UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DOS
METASSEDIMENTOS DA KLIPPE DE IJACI,
SUL DE MINAS GERAIS

Nolan Maia Dehler

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DOS
METASSEDIMENTOS DA KLIPPE DE IJACI,
SUL DE MINAS GERAIS

Nolan Maia Dehler

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

nome

ass.

Presidente:

Rômulo Machado

Examinadores:

Luiz Sergio Amarante Simões

Georg Robert Sadowski

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005528

ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DOS
METASSEDIMENTOS DA **KLIPPE** DE IJACI,
SUL DE MINAS GERAIS

Nolan Maia Dehler

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

A minha filha Hannah

ÍNDICE

	pg
AGRADECIMENTOS.....	<i>i</i>
RESUMO.....	<i>ii</i>
ABSTRACT.....	<i>iv</i>
1) INTRODUÇÃO.....	1
2) JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS.....	1
3) MATERIAIS E MÉTODOS.....	2
4) LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	4
5) ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOMORFOLÓGICOS.....	6
5.1) CLIMA E VEGETAÇÃO.....	6
5.2) HIDROGRAFIA.....	6
5.3) GEOMORFOLOGIA.....	7
6) CONCEITOS BÁSICOS.....	8
6.1) SIMETRIA E TIPO DE FLUXO.....	8
6.2) INDICADORES CINEMÁTICOS E INDICADORES DE SENTIDO DE CISALHAMENTO.....	9
7) EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO.....	15
7.1) TRABALHOS PIONEIROS E UMA EVOLUÇÃO DAS PUBLICAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DA REGIÃO.....	15
7.2) GEOLOGIA REGIONAL DO BORDO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	16
7.2.1) DEFINIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRUTURAIS E SUA ESTRATIGRAFIA.....	16
7.2.1.1) EMBASAMENTO.....	16
7.2.1.2.) COBERTURA METASSEDIMENTAR.....	18
7.2.2) DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO DOS METASSEDIMEN TOS E SEU EMBASAMENTO.....	21

7.2.3.) MODELOS GEOTECTÔNICOS.....	24
7.2.3.1) INTRODUÇÃO.....	24
7.2.3.2) A FAIXA BRASÍLIA	25
7.2.3.3) A CUNHA DE GUAXUPÉ.....	28
7.2.3.4.) VERGÊNCIA DA CUNHA DE GUAXUPÉ.....	28
7.2.3.5.) A FAIXA RIBEIRA E ALTO RIO GRANDE.....	30
7.2.3.6) DISCUSSÃO.....	33
8) GEOLOGIA LOCAL.....	35
8.1) INTRODUÇÃO.....	35
8.2) UNIDADES DE MAPEAMENTO.....	35
8.2.1) DOMÍNIO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO.....	35
8.2.2) DOMÍNIO DA COBERTURA METASSEDIMENTAR.....	37
8.2.2.1) UNIDADE DE MÁRMORES CALCÍTIOS.....	37
8.2.2.2.) UNIDADE DE FILITOS E QUARTZITOS INTERESTRATIFICADOS.....	39
8.3) ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS.....	41
8.3.1) INTRODUÇÃO.....	41
8.3.2) ESTRUTURAS NO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO.....	43
8.3.2.1) FOLIAÇÃO TECTÔNICA PRINCIPAL (S_{n-1}).....	43
8.3.2.2) ESTRUTURAS POSTERIORES À FOLIAÇÃO PRINCIPAL.....	44
8.3.3) ESTRUTURAS NA COBERTURA METASSEDIMENTAR.....	45
8.3.3.1) ESTRUTURAS DA FASE DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL (D_n).....	45
8.3.3.1.1) Foliação Tectônica Principal nas rochas da Cobertura Metassedimentar (S_n) - Morfologia.....	45
8.3.3.1.1.1) Lineações.....	47
8.3.3.1.1.1.1) Lineação de estiramento mineral.....	47
8.3.3.1.1.2) Cinemática da foliação tectônica principal (S_n).....	48
8.3.3.1.1.2.1) Foliações S-C.....	49

8.3.3.1.1.3) Algumas características geométricas da foliação principal.....	54
8.3.3.1.2.) Dobras associadas à geração da Foliação Principal (F_n).....	56
8.3.3.1.2.1) Estilo e estruturas associadas.....	56
8.3.3.1.2.2) Dobras em bainha : caracterização geométrica e cinemática.....	58
8.3.3.1.2.3) Cinemática e orientação das dobras.....	62
8.3.3.1.3) Discussão e Conclusões.....	65
8.3.3.2.) DOBRAS TARDIAS.....	68
8.3.3.2.1) Introdução.....	68
8.3.3.2.2) Dobras com traço axial na direção E-W.....	69
8.3.3.2.3) Dobras com traço axial na direção N-S.....	72
8.3.3.2.4) Conclusões e Discussões.....	73
8.3.3.3) BANDAS DE CISALHAMENTO.....	75
8.3.3.3.1) Conclusões e Discussões.....	77
8.3.3.3.2) Crenulações : Alguns aspectos.....	80
8.3.3.4) ZONAS DE CISALHAMENTO TARDIAS.....	83
8.3.3.4.1) Zonas de Cisalhamento de direção geral NNE.....	83
8.3.3.4.2) Zonas de Cisalhamento de direção geral E - W.....	84
8.3.3.4.3) Conclusões e Discussões.....	86
8.4) METAMORFISMO DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES.....	88
8.4.1) ASPECTOS GERAIS.....	88
8.4.2) MICROTTECTÔNICA.....	89
8.4.3) CONCLUSÕES.....	90
8.5) MICROETRUTURAS.....	91
8.5.1) MICROESTRUTURAS NA UNIDADE DOS MÁRMORES.....	91
8.5.1.1) ASPECTOS GERAIS.....	91
8.5.1.2) INDICADORES CINEMÁTICOS.....	91
8.5.2) MICROESTRUTURAS NA UNIDADE DE FILITOS E QUARTZITOS INTERESTRATIFICADOS.....	92
8.5.2.1) ASPECTOS GERAIS.....	92

8.5.2.2) INDICADORES CINEMÁTICOS.....	93
9) CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	95
9.1) DEFORMAÇÃO NA COBERTURA x DEFORMAÇÃO NO EMBASAMENTO.....	95
9.2) ESTRUTURAÇÃO PRINCIPAL, SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA E HIPÓTESES PARA A FORMAÇÃO DAS DOBRAS E - W.....	96
9.3) EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DA COBERTURA METASSEDIMENTAR.....	98
10) CORRELAÇÃO REGIONAL.....	100
11) BIBLIOGRAFIA.....	103

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 - Localização e acessos à área mapeada. A figura mostra também a articulação da folha topográfica Lavras.	5
Figura 02 - Tipos de fluxo e deformação progressiva. Mod. de Hanmer & Passchier, 1992.	8
Figura 03 - Estrutura de rolamento ideal e sistemas de porfiroclastos do tipo σ e δ com assimetria indicando movimento sinistral.	11
Figura 04 - Assimetria das estruturas de rolamento e de dobras assimétricas, indicativas de cisalhamento dextral e sinistral.	11
Figura 05 - Pares de foliações S-C e bandas de cisalhamento, e sua relação geométrica com as paredes da zona de cisalhamento.	13
Figura 06 - Desenvolvimento de clivagens de crenulação extensionais e reversas.	14
Figura 07 - A Faixa Alto Rio Grande no limite sul do Cráton do São Francisco, e seu embasamento.	20
Figura 08 - Principais elementos tectônicos da Faixa Alto Rio Grande. Os vetores cinemáticos associados a um mesmo evento são praticamente perpendiculares. Os Ciclos deposicionais são aqui individualizados.	23
Figura 09 - Estruturação da Faixa Brasília, com indicação do vetor cinemático principal.	26
Figura 10 - Arcabouço Tectônico do limite sul do Cráton do São Francisco e a Cunha de Guaxupé.	29
Figura 11 - Perfil Geotransversal perpendicular à estruturação da Faixa Ribeira, mostrando a interpretação baseada na tectônica transpressiva.	32
Figura 12 - Diagrama QAP para algumas das rochas ortognáissicas do	37

embasamento.

Figura 13- Difratograma de Rx para os mármoreos.	38
Figura 14- Tabela mostrando a análise química dos mármoreos da área estudada.	39
Figura 15- Domínios estruturais individualizados na Cobertura Metassedimentar. A atitude da foliação tectônica principal nestes domínios é mostrada por estereogramas.	42
Figura 16- Projeção estereográfica dos pólos da foliação tectônica principal do domínio litoestrutural do embasamento.	44
Figura 17- Projeção estereográfica das zonas de cisalhamento rúpteis do embasamento. O sentido de movimento é mostrado.	45
Figura 18- Projeção estereográfica dos pólos da foliação tectônica principal do domínio litoestrutural da cobertura metassedimentar.	47
Figura 19- Projeção estereográfica da lineação de estiramento mineral do domínio da cobertura metassedimentar.	48
Figura 20a, b, c, d, e- Desenhos de caderneta de pares de foliações S-C, com estereogramas indicando a cinemática associada.	49-50-51
Figura 21a, b, c, d- Scan-foto de pares de foliações S-C, em seções oblíquas ao plano XZ do elipsóide de deformação regional, indicando movimentação dextral.	52-53
Figura 22- Scan-foto de afloramento mostrando o truncamento da foliação principal por superfícies de empurrão e dobras intrafoliais.	55
Figura 23- Scan-foto de dobras assimétricas com vergência para NNE e para N, associadas à superfícies de empurrão.	57
Figura 24- Desenhos de caderneta mostrando dobras apertadas e com flancos rompidos, associadas à superfícies de empurrão.	58
Figura 25a, b, c- Scan-foto de dobras acilíndricas assimétricas, com vergência para NE, e de dobras em bainha.	59-60
Figura 26- Classificação de Williams & Chapman (1979), para as dobras acilíndricas de um afloramento da área.	61
Figura 27- Projeção estereográfica dos eixos das dobras associadas à geração da foliação principal (Fn).	62
Figura 28a, b- Scan-foto de dobras assimétricas com vergência para NNE.	63
Figura 29- Interpretação cinemática segundo Hansen (1971), da distribuição dos eixos Fn em projeção estereográfica.	64
Figura 30- Projeção estereográfica composta, mostrando o melhor plano de cisalhamento e a lineação de estiramento mineral, indicando uma deformação no esquema de rampa frontal.	65
Figura 31- Seção estratigráfica esquemática do domínio estrutural I da cobertura metassedimentar, mostrando a interpretação cinemática da seção.	67
Figura 32- Estereograma dos pólos da foliação tectônica principal da cobertura, com interpretação da variação, como devida à dobras tardias.	68
Figura 33- Estereograma dos eixos das dobras tardias no domínio da cobertura.	69
Figura 34- Projeção estereográfica dos pólos da foliação de crenulação observada nas charneiras das dobras E-W.	70
Figura 35- Estereogramas dos pólos da foliação tectônica principal nos domínios estruturais I e II da cobertura metassedimentar.	71
Figura 36- Estereograma de afloramentos do domínio estrutural II da cobertura.	72

Figura 37- Estereogramas dos pólos das bandas de cisalhamento extensionais totais da cobertura metassedimentar.	75
Figura 38- Estereograma dos pólos das bandas de cisalhamento extensionais do domínio estrutural I.	76
Figura 39- Estereograma dos pólos das bandas de cisalhamento extensionais do domínio estrutural II.	77
Figura 40- Estereogramas das atitudes das foliações extensionais no flanco da sinforma da Serra do Jaci. A figura mostra também o estereograma obtido pelo desdobramento desta estrutura, das atitudes das superfícies extensionais.	78
Figura 41- Estereograma dos pólos da foliação principal e das superfícies extensionais no flanco da sinforma da Serra do Jaci.	80
Figura 42- Projeção estereográfica das lineações de crenulação da cobertura metassedimentar.	81
Figura 43- Zona de cisalhamento dúctil-rúptil de direção NNE.	84
Figura 44- Desenho de caderneta de zona de cisalhamento de direção E-W.	85
Figura 45- A área estudada no contexto geológico regional do limite sul do Cráton do São Francisco.	102

FOTOMICROGRAFIAS

1 e 2	119
3 e 4	120
5 e 6	121
7 e 8	122
9 e 10	123
11 e 12	124
13 e 14	125
15 e 16	126

ANEXO I- MAPA DE PONTOS
ANEXO II- MAPA GEOLÓGICO
ANEXO III- MAPA ESTRUTURAL

AGRADECIMENTOS

Agradeço sinceramente aos funcionários do IG-USP, Samuca, Gatão e Jaime, pelo auxílio prestado em diversas etapas dos trabalhos laboratoriais. Agradeço também à Cia. Santa Helena de Mineração, pelo fornecimento das análises químicas.

Às funcionárias do setor de computação gráfica, Rita e Márcia, pela confecção dos mapas e perfis, meu muito obrigado!

Aos colegas, alunos de graduação do IG-USP, Jorge Ramón (Miguelito), Ubiratan (Paquita) e Renato (Ninguém) pela companhia no campo, e especialmente a Mateus (Kúfroxo), não só pela companhia no campo, mas também pelo companheirismo e discussões, presentes no decorrer de todo o trabalho. Valeu mano véio!

Agradeço aos professores Luis Sérgio Amarantes Simões e Mario da Costa Campos Neto, pelas correções, melhorias e sugestões construtivas, apresentadas ao trabalho.

Ao Prof. Dr. Rômulo Machado, amigo e orientador, pela orientação constante em todas as etapas do trabalho, pelo profissionalismo exemplar e também pelo entusiasmo na discussão das diversas idéias, muito obrigado!

À minha esposa Heloísa, tudo que eu aqui escrevesse para agradecê-la seria pouco. Seria necessário escrever um novo volume que ainda sim conteria muitas lacunas. Obrigado pela ajuda desde o início até o fim deste trabalho!! Obrigado também pela força nos momentos mais difíceis!

Agradeço ao CNPq e à FAPESP, processo 93/4827-1 pelo suporte financeiro para a realização deste trabalho.

RESUMO

O presente trabalho foi desenvolvido na região de Ijaci, sul do estado de Minas Gerais, enfatizando a análise estrutural (geométrica e cinemática) e microtectônica, de rochas metassedimentares correlacionáveis ao Grupo São João Del Rei, na região. Para tanto realizou-se mapeamento geológico-estrutural na escala de detalhe (1:25000).

