacho Seco (Monte Azul, MG) - Supergrupo Espinhaço. Congr. Bras. Geol., 31, v. 4, p. 2104-2118, Camboriú (Santa Catarina).
- MENEZES FILHO, N.R.; MATTOS, G.M.M. & FERRARI, P.G. - 1977 - Projeto Três Marias. Relat. Final, Belo Horizonte (DNPM/CPRM).
- MERCIER, J.L. - 1984 - La Dèformation des continents au Voisinage des Marges Convergentes. Bull. Soc. Geol. France (7). T. XXIV. N° 3: 551-566.
- MITRA, S. - 1986 - Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potencial. AAPG Bull., 70: 1087-1112.
- MORAES, L.J. - 1929 - Geologia da região de Diamantina, Estado de Minas Gerais. Serv. Geol. Min., Rel. Anual, p. 29-34, Rio de Janeiro (DNPM).
- MORAES, L.J. - 1932 - Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., IV (3): 111-114.
- MORAES, L.J. - 1934 - Depósitos diamantíferos do norte de Minas Gerais. DNPM, SFPM, 3, 77 p.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., 2, p. 153-186.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. - 1931 - The diamond bearing region of northern Minas Gerais, Brazil. Economic Geology, v. 26, p. 502-530.
- MORAES, L.J. - 1937 - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. In: Geologia econômica do norte de Minas Gerais. Cap. 1, Bol. 19: 9-164, DNPM, Serv. Fomento Prod. Miner., Rio de Janeiro.
- MORALES, N. - 1989 - Metamorfismo em zona de colisão. Seminário apresentado na disciplina "Tectônica", UNESP, inédito, 20 p.
- MOSHER, S. & HELPER, M. - 1988 - Interpretation of poly-deformed terranes. In: Marshak, S. & Mitra, G. eds. Basic Methods of structural geology. New Jersey, Prentice Hall, p. 361- 384.
- MOURÃO, M.A.A. & PEDROSA SOARES, A.C. - 1992 - Evidências de sedimentação turbidítica, no Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí, Minas Gerais. Rev. Esc. Minas, Ouro Preto, 45(1/2): 94-96.
- MÜLLER, G.; HÖHNDORF, A.; LAUENSTEIN, H.J. & LENZ, H. - 1986 - Petrological and geochemical data on a high - metamorphic Archean BIF - bearing rock sequence near Guanhões, Minas Gerais, Brazil. Geol. Jb. Reihe D 79, 3-20, Hannover.
- MUZZI MAGALHÃES, P. -1989 - Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 100p (Tese de mestrado).

- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil. 782 p., Rio do Janeiro (Min. Agric.).
- OLIVEIRA, J.R.P. - 1989 - Comportamento estrutural dos sedimentos dos Grupos Macaúbas e Bambuí numa porção do centro-norte do Estado de Minas Gerais. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 128p (Tese de mestrado).
- OLIVEIRA, M.A.M. de -1967 - Contribuição à Geologia da parte sul da bacia do São Francisco e áreas adjacentes. In: PETROBRÁS. Coletânea de Relatórios de Exploração. Rio de Janeiro, VI, p.71-106.
- PAES LEME, A.B. - 1924 - Evolução da estrutura da terra e geologia do Brasil vistas através das coleções do Museu Nacional. 368 p., Rio de Janeiro (Imprensa Nacional).
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. - 1986 - Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, v. 8 (8), p. 831-843.
- PATERSON, M.S. & WEISS, L.E. - 1961 - Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 841-882.
- PAULINO, J. *et al.* - 1979 - Projeto Integração geológico-geofísico do Espinhaço Central; relatório final. Belo Horizonte, DNPM-CPRM, 3 v.
- PEDROSA SOARES, A.C. - 1984 - Metamorfismo, granitogênese e mineralizações da região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais, Brasil. Tese de Mestrado, UnB, Brasília, 171 p.
- PEDROSA SOARES, A.C.; GROSSI SAD, J.H. & VIDAL, P. - 1993 - Evidences of a constructive margin in the Sanfranciscana Plate (Araçuaí Belt, MG): a geochemical evaluation of metabasic rocks. *Anais do II Simp. do CSF*, Salvador, p. 131-133.
- PEDROSA SOARES, A.C.; LEONARDOS, O.H. & CORREIA NEVES, J.M. - 1984 - Aspectos metamórficos de sequências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. *Congr. Bras. Geol.*, 33, v.4, p. 3056-3065, Rio de Janeiro.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; MONTEIRO, R.L.P.B. & MOURÃO, M.A.A. - 1990 - A evolução monocíclica da Faixa Araçuaí no Médio Jequitinhonha: evidências estratigráficas, estruturais e metamórficas. *Bol. Res. Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, p. 292.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS, O.H. - 1992 - Toward a new tectonic model for the upper Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Afric) Belt. *Journal of South Am. Earth Scienc.*, v. 6 (1/2), p. 33-47.
- PFLUG, R. - 1963 - Contribuição à paleogeografia da Serra do Espinhaço: quartzitos da região de Diamantina. DGM/DNPM. Not. Prelim.e Est. 118, Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. - 1965 - A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DGM/DNPM, Bol. 226, Rio de Janeiro, 55p.

- PFLUG, R. - 1967 - Die Praekambrische Miogeosynklinale der Espinhaço Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch.*, 56: 825-844.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Min., Notas Prelim. Estud., 142, 20 p.
- PFLUG, R.; HOPPE, A. & BRICHTA, A. - 1980 - Paleogeografia do Pré-cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. *Nuevos Result. Pesq. Alemana Latinoam.*, p. 33-43, Boppard (DFG).
- PFLUG, R.; & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem Sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: CONGR.BRAS.GEL., Aracaju 1973, Anais...Aracaju, SBG, v. 1(2): 5-19.
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C. & RENGER, F. - 1969 - Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. SUDENE-DRN/DG, Série Especial, 9, 59 p.
- PORADA, H. - 1989 - Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44:103-136.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - *Folds and Fracturing of Rocks*. New York, McGRAW-Hill. 568p.
- RAMSAY, J. G. - 1980 - Shear zone geometry: review. *J. Struct. Geol.* 2(1/2): 83-93.
- RANKIM, D.W. - 1976 - Appalachian salients and recesses; Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 5605-5619.
- RENGER, F. - 1970 - Fazies und Magmatismus der Minas-Série in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau*, 59, p. 1253-1292.
- RENGER, F. - 1979 - Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. An. 1º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 1, p. 9-28, Diamantina (SBG/Núcleo-MG).
- RENNER, G.W. - 1985 - Programa Geolest, Modificado do Programa Geli 1. In: ADLER, R.E.; KRUECKEBERF, F.; PFISTERBER, W.; PILGER, A.; SCHMIDT, M.W. - 1968 - Elektronische Datenverarbeitung in der tektonik. *Clausth. Tekton. H.* 8:157p.
- RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. - 1976 - Patterns and strain variation in arcuate fold belts. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 283, p. 281-288.
- RIMANN, E.A. - 1917 - A kimberlite no Brasil. *An. Esc. Minas, Ouro Preto.* (15):27-32.
- RIMANN, E.A. - 1920 - Zur Kenntnis der Minas Serie in Staate Minas Geraes (Brasilien). *Centralbl. Miner., Abl. A*, p. 417-422.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & HASUY, Y. - 1981 - Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia. In: Hambrey, M.J. & Harland, W.B.; eds. *Earth pre-pleistocene glacial record*. Cambridge University Press. p. 933-939.