Foram separados dois domínios litoestruturais na área estudada: o domínio do embasamento, composto por ortognaisses graníticos a granodioríticos com graus variados de gnaissificação, caracterizado por uma foliação tectônica de direção E-W e mergulhos íngremes para sul ou para norte; e o domínio da cobertura metassedimentar, composta por mármore na base, com intercalações de níveis ou lentes de rochas metapelíticas, e, no topo, por uma sequência estratificada de quartzitos micáceos e muscovita-clorita filitos, localmente grafitosos. A pirita está presente como porfiroblastos por toda a sequência metassedimentar, e os mármore são localmente ricos em H_2S . A cobertura metassedimentar é caracterizada por uma foliação tectônica principal, com caimento suave, predominantemente para sul.

Associados à foliação principal ocorre uma lineação de estiramento-mineral de mergulho (*dip*), ou levemente oblíqua, e indicadores cinemáticos, como pares de foliações S-C, dobras consistentemente assimétricas e dobras em bainha, indicando conjuntamente um transporte tectônico para NNW. A presença destas estruturas demonstra a natureza não-coaxial da deformação cisalhante, associada à geração da foliação principal. A ausência deste estilo estrutural nas rochas do embasamento, juntamente com a diferença de ductibilidade entre os dois domínios litoestruturais e as estruturas acima descritas, sugere uma aloctonia das rochas da cobertura. A paragênese das foliações S-C, constituída por muscovita + clorita + biotita + quartzo nos metapelitos, indicam que ambas as foliações foram originadas sob as mesmas condições de P e T, características do fácies xisto-verde, zona da biotita.

Num estágio tardio, mas ainda associado à fase de deformação principal, desenvolveram-se dobras assimétricas, com vergência para norte e eixos de direção E-W e WSW-ENE, e provavelmente planos de cisalhamento rúpteis, subparalelos à foliação principal, associados ao crescimento de fibras, indicando mesma vergência da tectônica dúctil.

Posteriormente ao desenvolvimento das dobras E-W, houve a instalação de planos de cisalhamento discretos (*shear bands*), com assimetria indicando uma movimentação extensional. Estes planos, assim como as demais estruturas previamente formadas, foram afetadas por dobras suaves, com eixos na direção N-S, e com mergulhos suaves para sul. Outras estruturas, provavelmente as mais jovens encontradas na área estudada, são zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, nas direções E-W e NNE, associadas à reativações de direções estruturais mais antigas, presentes nas rochas do embasamento. Estas estruturas provavelmente tiveram uma importância fundamental na preservação dos metassedimentos estudados.

A fase de deformação principal observada nas rochas da cobertura, não envolveu as rochas do embasamento, sugerindo que as rochas da cobertura tenham sofrido uma deformação do tipo epidérmica (*thinn skin*), localizando assim a região, do ponto de vista geotectônico, na zona externa do orógeno, cuja parte mais interna estaria a sul.

ABSTRACT

The present work was undertaken in the Ijaci region, southern Minas Gerais state, and involved geological mapping, emphasizing geometric and kinematic analysis of the structures in the meta-sedimentary cover.

Two lithostructural domains were distinguished: the basement domain, composed by granitic and granodioritic orthogneisses, with a steep plunging E-W tectonic foliation; and the meta-sedimentary cover domain, composed by marbles at the base, and pelites and quartzites at the top. The meta-sedimentary cover is characterized by a sub-horizontal tectonic foliation, that plunges gently to the south. In the plane of tectonic foliation of the metasediments, a down plunge mineral-streching lineation was recognized with shear sense indicators, such as S-C foliations planes, asymmetrical folds and sheath folds, that indicates top to NNW sense of shear. Microtectonic data suggest that the S and C foliation planes formed at the same time, under greenschist metamorphic conditions (biotite zone). This structural style is absent from in the basement rocks. This fact and the ductility contrast between the two lithostructural domains suggest a allocthonous character for the meta-sedimentary cover. In the late stage of the compressive evolution, folds with sub-horizontal hinge lines, plunging to the WSW direction were developed.

After the compressive evolution, conjugated asymmetrical extensional shear bands, with NE-SW general trend, and open folds, with hinge lines plunging gently to the south were developed. Probably the youngest structures observed in the cover are ductil-ruptil shear zones, subparallel to the old structural trend of the basement domain.

Finally, it is concluded that the meta-sedimentary cover forms a klippe, and that it was affected by thin-skin tectonics, with thrust movements vergent to the foreland. Hence, the studied rocks may be localized in the external parts of a orogen, with internal parts localized in the south.

1) INTRODUÇÃO

O presente trabalho enfatizou a análise estrutural, e microtectônica das rochas metassedimentares da área de Ijaci, e sua integração com a geologia regional da borda sul do Cráton do São Francisco. Para tanto, desenvolveu-se trabalhos de mapeamento geológico-estrutural, com confecção de lâminas delgadas orientadas ou não, e compilação bibliográfica sobre a geologia regional, enfatizando os principais modelos geotectônicos propostos para a evolução da área em questão, e também sobre o assunto central desta dissertação.

Os domínios litoestruturais individualizados com o progresso dos trabalhos de campo e de laboratório, são descritos em detalhe, com ênfase dada à cobertura metassedimentar. São descritas as estruturas, tanto no aspecto geométrico quanto cinemático, juntamente com a mineralogia das rochas, e, principalmente, a relação temporal entre as paragêneses metamórficas e as foliações (microtectônica).

Na análise estrutural, dedicação especial foi dada às estruturas geradas durante a fase de deformação principal, como os pares de foliações S-C, dobras assimétricas e dobras em bainha, e suas implicações na geologia local e regional. Observando os critérios de superposição estrutural, tentou-se agrupar as estruturas temporalmente afins, mas considerando sempre o modelo de deformação progressiva.

Finalmente, tentou-se apresentar um modelo evolutivo coerente da área estudada, visando uma integração entre a geologia da área com a geologia regional.

2) JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo principal a análise estrutural, geométrica e cinemática, e o estudo microtectônico dos metassedimentos da área de Ijaci. Paralelamente, objetivou-se, também, integrar a área estudada no contexto geológico regional.

Como justificativas para a realização deste trabalho, estavam o interesse do autor, em desenvolver um trabalho envolvendo análise cinemática e microtectônica, assim como a necessidade de se estudar uma área chave, do ponto de vista regional, empregando-se metodologias menos correntemente empregadas, no estudo geológico da região.

3) MATERIAIS E MÉTODOS

Visando o alcance dos objetivos propostos, foram executadas as seguintes etapas

3.1) Pesquisa bibliográfica envolvendo (i) zonas de cisalhamento, enfatizando os indicadores de sentido de movimento e dobras associadas, cujos resultados são apresentados no capítulo de conhecimentos básicos, e (ii) informações sobre a área em estudo e o seu contexto regional;

3.2) Fotointerpretação, visando a delimitação de domínios homogêneos. Este procedimento foi adotado com intuito de se obter informações preliminares sobre a geologia da área. As aerofotos utilizadas são em escala 1:30 000, em vôos realizados pela PROSPEC, em 1985;

3.3) Nos trabalhos de mapeamento, utilizou-se a ampliação da carta topográfica Lavras (SF-23-X-C-I-1) escala original 1:50000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, para a escala 1:25000. Utilizou-se também os materiais indispensáveis aos geólogos de campo, como caderneta, bússola, martelo, lupa, etc...; O mapa final será apresentado numa escala distinta por necessidades impostas pelo uso de computadores;

3.4) Nos trabalhos de campo, foram efetuadas observações das litologias e das estruturas, incluindo a obtenção de dados estruturais e coleta de amostras orientadas ou não. Neste trabalho, foi dada ênfase à caracterização cinemática das estruturas, assim como à superposição entre elas. Na análise cinemática mesoscópica, procurou-se sempre observar as estruturas em seções paralelas à lineação e perpendiculares à foliação, na impossibilidade, procurou-se sempre especificar a seção de observação;

3.5) Os trabalhos de laboratório, envolvendo as amostras coletadas, foram agrupados da seguinte forma:

a) Confeção de lâminas delgadas orientadas, com corte paralelo à lineação de estiramento-mineral e perpendicular à foliação (corte correspondente ao plano XZ do elipsóide de deformação), visando obter informações sobre os indicadores de rotação. As lâminas foram utilizadas também com o intuito de se caracterizar as paragêneses metamórficas, com base na identificação, e caracterização das relações entre os minerais, assim como a relação deformação x metamorfismo;

b) Realização de difratogramas de Raios X, visando caracterizar o tipo de carbonato que ocorre na unidade dos mármore, bem como identificar mudanças composicionais eventualmente existentes;

3.6) Os dados estruturais foram tratados em programas, como o *Quickplot* e o *Stereonet for windows*, para tratamento automático de dados de orientação, compatíveis com microcomputadores pessoais. Os resultados são sempre apresentados em projeção estereográfica do hemisfério inferior (rede de Schmidt). Os mapas e perfis foram confeccionados utilizando o programa *Acad*, versão 12.0;

3.7) Interpretação e integração dos dados, culminando com a apresentação dos resultados sob a forma de dissertação de mestrado;

4) LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área estudada se situa no Sul do estado de Minas Gerais, e está compreendida em região pertencente aos municípios de Lavras, Ijaci e Itumirim. A área está localizada na folha topográfica de Lavras (SF-23-X-C-I-1) do IBGE - 1975, em escala 1:50000, limitada pelos paralelos $21^{\circ} 00'$ e $21^{\circ} 15'$ de latitude sul, e pelos meridianos $44^{\circ} 45'$ e $45^{\circ} 00'$ de longitude oeste.

O acesso à área pode ser feito a partir de São Paulo pela rodovia BR-381 (Rod. Fernão Dias), pegando-se o entroncamento com a BR-265, até a cidade de Lavras, de onde dirige-se para Ijaci, distante cerca de 10 km a norte de Lavras. Pelo Rio de Janeiro, o acesso é feito pela rodovia BR-040 (Rio-Belo Horizonte) até a cidade de Barbacena, de onde se pega a BR-265, passando por São João del Rei, e seguindo depois até Lavras.

5) ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

5.1) CLIMA E VEGETAÇÃO

O clima que predomina na região sul do estado de Minas Gerais, segundo Nimmer (1989), é o tropical mesotérmico brando. Este tipo climático foi dividido pelo mesmo autor, segundo a distribuição pluviométrica, em vários subtipos. A área estudada se encontra na região abrangida pelo subtipo semi-úmido, caracterizado pela presença de quatro a cinco meses secos.

Este subtipo climático compreende áreas no sul do estado de Minas Gerais acima da cota de 900m, e tem temperatura média anual variando em torno de 19 a 18° C. No verão, a média fica em torno de 20 a 18°C, enquanto que no inverno, a média fica em torno de 15°C. Entretanto, são comuns no inverno, temperaturas mínimas diárias em torno de 0°C, o que torna o fenômeno da geada muito comum.

O regime pluviométrico é típico de áreas tropicais, com precipitações máximas no verão e mínimas no inverno, sendo a média anual inferior a 1500mm.

Este regime pluviométrico, caracterizado pela irregularidade nas precipitações, tem influência decisiva no tipo de vegetação encontrado na área. Segundo Nimmer *op.cit.*, a vegetação predominante é a do tipo cerrado, com uma vegetação rasteira bem desenvolvida associada a pequenos arbustos. Próximo aos cursos d'água, se desenvolve uma vegetação ciliar (matas galerias) bastante exuberante, confirmando a importante dependência da vegetação com relação à disponibilidade de água, em regiões onde a estiagem pode durar até cinco meses.

5.2) HIDROGRAFIA

Na área estudada se localiza a junção de três rios importantes do sul do estado de Minas Gerais. O Rio Grande, o mais importante rio da região, recebe a contribuição dos Rios das Mortes e Capivari. Esta região está inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Paraná. Via de regra, o rio Grande possui águas mais límpidas que seus tributários, denotando assim um transporte menor de sedimentos em suspensão. Fato digno de nota é potencial hidrelétrico do Rio Grande, extensamente aproveitado na região. Segundo informações de habitantes da área, o seu curso na altura da cidade de Ijaci,

constitui o último trecho até agora preservado, e brevemente deixará de sê-lo, com a construção de uma nova barragem na altura da cidade de Lavras.

Devido ao relevo relativamente plano da área em questão, os rios principais, com exceção do rio das Mortes, têm um padrão meandrante. Esta feição é especialmente desenvolvida no rio Capivari, que mostra uma série de meandros abandonados, gerando pequenos charcos e lagos. O rio das Mortes, na área em foco, tem uma maior energia, com águas relativamente turbulentas e com muito sedimento em suspensão.

As drenagens secundárias são geralmente de pequena extensão, e mostram um padrão subdendrítico predominante. O controle no seu curso parece ser dado principalmente pela geomorfologia local.

5.3) GEOMORFOLOGIA

A área estudada parece constituir uma região relativamente abatida, visto que está restrita à zona de ocorrência de uma cobertura metasedimentar, e que as cotas altimétricas observadas no interior da mesma são menores ou semelhantes às observadas no domínio de seu embasamento.

A geomorfologia da região aparentemente tem um forte controle litológico, estando as regiões mais baixas associadas à ocorrência dos mármore, enquanto que a maior elevação relativa, a Serra do Jaci, se encontra sustentada pela sequência estratificada de quartzitos e xistos. Um controle estrutural também é sugerido, principalmente por dados de campo. Falhas com uma importante componente normal de movimento, teriam sido responsáveis pelo abatimento de toda a área, preservando consequentemente os metassedimentos.

Feições cársticas são observadas no campo e em fotografias aéreas. No campo foi observada uma pequena gruta, com aproximadamente 100 m de extensão, estruturas tipo “chaminé”, chegando a aproximadamente 80 cm de diâmetro e 4 m de profundidade. Perfis em pedreiras mostram também intensa dissolução em juntas. Em fotografias aéreas, feições de abatimento, provavelmente pequenas dolinas são observadas. Embora haja indícios de dissolução, e até mesmo grutas, a área não parece propícia à ocorrências de grutas significativas, pois o nível estrutural da camada de mármore é muito próximo ao nível de base local.