- ROLIM, V.K.- 1992 - Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. Rev. Esc. Minas, 45, p. 75-77.
- ROLIM, V.K.; COSTA, S.M.A. & SILVA, H.C. - 1992 - Um padrão de deformação para as formações superiores do Supergrupo Espinhaço meridional. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. Bol. Res. Exp., p. 295-297.
- SANDER, B. - 1930 - Gefunder der Gesteine. Berlin, Springer.
- SCHMIDT, H. L. - 1972 - Fazieswechsel in der São Francisco-Serie (Bambuí) bei Bocaiúva, Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Jb., 121:59-94.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. & ASMUS, H.E. - 1984 - Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente. Brasília: MME/DNPM.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. - 1981 - Geologic map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits, scale 1: 2.500.000. DNPM.
- SCHÖLL, W.V. - 1972 - Der Sudwestliche Randbereich der Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rndschau, 61(1):201-216.
- SCHÖLL, W.U. - 1973 - Sedimentologie und Geochemie der Bambuí Gruppe am SE-Rand des Sao Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien. Heidelberg, Univ. Heidelberg, RFA, 90p (Tese de doutorado).
- SCHÖLL, W.U - 1976 - Sedimentologia e Geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: CONG. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. p.207-231.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço. In: Simp. Geol. Minas Gerais 1, Diamantina 1978, Anais...Diamantina, SBG-Núcleo MG, Bol.1, p.55-73.
- SEEBER, L. - 1984 - Large components of rotation and/or longitudinal stretching are predicted for the Himalayan accretionary wedge (abstract). Paper presented at International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, Regional Assembly, Hyderabad, India.
- SEEBER, L.; ARMBRUSTER, J.G. & QUITMEYER, R.C. - 1981 - Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya-- Geodynamic Evolution. Geodyn. Ser., vol. 3, edited by H.K. Gupta and F. Delany, pp. 215-242, AGU, Washington, D.C.
- SIBSON, R.M. - 1977 - Faults Rocks and fault Mechans. J. Geol. Soc. Lond., 133: 191-213.
- SIGA JR., O. - 1986 - A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Mestrado, USP, São Paulo, 140 p.

- SIGA JR., O.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S. & TALOR, P.N. - 1987 - Aplicação dos isótopos de Sr e Pb nas rochas gnáissico-migmatíticas da Itacambira-Barroco. 4º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 7, p. 45-57, Belo Horizonte (SBG-MG).
- SILVA, R.R. - 1993 - Sequências estratigráficas da fase rifte do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 154-157.
- SIMÕES, L.S.A. - 1989 - Geometria de isógradas metamórficas. Seminários Gerais II, USP, 18 p. inédito.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO, M.G.; MENEZES, P.R. - 1982 - Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas aplicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, 2, Brasília. Atas ...
- SOUZA, S.L.; FRÓES, R.J.B. & MORAES, A.M.V. - 1986 - Nova concepção sobre a evolução geotectônica do Espinhaço setentrional. In: CONGR.BRAS.GEOL. 34, Goiânia 1986, Anais...Goiânia, SBG, v.3, p. 1176-1190.
- SOUZA FILHO, R.G. - 1994 - O contraste de estilos estruturais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco na porção externa da Faixa Araçuaí (Serra do Cabral, MG). Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 165 p. (Dissertação de Mestrado).
- SOUZA FILHO, R.G. & ALKMIM, F.F. - 1993 - A discordância angular entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco e o Arcabouço estrutural da região da Serra do Cabral, MG. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 212-214.
- SPERBER, M. Von - 1977 - Geologie des Präkambriums am Südwestrand der Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., B 24, p. 93-148.
- SPIX, J.B. & MARTIUS, C.F.P. - 1823/1831 - Reise in Brasilien. 1388 p., em 3 vols., Munique (Lindauer).
- STEIN, R. - 1989 - Programa Monitor. UFOP/DEGEO/LCC (inédito).
- STONE, D.S. - 1986 - Wrench faulting and Rocky Mountain Tectonics. The Mountain Geologist, v. 6, N° 2, p. 67-79.
- TEIXEIRA, W.; DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; SALVADOR, E.D.; SIGA JR., O. & SATO, K. - 1990 - Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do sistema Espinhaço, região de Guanhães e Gouveia-MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. An. Congr. Bras. Geol., 36, v. 6, p. 2711-2722, Natal.
- TEIXEIRA, W. & SILVA, F.C. - 1993 - A evolução tectonotermal proterozóica do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, p. 18-20.
- THOMAS, W.A. - 1977 - Evolution of Appalachian-Quachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. Am. J. Sci., 277, p. 1233-1278.

- TORQUATO, J.R.F. & FOGAÇA, A.C.C. - 1981 - Correlação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, O Grupo Chela em Angola e as Formações Nosib e Khoabendua na Namíbia. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG. p.87-89.
- TROMPETTE, R. - 1989 - Ensialic evolution of the centrifugal Araçuaí-West Congo (Zaire) Pan Africa Belt: Role of Middle Proterozoic fracturation. Abstracts, XXVIII Intern. Geol. Congr. (Washington DC), 3, 255-256.
- TUNER, F.I. & WEISS, L.E. - 1963 - Structure Analysis of Metamorphic Tectonics. New York, McGraw-Hill. 560p.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. - 1992 - Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York, 532 p.
- UHLEIN, A. - 1984 - Análise estrutural nas formações inferiores do Supergrupo Espinhaço da região de Datas (MG). Congr. Bras. Geol., 33, v. 3, p. 3381-3392, Rio de Janeiro.
- UHLEIN, A. - 1991 - Transição cráton - Faixa dobrada: um exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. São Paulo, Inst. Geoc., USP, 295p (Tese de doutorado).
- UHLEIN, A.; ALKMIM, F.F.; PEDREIRA, A.J. & TROMPETTE, R.R. - 1992 - Evolução Geológica da Faixa Móvel Espinhaço nos estados de Minas Gerais e Bahia. Congr. Bras. Geol., 37, SBG/SP, São Paulo, Bol. Res. Exp., v. 1, p. 290-291.
- UHLEIN, A.; ASSIS, L.C. & DARDENNE, M.A. - 1983 - As mineralizações de ouro e cromita da sequência Vulcano-sedimentar do Serro. An. Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 3, p. 306-320, SBG/Núcleo-MG, Belo Horizonte.
- UHLEIN, A. & CHAVES, M.L.S.C. - 1989 - Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional: região de Medanha a São Gonçalo do Rio Preto, MG. An. 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 10, p. 175-179, Belo Horizonte (SBG/Núcleo-MG).
- UHLEIN, A.; DOSSIN, I.A. & CHAVES, M.L.S.C. - 1986b - Contribuição a geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional, MG. Congr. Bras. Geol., 34, v. 3, p. 1191-1203, Goiânia.
- UHLEIN, A. & GARCIA, A.J.V. - 1987 - Estratigrafia, sedimentologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Kubitschek, MG. Simp. Sist. Depos. Pre-camb., Bol. 6, p. 97-111, Ouro Preto (SBG/Núcleo-MG).
- UHLEIN, A.; SILVA, M.E. & TROMPETTE, R. - 1990 - A faixa de dobramentos Araçuaí no Estado de Minas Gerais: uma cadeia monocíclica de idade brasileira. An. Congr. Bras. Geol., 36, v. 6, p. 2576-2588, Natal.

- UHLEIN, A. & TROMPETTE, R. - 1992 - A evolução de um rift intracontinental para uma margem continental passiva: o exemplo da Faixa de Dobramentos Araçuaí (MG). Congr. Bras. Geol., 37, SBG/SP, São Paulo, Bol. Res. Exp., v. 1, p. 293-294.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & SILVA, M.E. - 1986 - Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina(MG). Rev. Bras. Geoc. 16 (2) : 212-216.
- VIVEIROS, J.F.M. e WALDE, D.H.G. - 1976 - Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 38/39:15-27.
- WADIA, D.N. - 1931 - The syntaxis of the northwest Himalayas, its rocks, tectonics, and orogeny. Mem. Geol. Surv. India, part 2.
- WALDE, D.H.G. - 1976 - Fazielle Entwicklung des prakambrium Zuischen Serra Mineira und Serra do Cabral sudwestliche Espinhaço-zone, Minas Gerais, Brasilien. Tese de Doutorado. Albert-Ludwigs Universitat, Freiburg, 62p.
- WALDE, D.H.G. - 1978 - Desenvolvimento faciológico do Precambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudeste da Serra do Espinhaço, MG). Congr. Bras. Geol., 30, v. 2, p. 711-725, Recife.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. & SEELY, D.R. - 1973 - Basic wrench tectonics. AAPG Bulletin, v. 57, N° 1, p. 74-96.
- WILKERSON, M.S.; MARSHAK, S. & BOSWORTH, W. - 1992 - Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps. Geology, v. 20 (5), p. 439 - 442.
- WILSON, G. - 1982 - Introduction to small-scale geologic structure. London, Allen & Unwin Ltd. 128p.