6) CONCEITOS BÁSICOS

6.1) SIMETRIA E TIPO DE FLUXO

No estudo de indicadores cinemáticos, o conceito de deformação progressiva, em zonas de cisalhamento, e o tipo de fluxo envolvido no desenvolvimento progressivo das estruturas (*deformation path*), é de fundamental importância (Hanmer & Passchier, 1990). Os mesmos autores distinguem dois tipos de fluxo principais, que constituem extremos: o cisalhamento puro, onde a deformação é acumulada de forma irrotacional (*pure shear*), e o cisalhamento simples (*simple shear*), onde a deformação tem uma componente rotacional. Um terceiro tipo, de caráter mais geral, pode ser entendido como uma combinação entre os dois extremos. A fig 2 mostra estes tipos de fluxo.

Figura 2 - Tipos de fluxo e deformação progressiva. No cisalhamento puro a deformação é acumulada de forma irrotacional, ao contrário do cisalhamento simples. Mod. de Hanmer & Passchier, 1990.

Choukroune *et. al.* (1987), tendo como base, principalmente, o cisalhamento puro e o cisalhamento simples, assinalam que as estruturas ou microestruturas, formadas segundo estes regimes de fluxo, são predominantemente simétricas ou assimétricas, respectivamente, independentemente da escala de observação. Segundo estes autores, a

assimetria, característica da deformação não coaxial, é a que fornece o sentido de cisalhamento durante esta condição de deformação.

6.2) INDICADORES CINEMÁTICOS E INDICADORES DE SENTIDO DE CISALHAMENTO

Indicadores cinemáticos são estruturas que possibilitam ao geólogo, extrair inferências seguras sobre o fluxo, durante a deformação progressiva (Hanmer & Passchier, 1990). Para estes autores, os indicadores de sentido de cisalhamento correspondem a um subtipo de indicadores cinemáticos que indicam o sentido de cisalhamento, em rochas que sofreram deformação não coaxial progressiva.

Em diversos trabalhos de síntese, como Simpson & Schmid (1983), Simpson (1986), Hanmer & Passchier (1990), são descritas várias estruturas, que constituem critérios para inferência do sentido de cisalhamento em rochas miloníticas. Neste capítulo, serão descritos apenas os aspectos principais de algumas destas microestruturas.

A deflecção da foliação, ou outro tipo de marcador, que entra numa zona de cisalhamento, tem sido também muito utilizado pelos geólogos como indicador do sentido de cisalhamento. Segundo Passchier & Trouw (1994), e Hanmer & Passchier (1990), esta deflecção pode dar informações errôneas, quando analisadas apenas em duas dimensões. Para se evitar ambiguidades, a observação deve ser feita ou numa seção paralela à direção de movimento, ou numa seção em alto ângulo com a intersecção da superfície defletida e a parede da zona de cisalhamento (Hanmer & Passchier, *op.cit.*).

Algumas das microestruturas mais utilizadas pelos geólogos como critério cinemático, são as inclusões relativamente rígidas, se comparadas à matriz, como porfiroclastos com caudas assimétricas, sombras de pressão e porfiroblastos. O giro destes últimos, tem sido motivo de discussões, por parte dos autores, permanecendo a polêmica se são os porfiroblastos que giram (Passchier *et. al.*, 1992), ou a matriz, ficando os porfiroblastos fixos com relação às coordenadas geográficas (Bell *et. al.*, 1992).

Os porfiroclastos com caudas assimétricas, compostas do mesmo material que o porfiroclasto, são divididos, genericamente, em duas geometrias distintas: porfiroclastos do tipo σ , descritos por Simpson & Schmid (1983),

Simpson (1986) e Passchier & Simpson (1987), e porfiroclastos do tipo δ , discutidos por Passchier & Simpson (*op.cit.*) (fig 3). Os mesmos autores discutem ainda porfiroclastos com geometria mais complexa. Van Den Driessche & Brun (1987) discutem a formação das “estruturas de rolamento”, que seriam formadas em rochas miloníticas submetidas a deformações muito intensas, com elevada taxa de deformação cisalhante. Estas microestruturas seriam formadas de duas maneiras: recristalização dinâmica das bordas do porfiroclasto rígido, sendo a cauda, portanto, formada do mesmo material que o porfiroclasto; e giro de materiais mais competentes, com relação à matriz, como por exemplo *boudins*. A assimetria destas microestruturas, em S ou Z, indicariam um cisalhamento sinistral e dextral, respectivamente (fig. 4)

Ainda segundo Passchier & Simpson (1987), a formação dos porfiroclastos do tipo σ seria favorecida por uma taxa relativamente elevada de recristalização, baixos valores de deformação finita, e uma forma inequidimensional do porfiroclasto. A formação de porfiroclastos do tipo δ , seria favorecida por baixas taxas de recristalização, altos valores de deformação finita, e por uma forma equidimensional do porfiroclasto.

Outro indicador de sentido de cisalhamento, considerado por Simpson (1986), como um dos mais confiáveis, é o par de foliações S e C (Bérthe *et.al.*, 1979) (fig 5). Esta estrutura é composta pela foliação C, subparalela à borda da zona de cisalhamento (Bérthe *et. al.*, 1979; Hanmer & Passchier, 1990), e pela foliação S, oblíqua, que é perpendicular à direção de encurtamento, representando assim o plano XY do elipsóide de deformação (Hanmer & Passchier, *op. cit.*). Segundo Lister & Snoke (1984), as foliações C representam zonas discretas de deslocamento ou de intensa deformação cisalhante. Lister & Snoke (*op.cit.*), subdividem as rochas miloníticas, onde ocorrem estas duas foliações, em dois tipos: Tipo I, correspondente ao descrito por Bérthe *et. al.*, 1979; e Tipo II, onde a foliação C é formada por discretas zonas de movimento, associadas a estruturas como peixes de mica (“mica fish”), cuja assimetria também pode ser utilizada como indicador do sentido de cisalhamento.

Figura 3 - Em (A) é mostrada uma estrutura de rolamento ideal com assimetria indicativa de movimentação dextral. Em (B) são mostrados os dois sistemas de porfiroclastos principais, com assimetria indicativa de movimentação sinistral. Os principais elementos geométricos e cinemáticos são mostrados na própria figura. Modificado de Morales (1992).

Figura 4 - Assimetrias em "Z" e "S" de estruturas de rolamento e dobras assimétricas, indicando cisalhamento dextral e sinistral, respectivamente. Modificado de Van Der Driessche & Brun (1987).

A foliação S, segundo os mesmos autores, é dada por alinhamentos oblíquos de grãos minerais, principalmente de quartzo, nos domínios intermediários às foliações C. Segundo Hanmer & Passchier (*op.cit.*), estas foliações diferem das clássicas foliações S, como descritas por Bérthe *et. al.*(*op.cit.*), pois não registram o giro do elipsóide de deformação finita, em decorrência da vorticidade do fluxo ("*strain insensitive fabrics*"). Estas estruturas, constituem indicadores do sentido de cisalhamento confiáveis, principalmente para os últimos incrementos da deformação (Simpson, 1986).

Outro indicador, semelhante às foliações S-C, são as bandas de cisalhamento (White *et. al.*, 1980), ou clivagens de crenulação extensionais, descritas por Platt & Vissers (1980). Estes indicadores são, morfologicamente, muito semelhantes aos pares de foliações S e C, anteriormente descritas, diferindo das mesmas por serem oblíquas às paredes da zona de cisalhamento fig. 5)(Hanmer & Passchier, *op. cit.*). Geralmente, um conjunto de bandas de cisalhamento, sintético ao cisalhamento principal, é formado, podendo se formar também, subordinadamente, um conjunto antitético (Platt & Vissers, *op.cit.*). Estes autores interpretaram a presença de conjuntos conjugados, como indicativos de um encurtamento coaxial posterior ao desenvolvimento da foliação principal, enquanto que, a presença de um único conjunto, seria indicativa de uma deformação não coaxial. Posteriormente, Platt (1984) e Harris & Cobbold (1984), interpretaram a presença de conjuntos conjugados de bandas de cisalhamento, como resultado da partição da deformação, num regime de deformação não coaxial. Mais recentemente, Dennis & Secor (1987) descreveram as crenulações de movimento reverso, e crenulações de movimento normal, de acordo com o ângulo entre a foliação principal, na zona de cisalhamento, e a parede da mesma, levando em conta o sentido de movimento (fig 6).

Figura 5- Pares de foliações S-C e bandas de cisalhamento extensionais assimétricas. A foliação C, nos pares de foliações S-C (A), se desenvolve paralelamente à parede da zona de cisalhamento. As bandas de cisalhamento extensionais (B), se desenvolvem obliquamente à parede da zona. Mod. de Hanmer & Passchier, (1990).

Outro indicador, consagrado entre os geólogos, mas com limitações importantes, são as dobras. Há várias situações em que a vergência das dobras deve ser analisada com cuidado, sendo que, o uso destas estruturas como indicadores do sentido de cisalhamento, deve ser realizado preferencialmente com outras estruturas (Simpson, 1986). Situações como assimetrias inversas, segundo os flancos das dobras, dobras com eixos subparalelos à lineação de estiramento mineral, ou flancos de dobras em bainha, de extensão regional, podem levar a conclusões errôneas quanto ao sentido de cisalhamento (Hanmer & Passchier, 1990). Fossen & Rikkeld (1990) sugerem que, secções de dobras em bainha, subparalelas ao plano ZY do elipsóide de deformação,

podem indicar o sentido de cisalhamento, quando se pode observar a relação de adelgaçamento do flanco inverso e espessamento do flanco normal. Para Hanmer & Passchier (1990), para se deduzir com mais segurança, o sentido de cisalhamento, as dobras devem apresentar uma assimetria sistemática regional.

Figura 6 - Desenvolvimento de bandas de cisalhamento em função da orientação relativa entre o plano de cisalhamento e da foliação interna, S. Em (a), onde a foliação S faz um ângulo agudo na direção contrária ao sentido de movimento, as CCR se formam; Se este ângulo apontar no sentido de movimento, as CCE se formam; A deformação progressiva tende a formar as CCE (c); Quando a foliação S é paralela ao plano de cisalhamento as clivagens de crenulação não se formam. Mod. de Dennis & Secor (1987).

Uma série de outras estruturas, como sombras de pressão, orientação preferencial cristalográfica, veios, *boudins*, etc..., podem, também, ser utilizadas como indicadores de sentido de cisalhamento. O importante, para Simpson & Schmid (1983), é que os dados referentes à cinemática, sejam obtidos por um maior número possível de indicadores de sentido de cisalhamento, pois assim se tem maior segurança na interpretação.

7) EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO

7.1) TRABALHOS PIONEIROS E UMA EVOLUÇÃO DAS PUBLICAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DA REGIÃO

A região sul do estado de Minas Gerais, na porção que compreende o limite sul do Cráton do São Francisco, tem sido objeto de estudos geológicos, desde o final do século passado. Os primeiros estudos foram de caráter local, e específicos, visando principalmente o estudo de ocorrências minerais. Posteriormente, vieram os estudos sistemáticos, com uma preocupação destinada ao entendimento da geologia regional. Os estudos regionais foram, em parte, estimulados pela proximidade da área em questão, aos principais centros de pesquisa do país, e, em parte também, pela complexidade geológica da região.

Os trabalhos pioneiros, realizados nos arredores da cidade de São João del Rei, tiveram início no final do século passado, com Lombard (1894) (*apud* Valeriano, 1986), focalizando as ocorrências minerais da região. Posteriormente, foram publicados outros trabalhos versando sobre a geologia econômica da área em questão (Rolff, 1952a e b; Rolff, 1953; Souza, 1945; *apud* Valeriano, 1986). Os primeiros trabalhos de mapeamento foram realizados por Bastos e Erichsen (1927) e Erichsen (1929) (*apud* Trouw *et. al.*, 1986), ocasião em que foi formulado o primeiro esboço sobre a distribuição das litologias na região, juntamente com um esquema estratigráfico. Posteriormente seguiram-se os trabalhos de Guimarães (1931), Lamago (1938), Leonardos (1940) e Rolff (1951) (*apud* Valeriano, 1986), oportunidade em que já eram disponíveis informações petrográficas e estruturais mais completas. Uma revisão completa sobre a região de São João del Rei, pode ser encontrada em Valeriano (*op. cit.*).

Na década de 50, iniciou-se uma série de trabalhos sistemáticos desenvolvidos em regiões distintas, visando a elaboração de um quadro regional mais detalhado. Assim, foram iniciados os primeiros estudos sistemáticos na região do Quadrilátero Ferrífero, através do convênio IUGS/DNPM, chefiado pelo geólogo J.V.N. Dorr; na Serra do Mar Fluminense, estes estudos foram liderados por G.F. Rosier, enquanto que, na região sul do estado de Minas Gerais, eram conduzidos por H. Ebert. Com os

trabalhos sistemáticos de Ebert, nas décadas de 50 e 60, abrangendo principalmente o sul do estado de Minas Gerais e norte do estado do Rio de Janeiro, traçou-se a base da geologia regional do limite sul do Cráton do São Francisco. Dentre os principais artigos do último autor, pode-se destacar os de Ebert (1955, 1956a e b, 1957, 1958, 1968 e 1971), onde foram elaborados, não só um estudo da estratigrafia e tectônica da cobertura metassedimentar Proterozóica e de seu embasamento, como também um modelo tectônico regional, apontando inclusive problemas regionais, com os quais ainda se deparam os autores que atualmente trabalham na região.

No início da década de 80, foram retomadas as pesquisas na região por uma equipe de geólogos liderados por R.A.J. Trouw, professor da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Estes trabalhos consistiram principalmente de mapeamentos geológicos de detalhe e semidetalhe, que objetivaram a realização de várias dissertações de mestrado. Os resultados estão sintetizados em vários artigos publicados por Trouw *et. al.* (1980, 1982, 1983, 1984 e 1986) e Trouw (1983). Informações mais detalhadas e específicas foram publicadas, paralelamente, na forma de dissertações de mestrado.

Os trabalhos sistemáticos citados acima, enriquecidos de muitos outros trabalhos, desenvolvidos paralelamente ou não por diversos autores na região, vieram constituir o incentivo e a base para o desenvolvimento de novas pesquisas na área em foco, resultando, assim, num considerável número de publicações mais recentes.

7.2) GEOLOGIA REGIONAL DO BORDO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

7.2.1) DEFINIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRUTURAIS E SUA ESTRATIGRAFIA

7.2.1.1) EMBASAMENTO

Genericamente, as rochas da região têm sido separadas em embasamento e cobertura metassedimentar. O embasamento é composto por faixas metavulcano-sedimentares, ricas em rochas máficas e ultramáficas, associadas a ortognaisses graníticos e granodioríticos e gnaisses bandados. Ebert (1955), separa o "Arqueano" em duas Formações:

- **Formação Lafaiete** - Composta por metassedimentos, rochas metabásicas, itabiritos e gonditos. Esta formação seria mais nova que os granitos que cortam a Formação Barbacena;

-**Formação Barbacena** - Composta por duas fácies distintas:

a) Fácies Metabásica: talco-xistos, clorita-xistos, serpentinitos, etc.

b) Fácies Sedimentar: quartzitos, arcózios, conglomerados, etc.

Outra subdivisão é dada por Pires (1977), que englobou no Grupo Barbacena tanto as rochas metavulcano-sedimentares, como os ortognaisses e migmatitos associados.

Nesta região ocorrem, ainda, biotita-hornblenda gnaisses bandados, localmente migmatíticos, originalmente atribuídos à Série ou Grupo Mantiqueira (Ebert, 1955). Ebert (1958), denominou de gnaiss Piedade, a um conjunto de gnaisses finamente bandados, que afloram nas vizinhanças da cidade de Piedade do Rio Grande.

Trabalhando na Folha Barbacena, Trouw *et. al.* (1986) distinguiram várias litologias que compõem o embasamento. A proposta adotada pelos autores, apresenta a seguinte subdivisão:

A- Gnaisses bandados, localmente migmatíticos, com intercalações de anfibolito e hornblenda gnaisses. Subordinadamente, ocorrem charnockitos. Esta associação, segundo estes autores, corresponde ao Grupo Mantiqueira de Ebert (1955), e, pelo menos, parte dos Gnaisses Piedade de Ebert (1958);

B- Mesma associação descrita acima, com corpos ortognáissicos granodiorítico e algumas faixas estreitas de sequência vulcano-sedimentar;

C- Mesma associação descrita em **B**, com grande incidência de corpos ultramáficos encaixados nos gnaisses bandados.

D- Ortognaisses granodioríticos e graníticos com meta-gabros e faixas metavulcano-sedimentares subordinadas;

E- Nas serras de Bonsucesso e Ibituruna afloram metassedimentos atribuídos ao Grupo Minas;

O embasamento da borda sul do Cráton do São Francisco, segundo diversos autores (Teixeira, 1985; Trouw *et. al.*, 1986; Heilbron *et. al.*, 1989 e Ribeiro *et. al.*, 1990), tem uma história geológica complexa, de evolução policíclica, que remonta desde o Arqueano\Proterozóico Inferior.

Teixeira (1985) considera que o embasamento na região, é composto por unidades arqueanas com acreção continental no Proterozóico Inferior. O autor considera, também, que os granodioritos e granitos, com grau variável de gnaissificação, são as rochas mais jovens deste embasamento, com idades variando entre 2300 e 1900 Ma.

7.2.1.2) COBERTURA METASSEDIMENTAR

As rochas supracrustais que afloram no limite sul do Cráton do São Francisco, adjacentes à cidade de São João del Rei, foram inicialmente estudadas em detalhe por Ebert (1955, 1956a e b, 1957, 1958), e, posteriormente, por Trouw *et. al.*(1980, 1983, 1984 e 1986), Trouw (1983), Valeriano (1986), Noce (1987), dentre outros.

Com o progresso das pesquisas de H. Ebert na região, foram definidas várias unidades litoestratigráficas, as quais, na essência, têm sido mantidas até hoje, tendo sofrido apenas algumas redefinições. Houve definições de novas unidades, como a do Grupo Carrancas, proposto por Trouw *et. al.* (1980). Porém, trabalhos subsequentes demonstraram a inconsistência regional desta proposição, fazendo com que os autores voltassem às proposições originais de Ebert.

Ebert (1955), estudando a geologia nos arredores de São João del Rei, definiu a seguinte estratigrafia, do topo para base:

- 5- Filitos Superiores - Composta por filitos argilosos;
- 4- Calcário Barroso - Corpos lentiformes de calcário;
- 3- Grupo Carandaí - Sedimentos clásticos (conglomerados ou grauvacas); sedimentos ritmicos; definida originalmente por Leonardos (1940);
- 2- Filitos Inferiores- Composta por filitos arenosos;
- 1- Quartzito Tiradentes- Quartzito micáceo, localmente conglomerático;

Posteriormente, Ebert (1956 b) elaborou um novo esquema estratigráfico para a área em questão, dividindo as rochas que considerou de idade Neo-Algonquiana, em três formações, separadas entre si por discordâncias, assim denominadas:

-Superior- Filitos pretos

Fm. Prados

-Inferior- Meta-siltitos, grauvacas e filitos argilosos

-Superior- Calci-filitos e calcários

Fm. Carandaí-

-Inferior- Grauvacas, conglomerados e xistos listrados

-Sup- Quartzitos e conglomerados arcozianos

Fm. Tiradentes Med-Metarcózios, metasiltitos e localmente calcário dolomítico

- Inf.- Quartzitos

EMBASAMENTO ARQUEANO

Ebert (1955, 1956a e b), considerou, ainda, que os metassedimentos da então Série Andrelândia, seriam os correspondentes mais metamórficos dos sedimentos epizonais do Grupo São João del Rei, e estendeu esta correlação até as partes mais internas da faixa, nos domínios da Série Paraíba. Ebert (1956 b) considerou os gnaisses da Série Paraíba como sendo de idade também Proterozóica, porém submetidos a um ambiente catazonal.

Valeriano (1986) e Trouw *et. al.* (1980), consideraram a estratigrafia proposta por Ebert (*op. cit.*) problemática, tanto numa escala local (Valeriano *op. cit.*), quanto regional (Trouw *et. al. op.cit.*), levando os últimos autores a introduzir o Grupo Carrancas, para metassedimentos com características intermediárias entre os Grupos São João del Rei e Andrelândia. Além disso, dividiram Grupo Carrancas em duas formações; na base a Formação São Tomé das Letras, composta principalmente por quartzitos micáceos, e no topo a

Formação Campestre, composta por uma intercalação de quartzitos e filitos grafitosos. Posteriormente, os autores abandonaram esta denominação, entendendo, portanto, que o recém criado Grupo Carrancas representava na realidade, uma variação de fácies dos Grupos São João del Rei e Andrelândia.

Até o final da década de oitenta, os trabalhos na região eram baseados principalmente no empilhamento litológico. Posteriormente, a análise sequencial, através do reconhecimento de discordâncias e individualização de ciclos deposicionais, tomou impulso, culminando com a síntese publicada por Ribeiro *et. al.* (1990), onde os metassedimentos da região são agrupados em quatro Ciclos deposicionais, descritos a seguir da base para o topo: Ciclos Depositionais Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia, separados por discordâncias e depositados no intervalo entre os Eventos Termotectônicos Uruaçuano (1400-1000 Ma) e Brasileiro (650-450 Ma). A figura 7 mostra a distribuição das rochas metassedimentares, que compõe a Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, *In*: Almeida & Hasui, 1984), na borda sul do Cráton do São Francisco, assim como seu embasamento e demais unidades litoestruturais.

7.2.2) DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO DOS METASSEDIMENTOS E SEU EMBASAMENTO

As rochas descritas acima sofreram a ação, em algum momento de sua história evolutiva, de eventos termo-tectônicos, que geraram deformação e metamorfismo.

Ebert (1955), já indentificara nos metassedimentos, uma estruturação tectônica associada a empurrões, formando uma estrutura imbricada, com vergência para o “interior” (Ebert, 1956a e b; 1958), em direção ao núcleo mais antigo, Arqueano, que constituiria o “vorland” das movimentações orogenéticas (Ebert, 1956 b ; 1958), ou “antepaís assíntico” (Ebert, 1968). Identificou, também, um aumento do grau metamórfico de norte para sul, em direção à parte interna da faixa (Ebert 1956a e b; 1968).

Posteriormente, foram desenvolvidos vários trabalhos envolvendo análise estrutural (Trouw *et. al.* 1980; 1982; 1983; 1984 e 1986; Trouw, 1983; Ribeiro, 1983; Pacciullo, 1983; Dayan, 1984; Dayan & Baptista Filho, 1984; Valeriano, 1986; Chrispim, 1983; dentre outros) e microtectônica (Trouw *et. al.* 1983; Heilbron, 1985). Estes trabalhos identificaram três fases de deformação que afetaram as rochas da cobertura, cujas características podem ser resumidas da seguinte forma:

D ₁	Foi responsável pela geração de uma clivagem , localmente dobras (preservadas em charneiras de dobras D ₂) , e falhas de empurrão , gerando estruturas imbricadas nos metassedimentos ; ver Gonçalves, 1986; Noce, 1987; Trouw. <i>et.al.</i> 1980, 1982, 1983;
D ₂	Exceto em áreas onde D ₃ foi muito intensa, é a fase principal na estruturação dos metassedimentos; gerou dobras assimétricas, geralmente de caráter recumbente, associadas a uma foliação (clivagem ardósiana ou de crenulação), com eixos em direções variadas (localmente gerando dobras em bainha); gerou também lineações minerais , de estiramento e de intersecção, falhas de empurrão, etc...A vergência dos movimentos não foi homogênea, e modelos envolvendo cisalhamento simples tem sido propostos para esta fase; ver Trouw. <i>et.al.</i> 1980, 1982, 1983, 1986; Pacciulo, 1983; Ribeiro <i>et.al.</i> 1990;
D ₃	Gerou dobras assimétricas abertas a isoclinais, de orientações muito variadas ; clivagens e lineações de crenulação. Estas dobras estão associadas a zonas de cisalhamento de direção NE, sub-verticais, de movimentação dextral, que mais para sul, geram importantes zonas de cisalhamento como a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul; ver Trouw <i>et.al.</i> 1980, 1982, 1983, 1986; Heilbron, 1993;

As feições relacionadas na tabela acima, são de caráter geral, ocorrendo variações locais assinaladas em diversos trabalhos, dentre os quais podemos citar Valeriano (1983), Ribeiro & Heilbron (1982), Almeida (1987), dentre muitos outros.

O metamorfismo que afetou as rochas supracrustais foi de pressão intermediária (Trouw *et.al.* 1980; Heilbron, 1985), aumentando de intensidade para a direção sul (Ebert, 1956; Trouw *et.al.*, *op.cit.*). Estudos de microtectônica sugerem que o auge metamórfico principal foi alcançado durante a fase D₂, com retro-metamorfismo sin a tardi D₃ (Trouw *et. al.* 1980; Heilbron, 1985).

Vários autores têm assinalado o caráter progressivo entre as fases D₁ e D₂ (Trouw *et. al.* 1982; Ribeiro *et.al.* 1990; Heilbron, 1993). Ribeiro *et.al.* (*op.cit.*) consideram o evento D₁+D₂ relacionado ao metamorfismo principal M₁, como sendo de idade Uruçuana (1400-1000Ma), assinalando também a vergência heterogênea dos movimentos associados (fig.8). Consideram também, que o evento deformacional D₃ associado ao metamorfismo M₂, é de idade Brasiliana (650-450 Ma). Uma evolução policíclica também foi proposta por Heilbron *et. al.* (1989) e Campos Neto *et. al.* (1990). Como será discutido abaixo, a questão policiclismo X monociclismo, assim como a estruturação em três fases de deformação para as rochas metassedimentares da região, são questões ainda muito discutíveis na literatura regional.

Figura 8 - Principais elementos estruturais da Faixa Alto Rio Grande no bordo sul do Cráton do São Francisco. As grandes setas mostram a direção de transporte tectônico da fase D₁+D₂ (Ribeiro *et. al.*, 1990). As setas menores representam a lineação de estiramento. Mod. de Ribeiro *et. al.*, 1990.

Recentemente, vários autores têm sugerido uma evolução monocíclica para a região, propondo modelos evolutivos distintos. Heilbron *et. al.* (1994), assinalam que toda a evolução tectono-metamórfica teria ocorrido no Brasiliano, inicialmente com uma compressão (D₁+D₂), responsável pela estruturação da Faixa Ribeira (Heilbron, 1993), que evoluiria para transcorrências (D₃), a partir do momento em que a deformação não pudesse mais ser resolvida por empilhamento de escamas tectônicas. Heilbron *et. al.* (1994) assinalam também a existência de uma fase D₄, de caráter distensivo.

Alternativamente, um modelo de tectônica transpressional tem sido proposto para a evolução estrutural da Faixa Ribeira (Machado & Endo, 1993a e b; Endo & Machado, 1993). Segundo os autores, importantes zonas de

cisalhamento transcorrentes seriam as zonas focais da deformação, e constituiriam uma zona divergente (megaestrutura em flôr positiva), responsável pelos empurrões observados nas zonas mais externas e próximas ao Cráton do São Francisco.

Segundo Teixeira (1985) e Ribeiro *et.al* (1990), o embasamento tem uma idade mais antiga, tendo sido afetado por eventos termo-tectônicos mais antigos. Trouw *et. al.* (1986), considera que as rochas do embasamento sofreram metamorfismos distintos. Os ortognaisses, segundo estes autores, foram afetados por metamorfismo de grau forte, chegando localmente ao fácies granulito, enquanto que as faixas meta-vulcanosedimentares, sofreram um metamorfismo de grau fraco a médio, no fácies xisto-verde a anfibolito.

7.2.3) MODELOS GEOTECTÔNICOS

7.2.3.1) INTRODUÇÃO

A borda sul do Cráton do São Francisco constitui-se numa região estruturalmente bastante complexa, onde se dá a junção entre a Faixa Brasília, de idade brasileira, direção aproximadamente NS e vergência para leste, em direção ao Cráton do São Francisco e a Faixa Alto Rio Grande, constituída por rochas metassedimentares e metaígneas dos Grupos São João Del Rey e Andrelândia. A Faixa Alto Rio Grande possui vergência complexa, com a cinemática da movimentação tectônica ainda não resolvida. A articulação entre estas faixas, e, conseqüentemente, o arcabouço geotectônico da região, não são ainda bem conhecidos, devido à falta de informação disponível e também pela divergência dos modelos tectônicos propostos pelos autores que trabalham na região, sobre feições estruturais regionais, tais como a importância das transcorrências na estruturação da Faixa Ribeira, assim como a cinemática da Cunha de Guaxupé.