MAPA GEOLOGICO DA REGIÃO DE PRESIDENTE JUSCELINO

ANEXO I

ESCALA

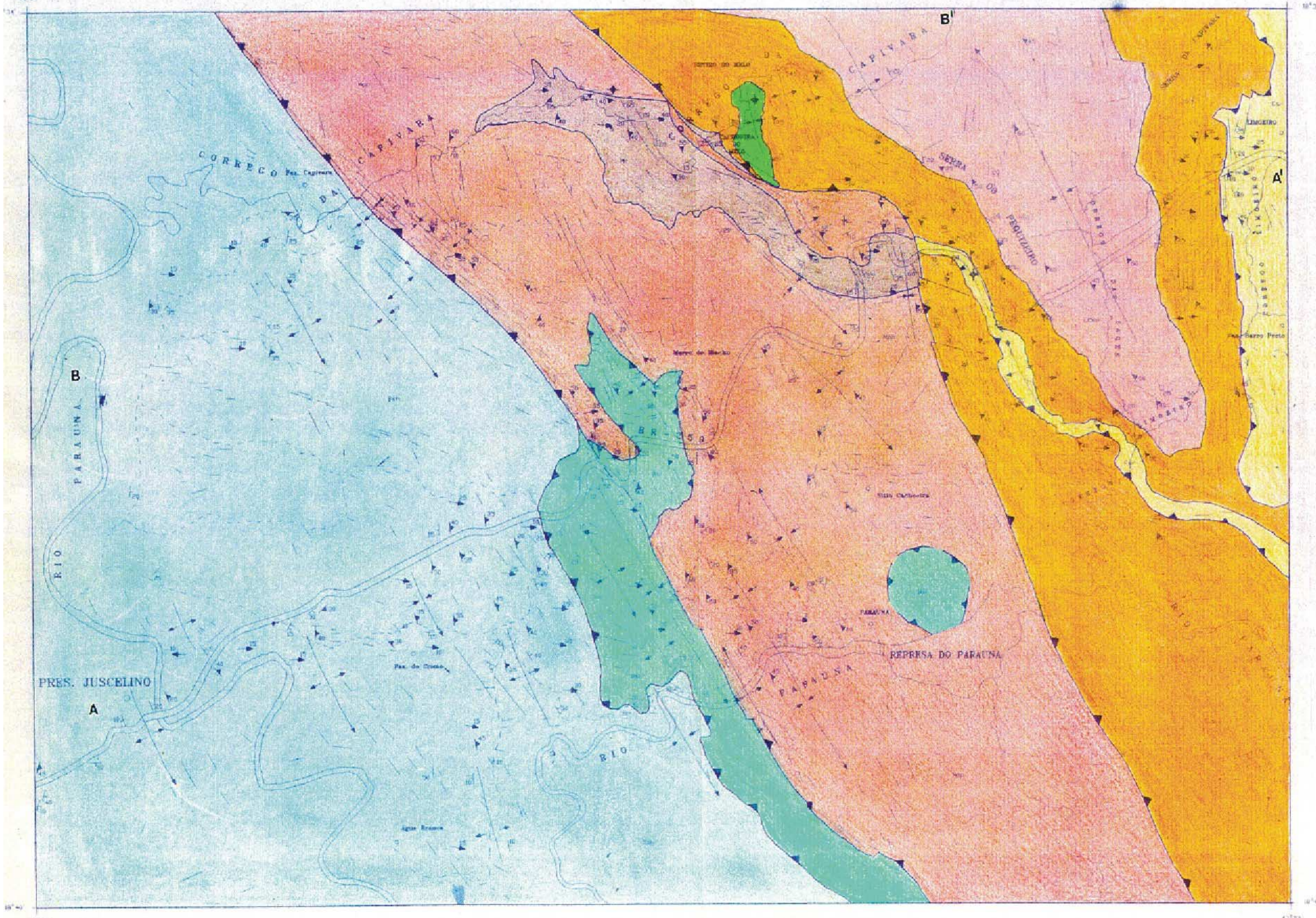


CONVENÇÕES

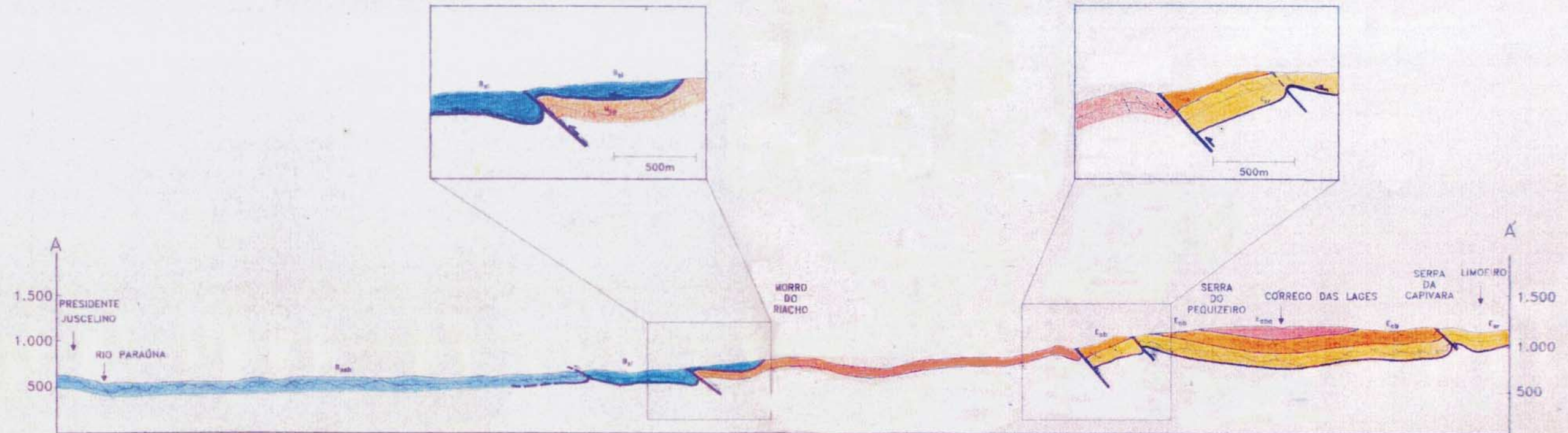
- | | | | |
|--|---|--|-------------------------|
| | Acionamento (up) | | Falha de Empurrão |
| | Falhas | | Falha discordada |
| | Chegada | | Falha de Transcorrência |
| | Arteriais | | Contato |
| | Arteriais com indicação do sentido do curso | | Contato inferido |
| | Secular | | Alinhamento estrutural |
| | Secular com indicação do sentido do curso | | Posição dos Perfis |
| | Acionamento horizontal | | |
| | Falha subvertical | | |
-
- | | |
|--|---------------------|
| | CIDADES |
| | LOCALIDADES |
| | ESTRADAS |
| | ESTRADA PAVIMENTADA |
| | ESTRADA CARROSSÁVEL |

LEGENDA ESTRATIGRÁFICA

- SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
- GRUPO BAMBUI
- Formação Serra de Santa Helena
 - Formação Sete Lagoas
- GRUPO MACAÍBAS
- Faixa osório-pelítica
 - Faixa ruibrica
- SUPERGRUPO ESPINHADO
- Formação Corrego Bonfins
 - Formação Córrego São Domingos
 - Formação Santa Rita



SEÇÕES GEOLÓGICAS DA REGIÃO DE PRESIDENTE JUSCELINO - ANEXO 2



PERFIL AA (BR-259)



LEGENDA ESTRATIGRAFICA

SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

GRUPO BAMBUI

- Formação Serra de Santa Helena
- Formação Seta Logoa

GRUPO MACAÚBAS

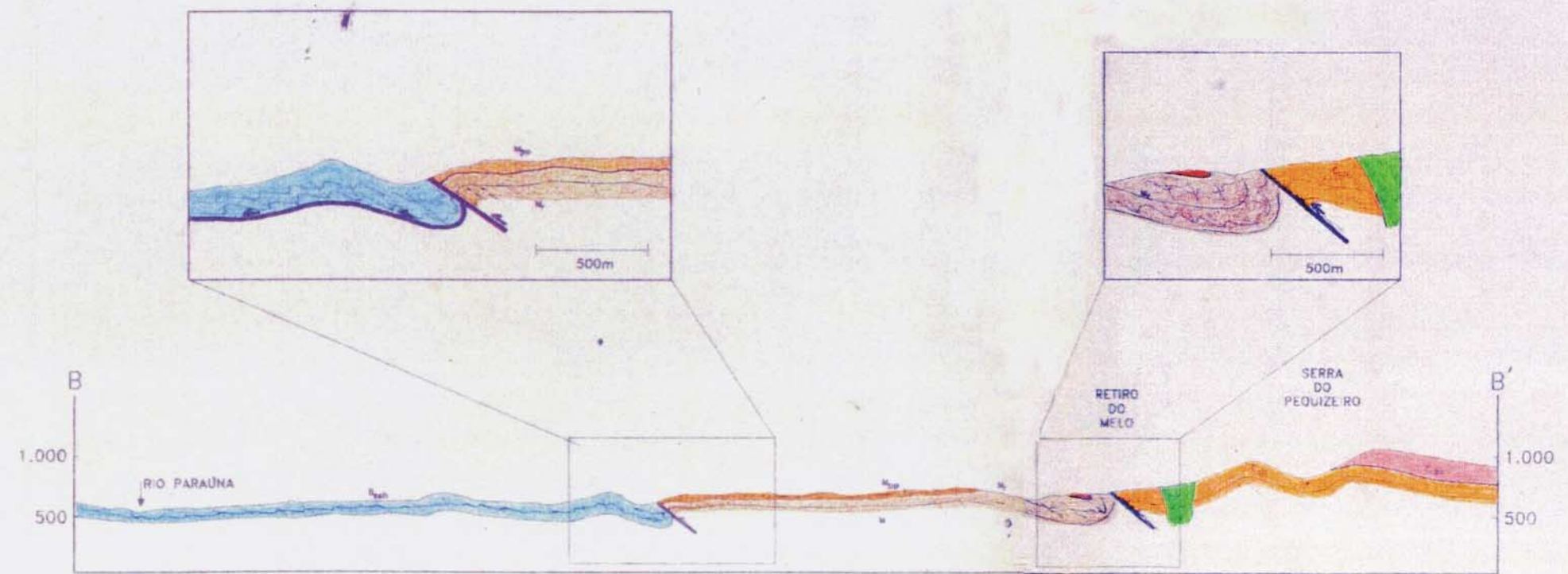
- fácies psamo-pelítica
- fácies rudítica