O Cráton do São Francisco, dimensionado por Almeida (1977, 81), representa uma entidade tectônica estável no Ciclo Brasileiro, circundada por faixas móveis que se desenvolveram principalmente no Neoproterozóico, e cuja estabilização final, segundo (Fuck *et.al.*, 1993), desempenhou importante papel na aglutinação de parte do Gondwana.

Até a delimitação de Almeida (*op.cit.*), várias outras delimitações ou reconhecimentos de uma área estável no final do Pré-Cambriano, utilizando critérios distintos foram efetuadas por Guimarães (1951), Barbosa (1966),

Cordani (1968), Almeida (1967, 69) (*apud* Alkmin, *et. al.* 1993). Ebert (1968), ao discorrer sobre a vergência das Faixas Móveis no Sul de Minas Gerais delimita um "antepaís assíntico", muito semelhante à delimitação de borda Sul do Cráton do São Francisco feita por Almeida (1977), e já mostra um quadro cinemático com vergência centrípeta em direção ao antepaís (Cráton do São Francisco), defendido por muitos autores até recentemente.

Atualmente, com a aplicação dos conceitos de tectônica global aliados à aquisição cada vez maior de novos dados, juntamente com a modelagem experimental, vem aumentando a compreensão, por parte dos geólogos, dos processos geodinâmicos responsáveis pelas amalgamações Neoproterozóicas em torno do Cráton do São Francisco .

Sob esta ótica, o presente item tem por objetivo, discutir a articulação entre as Faixas Brasília, Alto Rio Grande e a chamada Cunha de Guaxupé, enfatizando os dados estruturais e metamórficos existentes na literatura geológica da região.

7.2.3.2) A FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília, com uma extensão de aproximadamente 1000 km e direção N-S, balisa a margem ocidental do Cráton do São Francisco. É constituída, a grosso modo e predominantemente, por rochas metassedimentares e metavulcânicas Neoproterozóicas, imbricadas de W para E, em direção ao Cráton do São Francisco (fig. 9).

Simões & Valeriano (1990), estudando o extremo Sul da Faixa Brasília, distinguiram três compartimentos tectônicos, imbricados de W para E, separados por superfícies de cavalgamento:

A "nappe" Araxá-Canastra é constituída por um espesso pacote de rochas metassedimentares com provável contribuição vulcânica. Este pacote sofreu um metamorfismo do tipo inverso, iniciando na base com a fácies xisto-verde (zona da biotita), chegando no topo até o fácies anfibolito, com início de anatexia. A foliação principal corresponde à uma segunda fase de deformação, sendo gerada concomitantemente no auge do metamorfismo. Esta foliação mergulha suavemente para WSW e contém uma lineação mineral/estiramento indicadora de transporte tectônico de WNW para ESE (fig. 9).

Figura 9 - A Faixa Brasília. A figura mostra a estruturação principal da faixa, com suas unidades litoestratigráficas embricadas para Leste, em direção ao Cráton do São Francisco.

A “nappe” sotoposta abrange a sequência metassedimentar de Carmo do Rio Claro (Heilbron *et. al.*, 1987 e Valeriano *et. al.*, 1989) e fatias de rochas granito-gnáissicas do embasamento alóctone. O metamorfismo é baixo, correspondente à zona da clorita;

O conjunto autóctone é constituído pelo Grupo Bambuí e seu embasamento. A deformação no Grupo Bambuí é polarizada, diminuindo à medida em que se aumenta a distância da faixa (Fuck, *et.al.*, 1994).

Os dados de campo, assim como a vergência dos compartimentos favorecem a uma evolução monocíclica. Entretanto, os dados geocronológicos

publicados até então, levaram Simões & Valeriano (1990) a propor uma evolução em dois eventos orogênicos, muito embora não descartem, totalmente, uma evolução monocíclica. Assim, as rochas Araxá-Canastra teriam sido deformadas após um estágio de extensão, e a compressão seria retomada entre 700 e 600 M.a. (Brasileiro). Os mesmos autores propõe uma subducção do tipo A para oeste.

Outros autores, como Brod *et. al.* (1991) e Strieder & Nilson (1992), trabalhando mais a norte, defendem uma oceanização da bacia, com a identificação de associações petrotectônicas de fundo oceânico.

De acordo com os dados geocronológicos disponíveis, Fuck *et. al.* (1994) consideram a Faixa Brasília como uma cadeia de dobras e empurrões instalada na margem ocidental do Cráton do São Francisco. Sua evolução se iniciaria com a instalação de um proceso de "rift" que se expandiria no Neoproterozóico, levando à implantação de uma típica margem continental passiva e à formação de litosfera oceânica. O fechamento desse oceano, com a forma de subducção provavelmente inclinada para W, culminou com um processo de colisão continental, envolvendo de um lado o Cráton do São Francisco, e de outro, possivelmente o hipotético Cráton do Paraná, o Cráton Amazônico, e o microcontinente representado pelo Maciço de Goiás, e outros blocos crustais menores. Desta colisão teria resultado um complexo arranjo de escamas de empurrão vergentes para o Cráton do São Francisco, cujo empilhamento levou a fusões crustais, traduzidas em rochas vulcânicas e leucograníticas, também envolvidas na deformação. Estas rochas vulcânicas félsicas estariam representadas pelo Grupo Maratá, e foram datadas por Pimentel *et. al.* (1992), obtendo-se a idade de 794 ± 10 M.a. pelo método U/Pb em zircão, e 691 M.a. pelo método Rb/Sr, sendo que esta última idade é interpretada, pelos mesmos autores, como um provável rejuvenescimento isotópico, relacionado com a intensa deformação e recristalização metamórfica sofridas por estas rochas.

Fuck *et. al.* (*op. cit.*) consideram então que a colisão, assim como o metamorfismo e a deformação teriam ocorrido por volta de 800 M.a., antecedendo em cerca de 100 M.a. o clímax da orogênese Brasileira em outras áreas. Consideram, também, a possibilidade de ter havido mais de um evento de colisão, envolvendo choques de terrenos distintos.

7.2.3.3) A CUNHA DE GUAXUPÉ

A chamada Cunha de Guaxupé é uma estrutura complexa, de forma triangular, localizada na borda SW do Cráton do São Francisco, na junção entre as Faixas Brasília e a Faixa Alto Rio Grande/Ribeira. A cunha é constituída por terrenos arqueanos representados, entre outros, pelo complexo de Silvanópolis, equivalente ao Grupo Barbacena (Fiori *et. al.*, 1978), e pela Zona Granulítica de Machado (Fiori e Choudhuri, 1979). Sobre o embasamento, estão implantados os metassedimentos do Grupo Amparo, atribuídos ao Ciclo Transamazônico (Wernick *et. al.*, 1976 ; Artur *et. al.*, 1979). No Ciclo Brasileiro, os terrenos da cunha foram afetados por plutonismo granitóide, localmente formando extensos complexos de migmatitos, como dos complexos de Socorro e Pinhal (Wernick e Penalva, 1979). Basei *et. al.* (1995), datando zircões em rochas granulíticas da *Nappe* Socorro-Guaxupé, obtiveram idades compatíveis com o Ciclo Brasileiro, e as interpretaram como referentes ao metamorfismo regional de alto grau, que afetou estas rochas, logo após a colocação das mesmas como corpos ígneos.

A Cunha de Guaxupé é limitada a norte, segundo Wernick *et. al.* (1981), pela zona "rúptil" Nova Resende-Barbacena, de movimentação sinistral; a leste por uma zona de empurrões imbricados para leste; a sul pela zona "rúptil" Moji-Guaçu - Carandaí, de movimentação dextral; a oeste pela bacia do Paraná. A idade destas zonas de cisalhamento transcorrentes, segundo vários autores, parece ser brasileira tardia, pois a elas se associam depósitos molassóides referíveis ao fim do Ciclo Brasileiro (Ebert, 1971; Wernick e Penalva, 1974; Hama e Cunha, 1977).

7.2.3.4) VERGÊNCIA DA CUNHA DE GUAXUPÉ

A direção e o sentido de transporte dos terrenos que compõem a "nappe" de Guaxupé é um assunto ainda polêmico, tendo os diversos autores posições divergentes com relação ao tema.

Campos Neto *et. al.* (1984), reportam uma movimentação para NW dos terrenos que compõem a chamada "nappe" de cavalgamento Socorro, correlacionada à nappe de Guaxupé, nos estágios iniciais da orogênese Brasileira. Posteriormente, Campos Neto *et. al.* (1990) e Campos Neto (1991) indicam a mesma vergência e associam a colocação da "nappe" à

colisão de um terreno suspeito (a própria “nappe” Socorro-Guaxupé), através de uma subducção do tipo A, no fim do ciclo Brasileiro, durante a chamada Orogênese Rio Doce (Paleozóico Inferior).

Outra proposta é a de que a referida nappe teria se movimentado de oeste para leste, como por exemplo Wernick *et. al.* (1981) e Hasui *et. al.* (1990). Ebert *et. al.* (1993 a e b) argumentam que a estruturação da borda sul do Cráton do São Francisco pode ser explicada pela relação de três blocos crustais que sofreram convergência E-W, coerente com uma movimentação do Maciço de Guaxupé para leste. Outros autores, trabalhando nos metassedimentos da Faixa Alto Rio Grande que estão cavalgados pela nappe, sugerem também a movimentação para leste, embora sem precisá-la no tempo. como exemplo, podemos citar Trouw *et. al.* (1982), Dayan & Baptista Filho (1984), Ribeiro *et. al.* (1990), Trouw *et. al.* (1994) e Almeida (1994). A figura 10 mostra o arcabouço estrutural do limite sul do Cráton do São Francisco e a Cunha de Guaxupé.

Figura 10 - Arcabouço Geotectônico da borda sul do Cráton do São Francisco. As principais estruturas e unidades litoestruturais da região são mostradas. A figura mostra em destaque a Cunha de Guaxupé. Os vetores cinemáticos indicam uma vergência para Leste desta estrutura (mod. de Hasui *et. al.*, 1990).

7.2.3.5) A FAIXA RIBEIRA E ALTO RIO GRANDE

Almeida *et. al.* (1973), consideraram o Cinturão Ribeira, como uma unidade geotectônica de idade Brasileira, sobreposta a uma suposta unidade com idade Transamazônica, o Cinturão Paraíba do Sul, localizados a S-SE do Cráton do São Francisco. A Faixa Alto Rio Grande, de Almeida & Hasui (1984), seria constituída por metassedimentos dos Grupos São João Del Rey e Andrelândia que se localizam a sul do Cráton do São Francisco. Os trabalhos mais recentes como de Heilbron (1993), Heilbron *et. al.* (1994), Duarte *et. al.* (1994), dentre outros, consideram os metassedimentos do Grupo Andrelândia como uma cobertura de um embasamento mais antigo, que mais para sul, em direção ao estado do Rio de Janeiro, seria cada vez mais envolvido na deformação e metamorfismo que afetaram os metassedimentos. Em consequência disso, consideraram os metassedimentos e seu embasamento retrabalhado integrantes da mesma unidade geotectônica.

Muitos trabalhos pioneiros foram desenvolvidos a sul do Cráton do São Francisco, e encontram-se sumarizados em Trouw *et. al.* (1986). Os metassedimentos da Faixa Alto Rio Grande foram subdivididos por Ribeiro *et. al.* (1990) em quatro ciclos deposicionais, considerados pelos mesmos autores, como de idade Mesoproterozóica.

Estes metassedimentos compõem os chamados Grupos São João Del Rey e Andrelândia, e sofreram três fases de deformação, $D_1 + D_2$ associadas com metamorfismo regional denominado M_1 , de pressão intermediária a alta (Ribeiro *et. al.*, 1990 e Heilbron *et. al.*, 1993) e D_3 , com metamorfismo regional M_2 associado, de pressão algo mais baixa (Heilbron *et. al.*, 1993). Heilbron *et. al.* (*op. cit.*) registram ainda uma quarta fase (D_4), de caráter dúctil-rúptil distensiva.

As fases, D_1 e D_2 , seriam contínuas no tempo, com um caráter tangencial compressivo para NW. A idade dessa deformação progressiva, considerada Uruçuana por Heilbron *et. al.* (1989) e Ribeiro *et. al.* (1990) ainda é uma questão em aberto. Para Trouw & Panckhurst (1993), este quadro cinemático é típico de um ambiente colisional oblíquo, de idade ainda incerta. Ainda segundo Heilbron *et. al.* (1994), as fases $D_1 + D_2$, vergentes para NW, representariam a etapa de encurtamento associada à colisão oblíqua. No final das fases $D_1 + D_2$, já haveria uma componente direcional dextral, necessária para resolver uma deformação que não poderia mais ser resolvida por

encurtamento frontal. Esta fase seria responsável pela compartimentação estrutural do cinturão. Estas fases seriam superpostas pelas fases $D_3 + D_4$, com D_3 sendo representada por importantes zonas de cisalhamento de movimentação dextral e D_4 , por zonas de cisalhamento de caráter distensivo, que seria a fase final de evolução do orógeno. Os mesmos autores postulam, também, uma continuidade dos eventos metamórficos M_1 e M_2 associados a $D_1 + D_2$ e D_3 , respectivamente. De acordo com muitos autores, este evento colisional seria desenvolvido num ambiente ensialico, sem o desenvolvimento de crosta oceânica (Trouw, 1992; Ribeiro *et. al.* 1990; Heilbron, 1993 e Heilbron *et. al.* 1994). A sutura se localizaria no domínio tectônico Juiz de Fora, uma escama de empurrão composta por rochas metassedimentares e granulíticas intercaladas tectonicamente que cavalga o domínio tectônico Andrelândia (Heilbron *et. al.*, 1994). A figura 8 mostra os principais elementos tectônicos da Faixa Alto Rio Grande.

Outros autores postulam uma evolução sob a ótica da tectônica de placas, identificando, na região a sul do Cráton do São Francisco, feições que seriam características de ambientes colisionais (Artur & Wernick, 1986). Tassinari (1988) identifica, inicialmente, uma subducção de crosta oceânica dirigida para SE, associada posteriormente a colisões. Esta evolução, segundo o autor, remonta desde o Proterozóico Inferior (1800-1200 Ma), culminando com uma colisão continental (1100-800 Ma). Tassinari (*op. cit.*), ainda reporta uma subducção para NW no Brasileiro (750-550 Ma).