SUPERGRUPO ESPINHACO

- Formação Corrego Bandeira
- Formação Corrego dos Borges
- Formação Santa Rita

CONVENÇÕES

- ACAMAMENTO
- FOLIAÇÃO
- CONTATO
- FALHA DE EMPURRÃO
- METABÁSICA

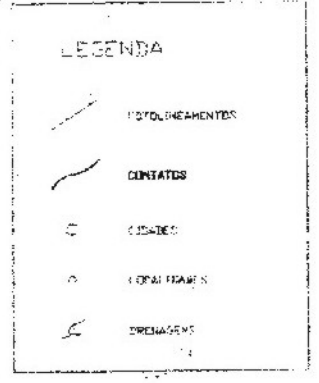
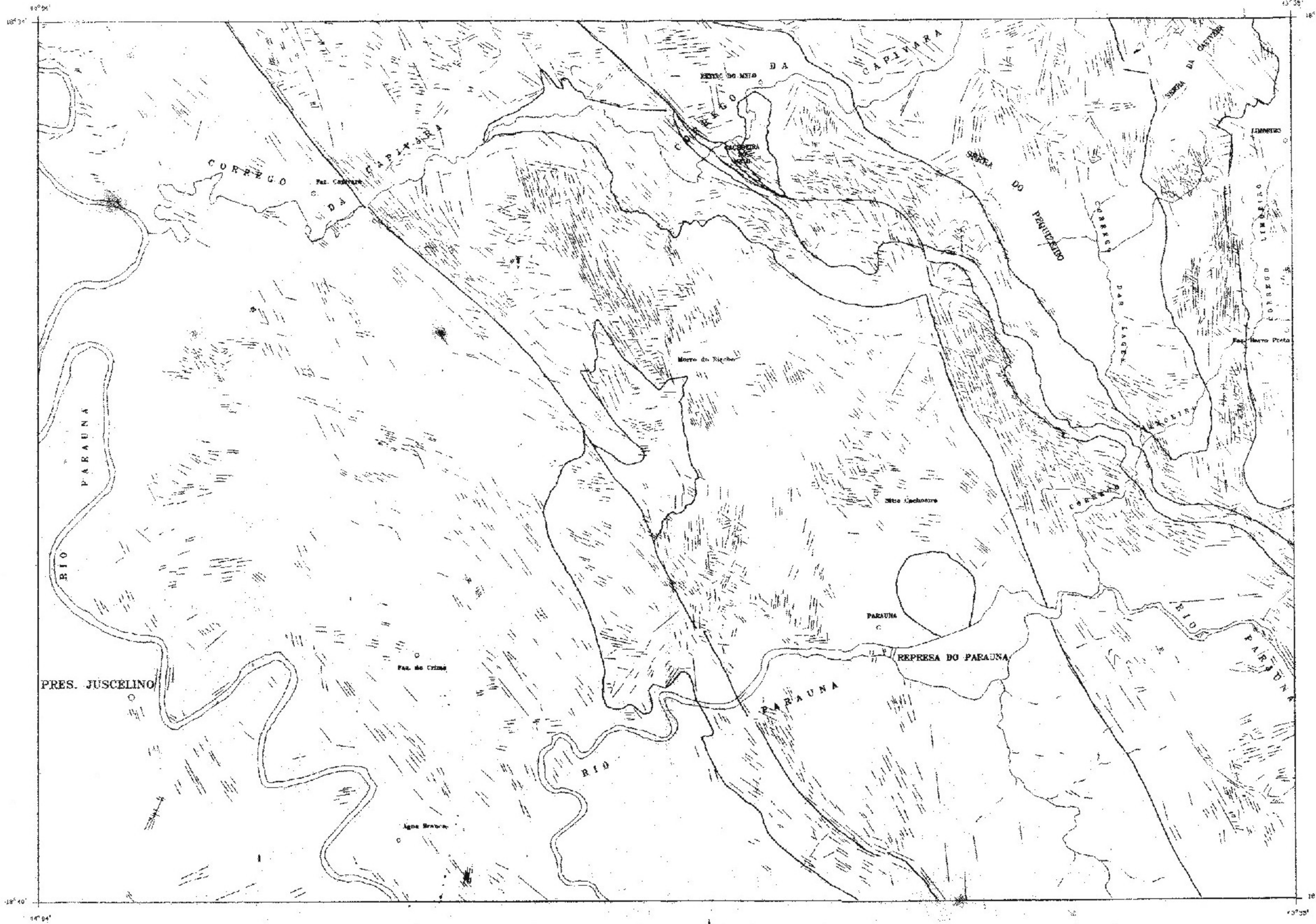


PERFIL BB' (CÓRREGO CAPIVARA)

MAPA DE FOTOLINEAMENTOS DA REGIAO DE PRESIDENTE JUSCELINO

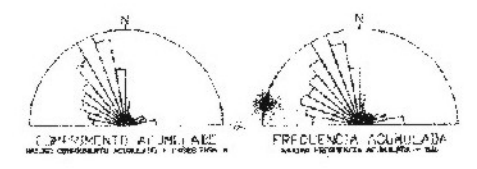
ANEXO 3

ESCALA

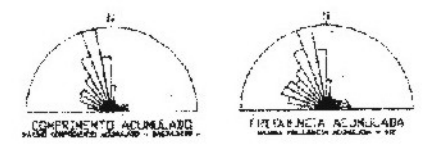


DIAGRAMAS DE ROSAS

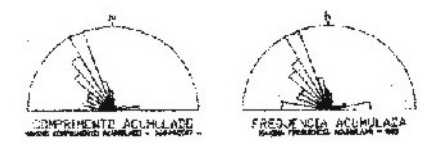
ÁREA ESTUDADA



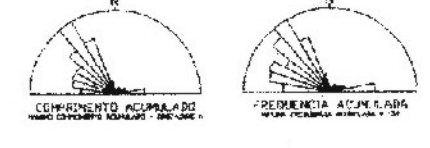
SUPERGRUPO ESPINHACO



GRUPO MACAUBAS



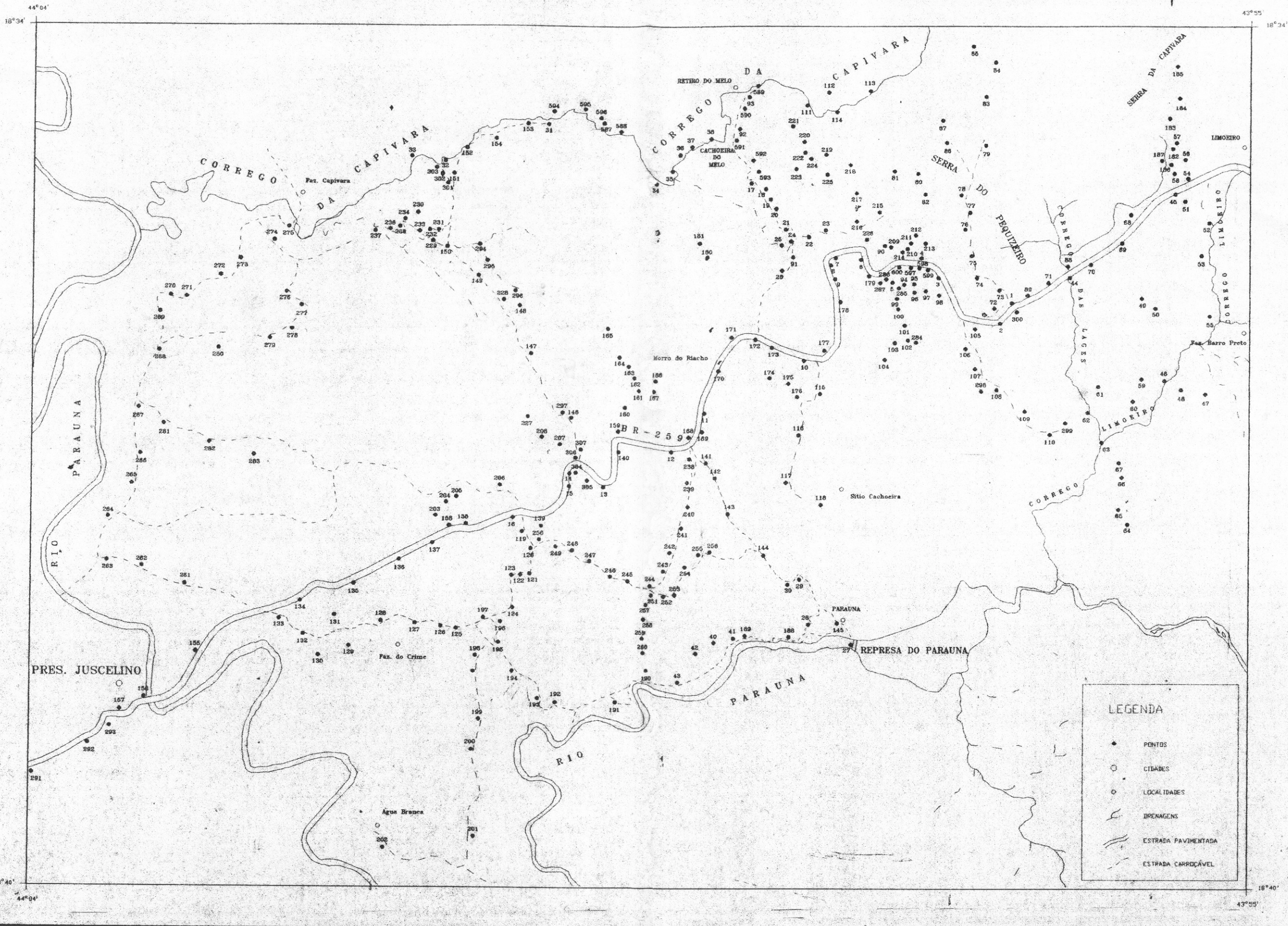
GRUPO BAMBUÍ



MAPA DE PONTOS DA REGIÃO DE PRESIDENTE JUSCELINO

ANEXO 4

ESCALA



LEGENDA	
●	PONTOS
○	CIDADES
○	LOCALIDADES
—	DRENAGENS
—	ESTRADA PAVIMENTADA
—	ESTRADA CARROCÁVEL

MAPA GEOLOGICO DA REGIAO DE CARDEAL MOTA

ANEXO 5

ESCALA



CONVENÇÕES

	Acum. (so)		Falha de Empurrão
	Foliação		Falha inclinada
	Lineação		Falha de Transcorrência
	Acum. horizontal		Contato
	Anticlinal com indicação do corno de charneira		Contato inferido
	Sinclinal com indicação do corno de charneira		Alinhamento estrutural