Soares (1988) identifica várias colisões a leste do denominado Bloco Paraná, com subducção orientada para ESE. Estas colisões aconteceriam, segundo o autor, num grande lapso de tempo (megaciclo), desde o Proterozóico Médio até o Eopaleozóico, e as transcorrências representariam os ajustes finais dessas colisões.

Campos Neto (1991) defende uma idade Uruçuana para a deposição dos sedimentos dos Grupos Carrancas e Andrelândia, e uma tectônica tangencial, com transporte para o Cráton do São Francisco (NW). Segundo Wernick & Gallemebeck (1986), que estudaram os zircões de diversos corpos granitóides no estado de São Paulo, haveria um zonamento, indicando a presença de áreas tectonicamente mais estáveis, na direção NW.

Ebert, *et. al.* (1993a e b) sugerem que o arcabouço geotectônico da borda sul do Cráton de São Francisco, e as grandes feições estruturais da região, podem ser explicadas pela articulação de três blocos crustais, o Bloco

Brasília, São Paulo e Vitória, sob uma compressão principal de direção E-W. Os autores identificam ainda domínios estruturais mais ou menos modificados pelas transcorrências, considerando, portanto, a tectônica tangencial mais antiga (Ebert *et. al.*, 1993b).

Estes esquemas evolutivos, baseados no caráter tardio das transcorrências, não é consenso por parte dos autores que trabalham na região. Machado & Endo (1993a e b) e Endo & Machado (1993) propuseram um modelo de evolução transpressional para o Cinturão. Este Cinturão seria um Cinturão de cisalhamento dextral, denominado pelos autores de Cinturão de Cisalhamento Atlântico. Segundo o modelo, as transcorrências consideradas D₃ por vários autores, e observadas por todo o Cinturão Ribeira, não seriam tardias ao processo, conforme tem sido assinalado pela maioria dos autores, mas sim de instalação precoce na evolução do Cinturão. Consideram que a região focal da deformação transpressiva, estaria situada mais a sul, no estado do Rio de Janeiro, e de onde teria ocorrido um escape de massa no esquema de megaestruturas em flor positivas, gerando os empurrões nas regiões mais externas do orógeno (fig. 11).

Figura 11 - Perfil Geotransversal da Faixa Ribeira (mod. de Machado & Endo, 1993a). Os empurrões externos seriam concomitantes às transcorrências, internas à faixa no esquema de megaestruturas em flôr positivas. Algumas cidades estão assinaladas.

7.2.3.6) DISCUSSÃO

O arcabouço geotectônico da região sul do Cráton do São Francisco, ainda é muito polêmico, em parte pela ambiguidade dos dados geocronológicos disponíveis, e, em parte, também pela diversidade de interpretações dos dados geológicos existentes, principalmente no que se refere à importância e papel das transcorrências na estruturação do Cinturão Ribeira.

Várias questões são divergentes, na interpretação dada por diversos autores que trabalham na região. Heilbron *et. al.* (1989), Campos Neto (1991), Tassinari (1988) e Ribeiro *et. al.* (1990), sugeriram uma evolução tectono-metamórfica policíclica para setores da Faixa Ribeira/Alto Rio Grande. Posteriormente, vários dos mesmos autores, passam a ter uma tendência de se considerar a faixa como de evolução monocíclica, de idade Brasileira (Heilbron *et. al.*, 1994; Trouw *et. al.*, 1994).

Sobre o aspecto deformacional, a relação entre a tectônica tangencial, com vergência para o Cráton do São Francisco, e a tectônica direcional, é também polêmica, assim como a vergência da Cunha de Guaxupé. Vários trabalhos, como Roig & Schrank (1992), Morales & Hasui (1993) e Ebert *et. al.* (1993 a e b), Campos Neto (1991), Heilbron *et. al.* (1994), dentre outros, consideram a tectônica associada à cinemática com vergência para leste, compatível com as transcorrências dextrais da Faixa Ribeira, como sendo mais nova que a tectônica tangencial, com vergência para NNW. Alguns autores, como Wernick *et. al.* (1981), Hasui *et. al.* (1990), Morales (1993), Ebert *et. al.* (1993), sugerem uma colocação da Cunha de Guaxupé de W para E, coerente com o esquema proposto por Ebert *et. al.* (1993a). Este quadro, com compressão E-W, é coerente também com o desenvolvimento das estruturas compressivas, com mesma vergência de W para E, identificadas nas rochas metassedimentares a sul do Cráton do São Francisco. Esta interpretação, de que a Cunha de Guaxupé teria se movimentado para leste, também é polêmica, uma vez que Campos Neto *et. al.* (1984) e Campos Neto (1991), dentre outros autores, assinala que, esta estrutura, teria se movimentado para norte, em direção ao Cráton do São Francisco.

Recentemente, Trouw *et. al.* (1994), interpreta a Faixa Alto Rio Grande, como uma região de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira, propondo também, que as estruturas com vergência para leste, seriam mais antigas que as de vergência para NNW, considerando-as ainda posteriores ao

auge metamórfico. Anteriormente, Ebert (1971) assinalou que, na região em foco, se daria o truncamento dos Araxaídes pelos Paraibídes, estes últimos considerados mais novos.

Outro modelo, proposto por Machado & Endo (1993a e b), propõe uma maior importância das zonas de cisalhamento transcorrentes na estruturação de todo o Cinturão. Segundo os autores, estas zonas de cisalhamento teriam uma instalação precoce no desenvolvimento de toda a Faixa, não representando, portanto, feições estruturais de caráter tardio. Neste modelo, os empurrões, localizados nas partes mais externas do orógeno, e demais feições contracionais, estariam associados ao caráter transpressivo das zonas de cisalhamento. Recentemente, Machado & Endo (1994) identificaram uma superposição cinemática ao longo da Faixa Ribeira, onde uma cinemática sinistral, mais nova, superpõe-se a outra, com cinemática dextral. Este evento seria tardio à compressão E-W, e teria propiciado condições para colocação de corpos graníticos em zonas transtrativas (Machado & Endo, *op.cit.*).

Recentemente, Trouw (1995), analisando comparativamente o padrão das lineações de estiramento nos modelos de transpressão e colisão frontal, seguida por transcorrências, considerou que o último modelo seria mais compatível, muito embora as lineações indicariam uma movimentação de empurrão para NE, e não para NNW, como proposto por Heilbron (1993).

8) GEOLOGIA LOCAL

8.1) INTRODUÇÃO

Nos capítulos que se seguem, serão descritas as feições geológicas observadas na área estudada, resultando, destas observações, as conclusões e discussões apresentadas neste trabalho. Estas conclusões e discussões, serão agrupadas principalmente por capítulos, por considerar que, desta forma, um maior número de aspectos poderão ser mais convenientemente discutidos.

Com o progresso dos trabalhos, identificou-se dois domínios litoestruturais distintos: O domínio das rochas do embasamento e o domínio das rochas da cobertura metassedimentar, composto por uma unidade inferior de mármore, e por uma unidade superior, de filitos e/ou xistos e quartzitos interestratificados. A ênfase do presente trabalho, foi dada à cobertura metassedimentar.

8.2) UNIDADES DE MAPEAMENTO

8.2.1) DOMÍNIO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO

Esta unidade é composta essencialmente por rochas plutônicas e metaígneas, que neste trabalho serão descritas mas não individualizadas. De uma maneira ampla, o embasamento aflora por toda a área mapeada, desenhando uma área mais ou menos elíptica, em cujo centro afloram os metassedimentos.

As rochas que compõem o embasamento, são constituídas, aparentemente, por vários litotipos com uma história geológica bastante complexa, envolvendo várias fases de intrusões complicadas em virtude da deformação intensa impressa nestas rochas. Algumas destas fases puderam ser individualizadas, com base nas relações de corte, e serão aqui descritas, entretanto, trabalhos de detalhe na região são necessários, afim de precisar melhor estas relações e, conseqüentemente, obter-se um suporte mais sólido para interpretações geocronológicas e para o próprio entendimento da sua geologia. As rochas serão então descritas, segundo uma ordem de idade relativa, iniciando da mais nova para a mais antiga.

- As rochas mais jovens encontradas no embasamento são diques de composição básica. Os diques, aparentemente, não cortam as rochas metassedimentares, e são compostos por hornblenda, plagioclásio, quartzo, clorita e epidoto. Estes diques podem estar deformados ou não.
- Granitos de granulação grossa, pegmatíticos a aplíticos, compostos essencialmente por quartzo e feldspato. São rochas que também se apresentam indeformadas, cortando a foliação tectônica principal. A idade relativa entre esta litologia e os diques não pode ser determinada.
- Diques de granitos hololeucocráticos de granulação muito variável, indo de fina até pegmatítica, mostrando relações discordantes com as rochas encaixante. Estes diques são deformados pela foliação principal do domínio do embasamento. Estas rochas mostram, localmente, um zoneamento granulométrico inverso, com o núcleo de granulação fina e as bordas de granulação mais grossa. Estes corpos alcançam, localmente, dimensões métricas a decamétricas.
- Ortognaisses graníticos a granodioríticos com graus variados de gnaissificação, são as rochas que predominam no domínio litoestrutural do embasamento. Estas rochas variam de biotita-granitos hololeucocráticos a leucocráticos e granodioritos acinzentados, compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, hornblenda e biotita. Apresentam texturas miloníticas e granulares, onde se torna difícil observar a foliação. Nas rochas mais deformadas, predomina uma estrutura bandada, com alternância entre bandas claras, de granulação mais grossa, ricas em feldspato, e bandas mais ricas em minerais máficos, como biotitas e anfibólios. A figura 12 mostra o diagrama de Streckeisen para estas rochas. As amostras plotadas representam estimativas modais obtidas preferencialmente de amostras isotropas.

Figura 12 - Diagrama QAP para as rochas ortognáissicas do embasamento. Seis amostras foram plotadas, fornecendo uma composição granítica a granodiorítica.

- Rochas máficas, de composição diorítica, compostas principalmente por hornblenda e plagioclásio. Estas rochas se encontram como enclaves nos granitos foliados. Em alguns locais, observam-se estes enclaves deformados formando um bandamento gnáissico. Isto reflete o efeito do contraste reológico no realce do bandamento gnáissico.

8.2.2) DOMÍNIO DA COBERTURA METASSEDIMENTAR

8.2.2.1) UNIDADE DE MÁRMORES CALCÍTICOS

Esta unidade constitui a base da sequência metassedimentar, fazendo contato discordante com o embasamento ortognáissico, por toda a área mapeada.

Esta unidade é constituída por mármore calcíticos de coloração esbranquiçada a acinzentada, granulação fina a média, intercalados com bandas e/ou lentes de biotita-quartzo-muscovita-clorita filitos de espessura muito variável, indo de milimétricas até decimétricas. A figura 13 mostra um difratograma de raios X, representativo de toda a unidade, mostrando os picos bem definidos para calcita. Em alguns pontos, o mármore é rico em filmes pelíticos, lenticulares, paralelos ou, mais raramente, oblíquos à foliação da

bem definidos para calcita. Em alguns pontos, o mármore é rico em filmes pelíticos, lenticulares, paralelos ou, mais raramente, oblíquos à foliação da rocha. É interessante assinalar também que, nas bandas mais espessas de metapelitos intercaladas aos metacalcários, os carbonatos não foram observados. A pirita ocorre, localmente, tanto disseminada nos mármorees quanto nos metapelitos intercalados, onde por vezes estão presentes porfiroblastos euédricos que raramente alcançam 1cm de diâmetro. A pirita pode também ser encontrada disseminada em alguns veios calcíticos.

Figura 13 - Difratograma de raios - X representativo de 6 amostras da unidade dos mármorees. Os picos apresentados se mostram bem definidos, revelando uma composição geral calcítica.

O pacote de metacalcários apresenta uma composição bastante heterogênea, sendo evidente uma variação vertical e, menos claramente, uma variação segundo a direção da camada. Desta maneira, os mármorees são mais ricos em intercalações de metapelitos próximo ao contato basal do que no topo. Próximo ao seu contato superior, os metacalcários são quase puros. É neste nível que se localizam as pedreiras da região. Outras particularidades são também visíveis em seção vertical, como por exemplo, na base, onde os mármorees são esbranquiçados e têm uma granulação geralmente mais fina, enquanto que, no topo, são acinzentados e possuem uma granulação média,

com uma textura granoblástica bem aparente. Ainda em direção ao topo do pacote, os mármore passamos a apresentar uma estrutura maciça, ou com uma fina laminação, que em alguns pontos é praticamente incipiente. Apesar da presença, em algumas lâminas delgadas provenientes da base da unidade superior de filitos e quartzitos, de carbonato, as relações de campo indicam que o contato entre os mármore e a unidade superior, é brusco. A espessura calculada em mapa, para esta unidade, é de no máximo 600m.

A Cia. de Mineração S^{ta}. Helena, forneceu gentilmente algumas análises químicas dos mármore da região. Através destas análises, pode-se ter uma idéia da composição química destas rochas. A figura 14 mostra os resultados fornecidos pela empresa. Estas análises mostram que os mármore da região são muito ricos em CaO, e muito pobres em MgO, daí sua exploração comercial.

óxidos (%)	amostra 1	amostra 2	amostra 3	amostra 4
CaO	55,26	55,20	54,88	55,26
MgO	0,42	0,19	0,20	0,42
Fe ₂ O ₃	0,02	0,09	0,10	0,02
Al ₂ O ₃	0,015	0,15	0,22	0,15
SiO ₂	0,42	0,65	1,10	0,42
PF	43,82	43,42	43,07	43,82
Σ	99,95	99,70	99,57	100,00

Figura 14 - Tabela com análises químicas dos mármore fornecidas pela Cia. de Mineração S^{ta} Helena. As amostras analisadas mostram uma porcentagem elevada de CaO se comparada à dos outros óxidos. O MgO é muito baixo, compatível com a natureza calcítica desta rocha.

8.2.2.2) UNIDADE DE FILITOS E QUARTZITOS INTERESTRATIFICADOS

Esta unidade constitui o topo da sequência metassedimentar estudada, correspondendo às rochas que sustentam a Serra do Jaci. A unidade é composta por uma intercalação de filitos ou xistos finos com quartzitos de granulação fina

intercalados, com uma tendência no aumento da proporção de níveis de quartzitos para o topo da unidade.