C C Posição dos Perfis

	CIDADES
	LOCALIDADES
	DRENAGENS
	ESTRADA PAVIMENTADA
	ESTRADA CARRODÁVEL

LEGENDA ESTRATIGRÁFICA

SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

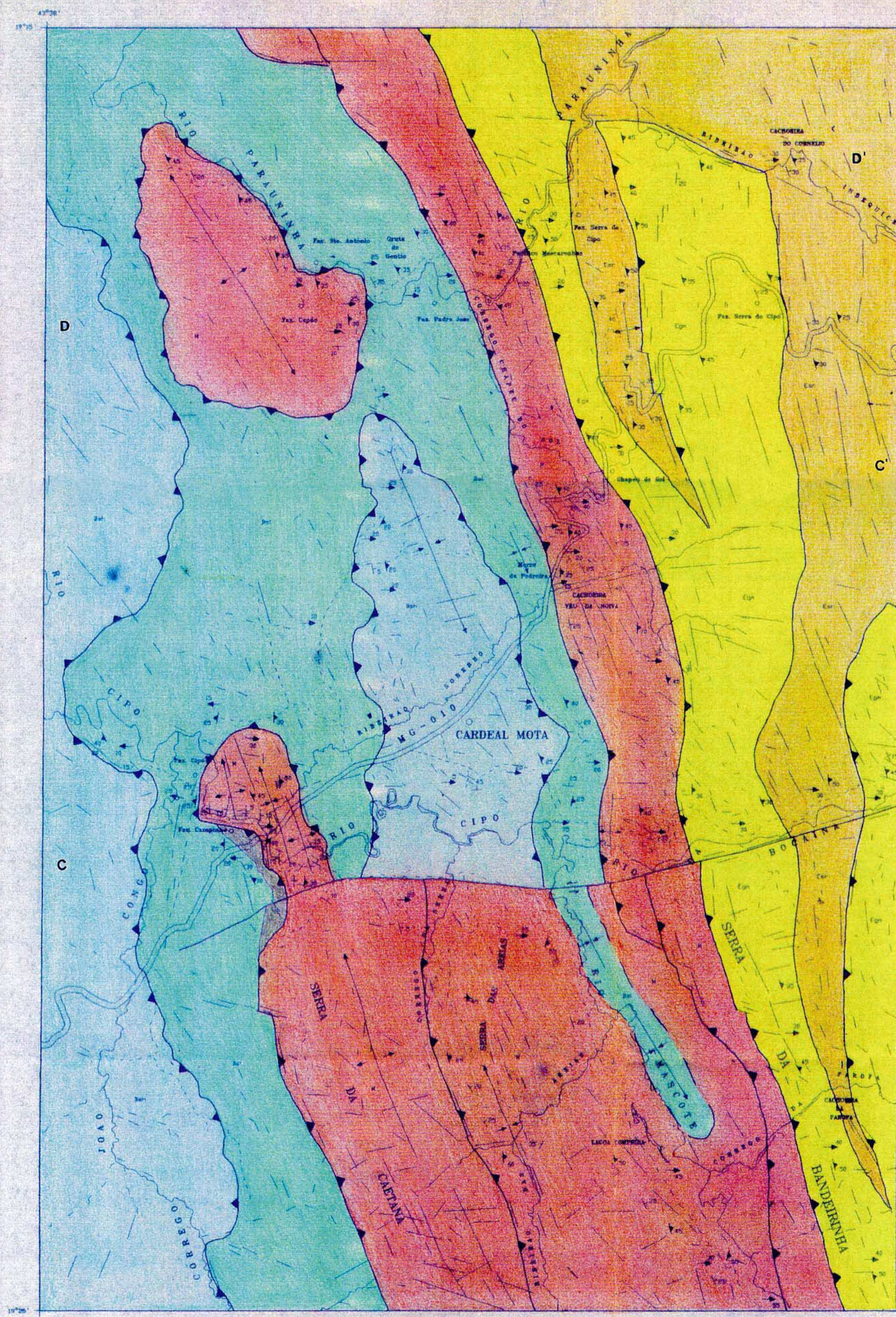
GRUPO BANBUÍ

	Formação Serra de Santa Helena
	Formação Sete Lagoas

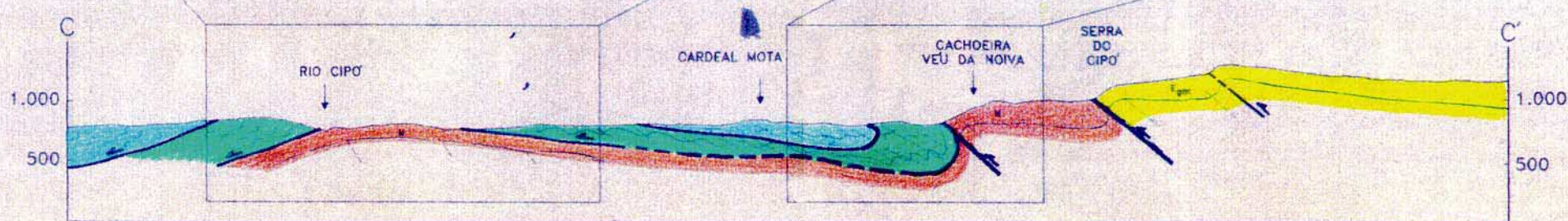
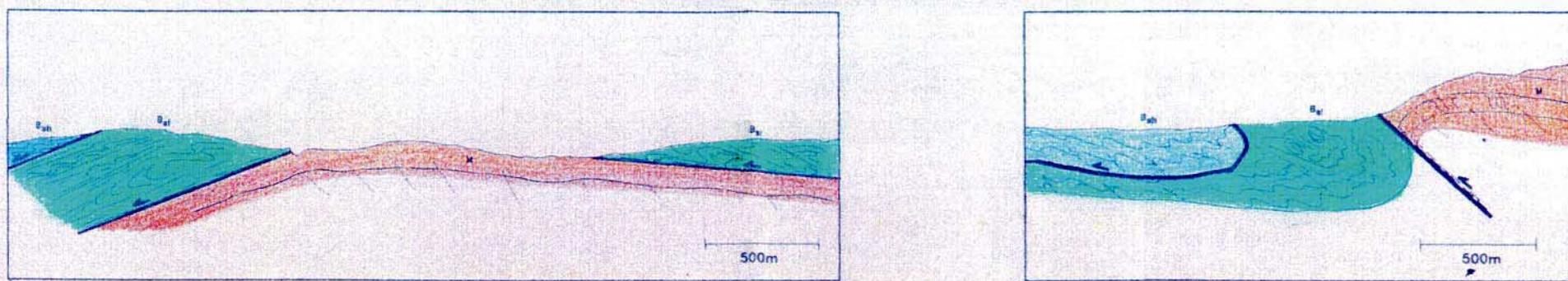
GRUPO MACAÍBAS

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

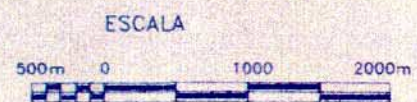
	Formação Santa Rita
	Formação Cacho do Aguel



SEÇÕES GEOLÓGICAS DA REGIÃO DE CARDEAL MOTA - ANEXO 6



PERFIL CC' - MG-010 (SERRA DO CIPO)



LEGENDA ESTRATIGRAFICA

SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

GRUPO BAMBUÍ

Formação Serra de Santa Helena

Formação Sete Lagoas

GRUPO MACAÚBAS

SUPERGRUPO ESPINHACO

Formação Santa Rita

Formação Galho da Miguel

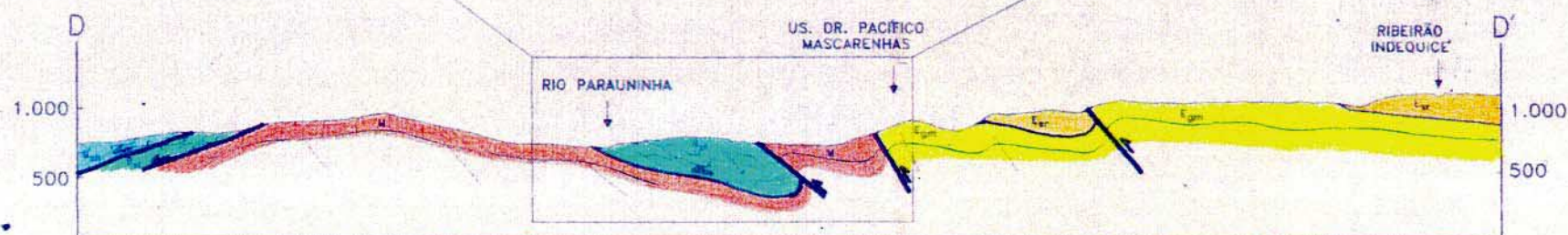
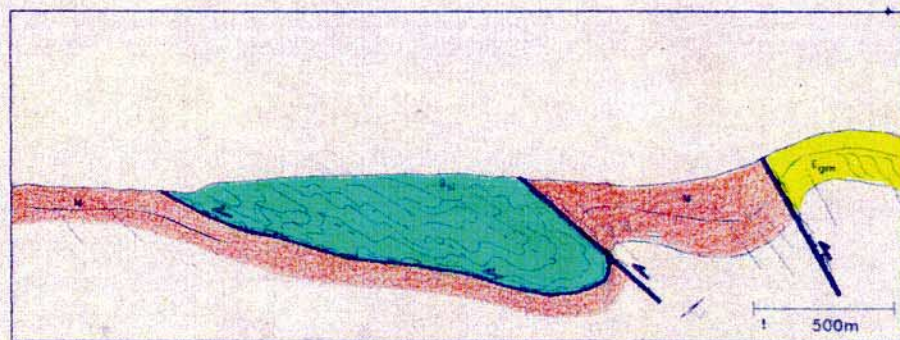
CONVENÇÕES

ACAMAMENTO

FOLIACÃO

CONTATO

FALHA DE EMPURRÃO



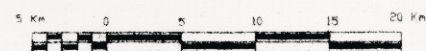
PERFIL DD'