Os metapelitos são compostos por muscovita-quartzo-clorita-xistos, localmente com biotita, que afloram na maioria das vezes alterados, onde assumem colorações avermelhadas, ocre e até acinzentadas. Quando frescos, são esverdeados. Apresentam, localmente, carbonatos associados a lentes quartzosas, e pirita, como porfiroblastos, idiomórficos, de dimensões milimétricas a centimétricas. Localmente também ocorre grafita, formando em alguns pontos, “discos” no plano de foliação. Uma característica marcante da unidade superior, é a presença de lentes milimétricas a centimétricas de quartzitos.

Os quartzitos são compostos por muscovita-quartzitos laminados ou quartzo-xistos de granulação muito fina, localmente assemelhando-se a meta-siltitos. Por toda a sequência, associam-se intimamente aos metapelitos, formando lentes e/ou bandas na base da sequência, e bancos mais espessos no topo, onde são proporcionalmente mais expressivos. Localmente, os quartzitos apresentam minerais opacos formando níveis ou dispersos na camada, dando uma tonalidade cinza à rocha. Esta unidade tem uma espessura mínima, calculada em mapa, de 450 a 600 metros aproximadamente.

8.3) ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS

8.3.1) INTRODUÇÃO

Os domínios litoestruturais, individualizados neste trabalho, são caracterizados por uma série de estruturas com estilos particulares a cada domínio. As rochas que compõem o embasamento dos metassedimentos da área estudada, são caracterizadas por uma foliação tectônica, interpretada como mais antiga em relação à estruturação dos metassedimentos, de direção geral E-W e mergulhos subverticais. Este domínio também é caracterizado pela escassez de estruturas como dobras, e pela dificuldade na observação das lineações.

As rochas que compõem a cobertura metassedimentar, na área estudada, são caracterizadas por uma foliação tectônica penetrativa, de direção geral E-W e mergulhos suaves para sul, com uma lineação de estiramento mineral de mergulho (*dip*), desenvolvida em todos os litotipos. Esta foliação tem caráter diverso, variando principalmente segundo a reologia das rochas e, também, pela intensidade da deformação heterogênea.

Neste capítulo serão descritas as estruturas do domínio do embasamento e da cobertura metassedimentar, com ênfase às estruturas da cobertura, que são o objeto principal deste trabalho. Objetiva-se, assim, uma caracterização geométrica e cinemática das estruturas, bem como a elaboração de um quadro evolutivo estrutural para a área estudada, coerente com os dados obtidos no decorrer do trabalho. As estruturas são agrupadas de acordo com critérios de superposição, e ordenadas, sendo designadas temporalmente da mais antiga para a mais nova, denotando a idade relativa entre as estruturas (p.ex.: S_n , S_{n+1} , para foliações e etc..), não implicando, necessariamente, em uma correlação com uma fase de deformação de mesma nomenclatura. Na denominação e ordenação das estruturas em fases de deformação (D_n , D_{n+1} , etc..), em linhas gerais, tentou-se seguir o mesmo critério, muito embora ambigüidades sejam difíceis de evitar. Por isso, tentou-se sempre que necessário, discutir as denominações utilizadas.

Na análise estrutural das rochas do domínio da cobertura metassedimentar, foram individualizados domínios estruturais homogêneos (Turner & Weiss, 1963), visando um melhor tratamento dos dados estruturais

quando necessário. A figura 15 mostra os domínios individualizados nas rochas da cobertura, tendo como critério a atitude da foliação principal.

Figura 15 - Domínios estruturais da cobertura. Em (A) é mostrada a subdivisão em mapa, em (B) os estereogramas da foliação principal, separados por litologias no domínio I. b1- contornos: 0.7 - 1.9 - 5.8 - 11.0 - 20.0 - 29.0 - 38.0 %; b2 - contornos: 0.7 - 2.2 - 5.0 - 10.0 - 13.0 - 16.6 %; b3 - contornos: 0.6 - 1.8 - 3.0 - 5.3 - 6.5 - 7.7 %.

8.3.2) ESTRUTURAS NO DOMÍNIO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO

8.3.2.1) FOLIAÇÃO TECTÔNICA PRINCIPAL (S_{n-1})

As rochas que compõem o embasamento dos metassedimentos, na área estudada, são caracterizadas por uma foliação tectônica penetrativa, de direção geral E-W, e mergulhos subverticais. Localmente, a foliação inflete para a direção NNE. Esta foliação tem morfologia muito variada, provavelmente em função da deformação heterogênea e da composição da rocha. A estrutura das rochas graníticas e granodioríticas varia desde isótropa até foliada, num mesmo afloramento.

A foliação é dada, principalmente, pela orientação preferencial de minerais máficos, como biotitas e anfibólios. Localmente, desenvolve-se um bandamento gnáissico bem pronunciado, com bandas félsicas, compostas principalmente de quartzo e feldspato, intercalando-se com bandas máficas, relativamente mais ricas em biotitas e/ou anfibólios.

Localmente, a foliação assume um caráter milonítico muito evidente, com a formação de estruturas lenticulares, fitas de quartzo e estiramento de megacristais de feldspato, e, localmente, formando um bandamento composicional diferenciado, com bandas máficas de granulação relativamente mais finas, em contraste com as bandas félsicas, de granulação relativamente mais grossa. Nestes locais, são observadas dobras intrafoliais. A figura 16 mostra a projeção estereográfica dos pólos da foliação tectônica principal, nas rochas do embasamento da área estudada. Esta figura mostra uma estruturação geral da foliação na direção E-W com mergulhos subverticais.

Figura 16 - Projeção estereográfica dos pólos da foliação tectônica principal, do domínio litoestrutural das rochas do embasamento na área estudada. O diagrama mostra uma estruturação geral, dada por planos de foliação de direção E-W, e mergulhos subverticais. Pode-se observar também, uma variação na direção dos planos, mantendo-se entretanto, o caimento subvertical. N= 96; Contornos: 1.0 -2.1- 3.1- 4.2- 7.3- 9.4%.

8.3.2.2) ESTRUTURAS POSTERIORES À FOLIAÇÃO PRINCIPAL

Outras estruturas, que cortam a foliação tectônica principal, são observadas na área. As estruturas melhores observadas, são predominantemente de caráter dúctil-rúptil. Entretanto, as mais bem expostas, são as zonas de cisalhamento rúpteis.

Estas estruturas rúpteis são formadas por vários planos discretos, com separação centimétrica a milimétrica, subparalelos à foliação principal. Estes planos têm uma geometria anastomosada, exibindo em suas superfícies, estrias e ranhuras, indicativas de uma importante movimentação direcional. Nos pontos observados, foram registradas movimentações tanto dextrais como sinistrais (fig. 17).

Legenda

- ▣ Pólos dos planos de falha (N=15 em A e 7 em B)
- ▴ Estrias de falhas (N=2 em A e 7 em B)

Figura 17 - Projeções estereográficas de duas zonas de cisalhamento rúpteis no domínio do embasamento. Estas zonas de cisalhamento têm direção E-W e mergulhos subverticais, e mostram importante movimentação direcional.

8.3.3) ESTRUTURAS DA COBERTURA METASSEDIMENTAR

8.3.3.1) ESTRUTURAS DA FASE DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL (D_n)

8.3.3.1.1) Foliação Tectônica Principal nas rochas da Cobertura Metassedimentar (S_n) - Morfologia

As rochas da cobertura metassedimentar são caracterizadas por uma conspícua foliação tectônica, penetrativa em todos os litotipos mapeados. A geometria destas estruturas parece variar segundo a composição da rocha e a intensidade da deformação. Esta foliação aparece plano axial às dobras

associadas, ou então formando superfícies compostas, constituindo assim pares de foliações S-C.

Os mármore basais, como observado anteriormente, possuem uma variação composicional da base para o topo do pacote carbonático, o que se reflete também numa variação nas estruturas planares. Na base da sequência carbonática, a foliação S_n é representada principalmente por um bandamento composicional, formado por intercalações de bandas relativamente ricas em carbonatos e bandas clásticas, estas últimas representadas por clorita-filitos. Mais precisamente, existe toda uma gradação entre os dois extremos composicionais, com predomínio de bandas carbonáticas ricas em filmes lenticulares micáceos. Nestes domínios, a foliação é dada pela orientação preferencial dos filmes de mica. Nas bandas pelíticas, a foliação é uma clivagem ardosiária, porém, em alguns locais, trata-se de uma clivagem anastomosada. No topo da sequência, onde os mármore são relativamente pobres em bandas ou lentes pelíticas, a estrutura planar é constituída por uma laminação, por vezes incipiente. Esta laminação, localmente, está associada a variações composicionais, representadas por níveis finos de coloração escura, compostos, provavelmente, por matéria orgânica intercaladas aos mármore.

Na sequência superior, formada por filitos ou xistos finos e quartzitos interestratificados, a foliação impressa nestas litologias varia em geometria de acordo com a composição mineralógica das rochas, sendo paralela aos contatos litológicos (S_0). Desta maneira, esta foliação também está associada com um bandamento composicional, que varia, em espessura, desde a escala métrica até a milimétrica. Os filitos são caracterizados por uma clivagem anastomosada em domínios, com os níveis micáceos foliados sendo separados por lentes quartzosas. Em alguns locais, a clivagem torna-se mais proeminente, assumindo um caráter planar mais pronunciado, enquanto que, em outros locais, a foliação possui forma lenticularizada. Os quartzitos são caracterizados por uma laminação geralmente bem marcada, ou então por uma foliação dada pela orientação preferencial de minerais micáceos, principalmente pela muscovita. A figura 18 mostra a projeção estereográfica dos pólos da foliação tectônica principal (S_n), nas rochas metassedimentares. Esta projeção mostra um máximo bem marcado em 180/08.

Figura 18 - Projeção estereográfica dos pólos da foliação principal do domínio dos metassedimentos. O diagrama mostra uma concentração das curvas de isofrequências maiores, bem delimitada, com máximo a 180/08. A dispersão nas curvas de isofrequências menores, é interpretada como devido a efeitos de superposição de dobramentos tardios. N=412; Contornos: 0.2 - 0.7 - 3.9 - 6.1 - 9.7 - 15.8 - 17.0 %.

8.3.3.1.1.1) Lineações

Os metassedimentos da área estudada são caracterizados pela presença de estruturas lineares, localmente bem marcadas, contidas no plano da foliação principal da rocha. Estas lineações nem sempre são claramente identificadas, devido à granulação muito fina das rochas. Com o decorrer dos trabalhos de campo, identificou-se uma lineação de estiramento mineral, observada mais claramente no domínio estrutural I, e outras lineações, muito difíceis de serem determinadas precisamente, semelhantes a estrias e rugosidades muito finas no plano de foliação. Estas lineações representam, provavelmente, lineações de intersecção, crenulação ou estrias propriamente ditas, difíceis de distinguir no campo. A seguir, serão descritos os aspectos geométricos da lineação de estiramento mineral.

8.3.3.1.1.1.1) Lineação de Estiramento Mineral

Como assinalado acima, esta lineação tem uma atitude relativamente constante por toda a área, tendo sido observada mais claramente no domínio

estrutural I, de onde provém o maior número de medidas. Esta lineação é subparalela à direção de maior caimento da foliação principal (*dip*). Na unidade basal, é constituída, principalmente, por uma orientação de minerais micáceos (cloritas e muscovitas) observados nas bandas pelíticas, e agregados de quartzo, estirados, ou ainda de carbonatos, observados nos mármore. Estes agregados, localmente, têm uma granulação grossa. Na sequência clástica superior, a lineação é formada principalmente por alinhamentos de finas lamelas de muscovita, observadas sobretudo nos quartzitos laminados.

A figura 19 mostra a projeção estereográfica das lineações de estiramento mineral medidas em toda a área, onde observa-se uma concentração principal na direção N170 e mergulhos subhorizontais.

Figura 19 - Projeção estereográfica das lineações de estiramento mineral do domínio litoestrutural da cobertura metassedimentar. N=129; Contornos: 0.8 - 1.5 - 8.5 - 12.4 - 18.6 - 23.3 - 25.6%.

8.3.3.1.1.2) Cinemática da Foliação Tectônica Principal (S_n)

A observação das estruturas indicadoras do sentido de cisalhamento, nos metassedimentos estudados, foi efetuado tanto em escala mesoscópica quanto microscópica. No campo, procurou-se, sempre que possível, observar estas

estruturas em secções paralelas à lineação de estiramento mineral e perpendiculares à foliação (secção XZ do elipsóide de deformação). Quando não foi possível, sempre assinalou-se a secção de observação. Em lâmina delgada, a observação da cinemática foi realizada através de lâminas delgadas orientadas.

Na área estudada, foram observados indicadores cinemáticos como pares de foliações S-C e dobras sistematicamente assimétricas.

8.3.3.1.1.2.1) Foliações S-C

Os pares de foliações S-C são estruturas encontradas em todo o pacote metassedimentar, e se encontram especialmente bem desenvolvidas na base da unidade carbonática.

Estas estruturas, nos mármore basais, assumem expressões geométricas bastante variadas. Na maioria dos afloramentos, a foliação C é constituída por uma laminação discreta ou um bandamento bem pronunciado, em ambos os casos formada principalmente por lâminas ou bandas ricas em clorita e muscovita. A foliação S associada, que tangencia a foliação C, é em geral mais fina, sendo caracterizada por uma clivagem ardosiária ou por uma orientação preferencial de minerais micáceos numa matriz essencialmente carbonática. A cinemática destas estruturas, segundo as definições propostas por diversos autores, como Berthé *et.al.* (1979) e Lister & Snoke (1984), é compatível com uma movimentação geral de topo para Norte (fig. 20 a, b, c, d, e).

Topo para NNE

Topo para NW

Topo para NNE

Figura 20- Desenhos de caderneta de pares de foliações S-C, e estereogramas correspondentes. A lineação de intersecção entre os planos S e C é mostrada. A cinemática destas estruturas é compatível com uma movimentação de empurrão com vergência para Norte.

Localmente, em afloramentos localizados próximo ao contato basal dos mármore, estas estruturas encontram-se muito bem desenvolvidas (fig. 21 a, b, c, d). Neste ponto, as foliações C têm uma espessura que chega a alcançar até 2cm, mostrando-se bem diferenciadas.