MAPA DE FOTOLINEAMENTOS DA REGIAO DE CARDEAL MOTA

ANEXO 7



ESCALA

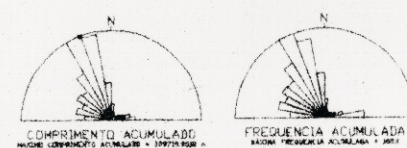


LEGENDA

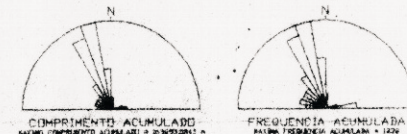
- FOTOLINEAMENTO
- CONTATOS
- CIDADES
- LOCALIDADES
- DRENAGENS

DIAGRAMAS DE ROSAS

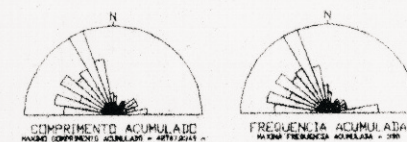
AREA ESTUDADA



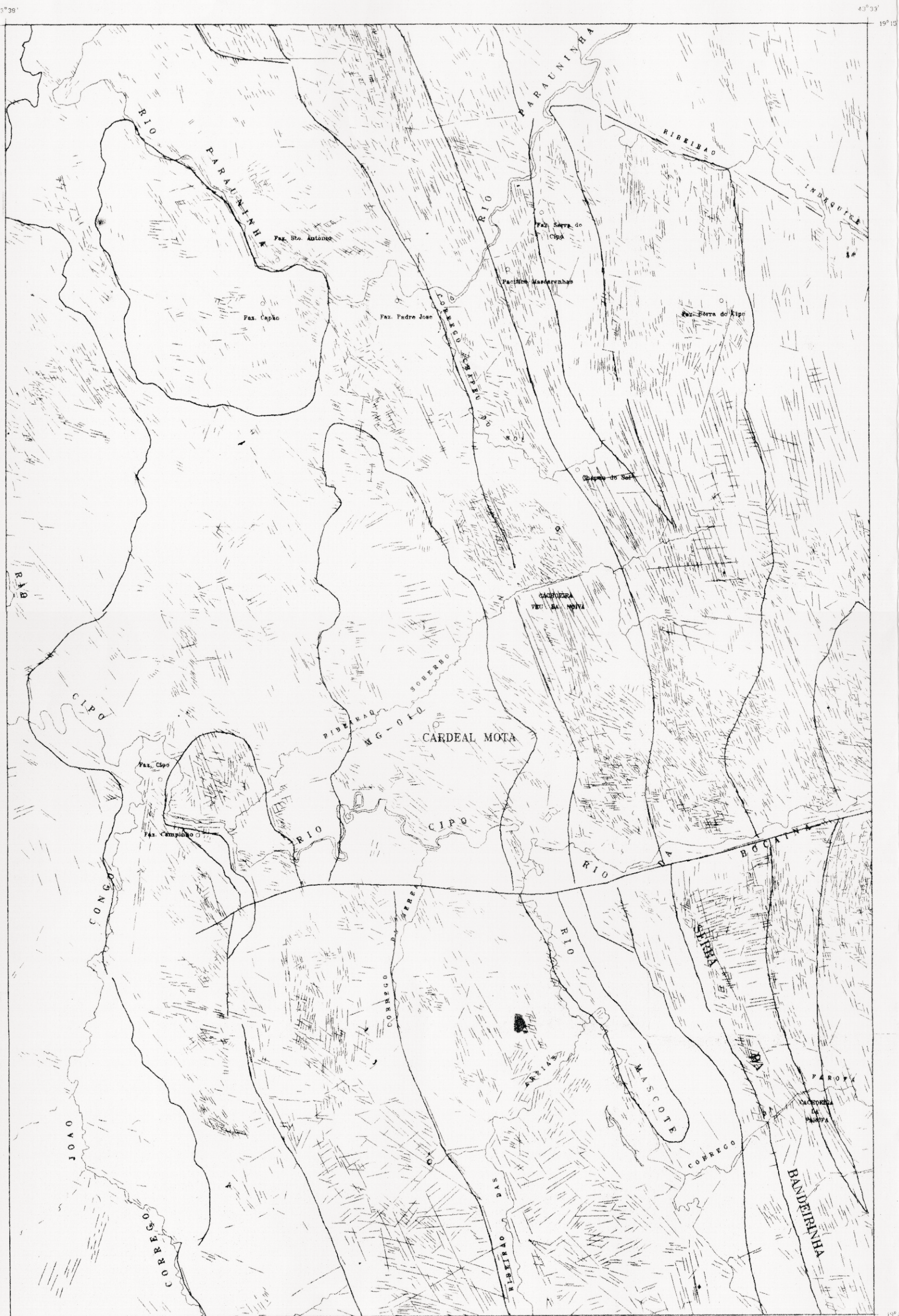
SUPERGRUPO ESPINHACO



GRUPO MACAUBAS

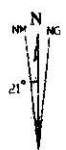
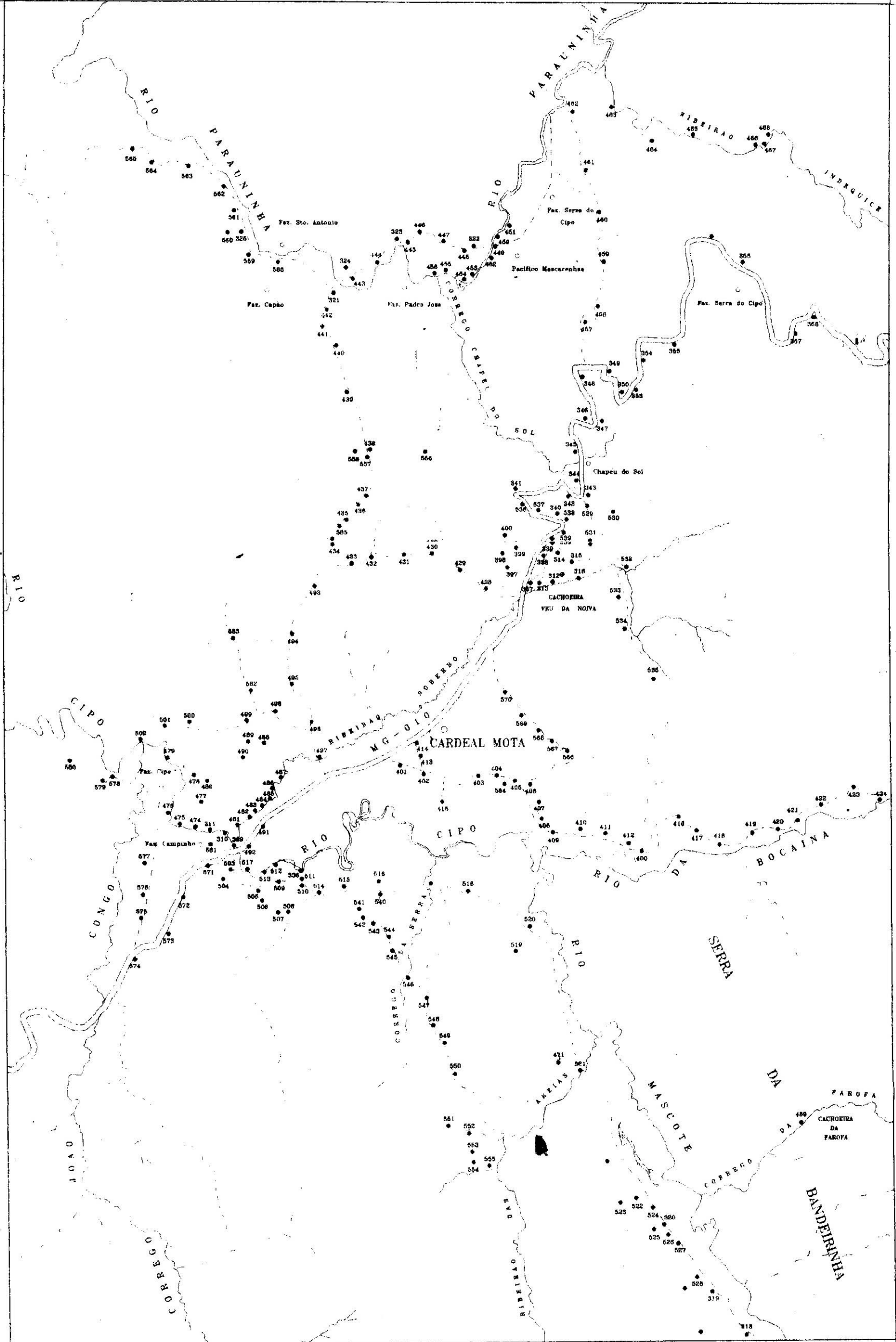


GRUPO BAMBUI



MAPA DE PONTOS DA REGIAO DE CARDEAL MOTA

ANEXO 8



LEGENDA

- PONTOS
- CIDADES
- LOCALIDADES
- DRENAGENS
- ESTRADA PAVIMENTADA
- ESTRADA CARROÇÁVEL