Como assinalado anteriormente, a base da unidade de mármore é rica em bandas meta-pelíticas intercaladas. Estas bandas, localmente, apresentam foliações internas oblíquas e sigmoidais, por vezes gerando estruturas mais ou menos elípticas, formando “pods” assimétricos de foliação. Estas estruturas possuem , também, cinemática com indicação de movimento de topo para NNW.

Na unidade de filitos e quartzitos interestratificados de topo, os pares de foliações S-C também acham-se bem desenvolvidos, sendo observados em escalas variadas, desde a milimétrica até a centimétrica, formando estruturas semelhantes a “pods”, onde a foliação C exibe uma geometria anastomosada, entre os “micrólitos” da foliação S. Estas estruturas também têm cinemática compatível com movimentação geral de topo para Norte.

Figura 21a - Pares de foliações S-C observados na base da unidade de mármore. A foliação C é dada por um bandamento bem pronunciado, enquanto que a foliação S, dada principalmente pela orientação preferencial dos minerais micáceos, é mais fina. O plano de observação é vertical, e o sentido de cisalhamento na seção é indicado.

Figura 21b - Pares de foliações S-C. A relação entre as foliações S e C pode ser visualizada mais claramente no centro da foto. Notar o caráter descontínuo da foliação C. O domínio intermediário, entre os planos de cisalhamento centrais na foto (*microlitons*), têm espessura aproximada de 5 cm. Plano de observação é vertical, e o sentido de cisalhamento é indicado.

Figura 21c - Pares de foliações S-C. Outra feição do afloramento mostrado nas figuras 21a e 21b. A relação entre as foliações S e C pode claramente ser observada na parte central da foto, onde a foliação S, localmente mais grossa, é dada por uma “sigmóide” micácea. Plano de observação vertical. O sentido de cisalhamento é indicado.

Figura 21d - Detalhe da foto 21c.

Em alguns afloramentos, foram observadas fibras de carbonato no plano de foliação principal, dos mármore basais. Estas fibras crescem em ranhuras, ou degraus perpendiculares às mesmas, e indicam a mesma vergência da tectônica dúctil.

8.3.3.1.1.3) Algumas Características Geométricas da foliação principal

A foliação tectônica principal, na área estudada, exhibe, de local para local, características geométricas distintas, assim como associações com estruturas como, por exemplo, as dobras. Neste item, serão descritas algumas destas relações, observadas no campo.

♦ Na maioria dos afloramentos, a estruturação principal observada, é uma foliação de morfologia predominantemente planar. Esta foliação mostra frequentemente dobras assimétricas. Em alguns afloramentos, zonas com estrutura predominantemente planar truncam zonas relativamente mais perturbadas por dobras. Esta feição é claramente observada nos mármore. Localmente, nas zonas onde a estruturação planar é bem desenvolvida, a relação entre as foliações S-C foi observada. Em outros locais, entretanto, a única estrutura observada é um bandamento lenticularizado, às vezes anastomosado, onde a relação entre os pares de foliações S-C, não é observada. A figura 22 mostra algumas feições de afloramento, mostrando truncamento de foliação e dobras assimétricas.

♦ Em outros locais, a foliação tectônica principal é oblíqua a uma foliação anterior, ou plano axial a dobras assimétricas. A foliação anterior, observada nestes locais, é de difícil interpretação, pois, teoricamente, poderia representar ou uma foliação anterior sem relação com a fase de deformação principal, ou até mesmo uma superfície tectônica formada anteriormente, mas no mesmo evento tectônico (Gosh & Sengupta, 1987).

Figura 22 - Feições de truncamento da foliação tectônica principal observadas na unidade basal dos mármore. A foliação tectônica principal, observada mais claramente no topo da foto, é dobrada e rompida, gerando planos discretos de cisalhamento e isolando charneiras de dobras apertadas e isoclinais (parte inferior da foto). Plano de observação é aproximadamente vertical. O sentido de cisalhamento é indicado.

8.3.3.1.2) Dobras Associadas à Geração da Foliação Principal (Fn)

8.3.3.1.2.1) Estilo e estruturas associadas

Em toda a sequência de rochas da cobertura metassedimentar existem dobras intrafoliais de perfis apertados, que possuem a foliação principal em posição plano axial. Estas estruturas estão presentes nas escalas de afloramento e de lâminas delgadas, sendo especialmente bem desenvolvidas na unidade carbonática. Em escala mesoscópica, estas dobras têm dimensões muito variadas, variando desde a escala métrica até centimétrica. A relação geométrica entre a foliação principal e as dobras permite associá-las ao evento de geração da foliação principal.

Em perfil, as dobras são sistematicamente assimétricas, com vergência para NNW-NNE. São dobras fechadas a isoclinais, mostrando geralmente charneiras espessadas e angulosas e flancos adelgaçados. São estruturas com arco externo mais fechado do que o interno, podendo ser classificadas como dobras da classe 3 de Ramsay (1967). Na classificação de Turner & Weiss (1963), as dobras variam entre recumbentes a de mergulho inclinadas. Outra característica das dobras, é seu caráter acilíndrico, formando, localmente, dobras em bainha. Estas dobras mostram frequentemente variação de estilo. Desta maneira, em alguns locais, as dobras têm uma foliação plano axial bem marcada, definida por uma orientação preferencial de minerais micáceos, enquanto em outros, esta foliação não se encontra desenvolvida. Outra variação observada, é a coexistência de dobras, num mesmo afloramento, com graus de fechamento variados, algumas relativamente mais abertas do que outras, sem, entretanto, mostrarem uma relação de superposição, ou também uma variação na espessura das camadas dobradas. Apesar destas variações no estilo, as dobras mostram uma assimetria sistemática, indicando movimentação de topo para Norte.

Localmente, as dobras são isoclinais e desenraizadas (*rootless*), mostrando charneiras isoladas e flancos rompidos (fig. 24). Aham-se também, associadas a superfícies de ruptura, paralelas ou levemente oblíquas à superfície axial das dobras, localizadas no flanco inverso da estrutura. Estas superfícies têm a mesma cinemática observada na área, constituindo-se na realidade, em superfícies discretas de empurrão (fig. 23a e b). Em alguns pontos observou-se, em um mesmo afloramento, a existência de zonas com o predomínio de dobras, e zonas onde somente uma estrutura planar é observada. Este tipo de estruturação foi interpretada como devida a uma forte partição da deformação, havendo a obliteração das dobras em áreas de mais alta

Figura 23a - Dobras assimétricas (Dn) no bandamento composicional da unidade basal. Notar o desenvolvimento de superfícies de empurrão associadas aos flancos curtos das dobras. O afloramento tem aproximadamente 2.5m de altura, e o plano de observação é vertical. Olhando para ESE.

Figura 23b - Fechamento de dobras apertadas (Dn), com charneiras angulosas e espessamento apical, associadas à superfícies discretas de empurrão não penetrativa. Plano de observação vertical.

deformação cisalhante (Gosh & Sengupta, 1987). A orientação dos eixos destas estruturas é muito variável, variando, em projeção estereográfica, segundo um círculo máximo, que corresponde, aproximadamente, à foliação milonítica na área estudada. Este padrão em guirlanda será discutido abaixo.

Figura 24 - Reprodução de desenhos de caderneta de campo, mostrando dobras apertadas a isoclinais de caráter intrafolial, algumas mostrando ruptura do flanco inverso.

8.3.3.1.2.2) Dobras em Bainha: Caracterização Geométrica e Cinemática

As dobras em bainha foram observadas apenas na unidade carbonática. Ocorrem na escala de afloramento e são também sugeridas pelo comportamento dos eixos das dobras em estereograma, variando segundo uma guirlanda (Hudleston, 1986). As dobras acilíndricas observadas têm uma variação da direção dos eixos, no plano de foliação principal, que alcança 110° , configurando assim, segundo Ramsay & Huber (1987), dobras em bainha (fig 25 a e b). Dobras assimétricas acilíndricas são mostradas na figura 25 c. Outras dobras, com acilindricidade menor, tendo variações na direção axial da ordem de 80° , são observadas lado a lado com as dobras em bainha (Machado & Dehler, 1995).

Estas estruturas, em escala mesoscópica, são de ordem decimétrica a métrica, e estão associadas à dobras com estilos já descritos no item anterior. Ocorrem, numa mesma seção de exposição, dobras com assimetrias opostas,

Figura 25a - Dobra em bainha observada na unidade basal de mármore. Seção subparalela ao corte ZY de dobra em bainha, mostrando uma morfologia elíptica, com dobras assimétricas indicando vergências opostas em ambos os lados da estrutura. Esta estrutura é compatível com uma direção de cisalhamento aproximadamente N-S.

Figura 25b - Detalhe da foto anterior (fig. 25a).

Figura 25c - Dobras assimétricas afetando o bandamento composicional, mostrando charneiras angulosas e uma conspícua foliação plano axial (S_n). Notar na parte inferior direita da foto, o caráter acilíndrico destas estruturas. Plano de observação vertical. O sentido de cisalhamento é indicado.

em S e Z, sob forma elíptica, achatadas no plano de foliação principal, refletindo cortes sub-paralelos ao plano YZ do elipsóide de deformação.

Na classificação geométrica de Williams & Chapman (1979), para dobras acilíndricas planas, as dobras em questão situam-se entre o vértice dos domos isoclinais e o das dobras cilíndricas isoclinais, tendo $\alpha < 30^\circ$ (dobras isoclinais), e β entre 71 e 120° (ângulos entre os eixos medidos na superfícies axiais). A análise geométrica das dobras mesoscópicas consideradas fornece valores de $R = 0,6$, para a dobra em bainha, e de $R = 0,3$, para a dobra acilíndrica contígua à bainha, onde R é o grau de acilindricidade das dobras (fig. 26). A análise do afloramento, onde foram observadas as dobras em bainha, fornece um valor de $R = 0,54$ (Machado & Dehler, *op.cit.*).

Figura 26 - Classificação geométrica para as dobras acilíndricas do afloramento da dobra em bainha (fig. 25a e b) [modifica- do de Williams & Chapman, 1979]. Notar que a dobra em bainha está mais próxima do vértice dos domos isoclinais

A cinemática da dobra em bainha mostrada nas figuras 25a, 25b e 26, obtida através da direção do seu eixo X, forneceu uma direção N-S para o cisalhamento. Esta estrutura tem seu fechamento de eixos para a direção sul, caracterizando assim, segundo Cobbold & Quinquis (1980) e Lacassin & Mattauer (1985), uma estrutura sinformal, pois tem seu fechamento no sentido oposto à direção de cisalhamento, que é confirmada por outros indicadores

cinemáticos. Outra estrutura, menos evidente no campo, mas sugestiva por apresentar também dobras com vergências opostas numa mesma seção (Mies, 1993), exibe uma forte lineação de estiramento mineral, geometricamente compatível com o eixo X da dobra em bainha associada, indicando um cisalhamento na direção N15W.

8.3.3.1.2.3) Cinemática e orientação das dobras

As dobras, associadas à geração da foliação principal, são sistematicamente assimétricas, indicando uma vergência para NNW e NNE (fig. 28a e b). Estas estruturas têm a foliação principal como plano axial, e eixos variando segundo um grande círculo, representando aproximadamente a foliação milonítica da área, formando um padrão em guirlanda para esta distribuição (fig. 27). Esta distribuição tem um máximo principal em N 225° e dois máximos secundários a N 115°, e a N 260°, mais ou menos perpendicular à lineação de estiramento mineral. Esta mesma lineação tem uma posição aproximadamente bissetora entre os outros máximos.

Fig. 27 - Projeção estereográfica dos eixos das dobras associadas à Fase de Deformação principal (D_n). Esta distribuição exibe um padrão em guirlanda, e mostra um máximo principal a N225°, e dois máximos secundários, a N260° e N115°, com caimentos subhorizontais. N= 129. Contornos: 0.8 - 2.4 - 6.4 - 8.0 - 10.4 - 12.8 %.

Hansen (1971), propôs um modelo, tendo como base a distribuição em guirlanda dos eixos das dobras, visando uma interpretação cinemática para este tipo de distribuição.

Figura 28a- Dobras assimétricas, recumbentes, afetando o bandamento composicional e com desenvolvimento de foliação milonítica, planar, na base do afloramento. As dobras possuem flancos adelgaçados e charneiras espessadas. Notar a morfologia assintótica das superfícies axiais, tangenciando na base do afloramento. Unidade basal dos mármore. Plano de observação vertical. O sentido de cisalhamento é indicado.

Figura 28b- Detalhe da variação de estilo das dobras F_n (D_n) mostradas na figura anterior (fig. 28a). Notar o contraste de viscosidade entre os leitos claros (carbonáticos) e escuros (pelíticos), resultando uma predominância de dobras da subclasse 1C, nos primeiros, e 1C a 3, nos últimos. Os flancos, localmente adelgaçados, evoluem para superfícies discretas de empurrão (parte superior direita da foto).

Hansen (*op.cit.*) propõe um modelo baseado na assimetria das dobras e no denominado ângulo de separação. Esta separação angular é medida no plano da guirlanda, e separa os grupos de dobras assimétricas com vergências opostas, olhando na direção de caimento do eixo. Este ângulo de separação, representado por um comprimento do arco da guirlanda, contém a direção de movimento. O sentido do mesmo seria dado pela assimetria das dobras. O plano da guirlanda, neste modelo, seria paralelo ao plano de cisalhamento.

A figura 29 mostra, tentativamente, uma interpretação do padrão encontrado na área segundo este modelo, mesmo sem o rigor estrutural empregado por Hansen (*op.cit.*). As dobras com eixos caindo para ESE, quando olhadas na direção de caimento do eixo, teriam uma vergência sinistral, e as dobras com eixos na direção WSW, teriam uma vergência dextral. A lineação de estiramento mineral marcaria a direção de movimento, e o sentido do mesmo seria dado pela assimetria das dobras. O resultado é compatível com uma movimentação de topo para NNW.

Figura 29 - Interpretação da distribuição em guirlanda dos eixos das dobras F_n segundo Hansen, 1971. A assimetria das dobras é compatível com uma movimentação de empurrão para NNW. A maior concentração da lineação de estiramento mineral marca a direção de movimento.

8.3.3.1.3) Discussão e Conclusões

- A foliação milonítica principal (S_n) está associada à fase de deformação principal (D_n), das rochas metassedimentares da cobertura. Esta fase de deformação está associada a um cisalhamento não coaxial de baixo ângulo, de natureza compressiva, com vergência geral para NNW. A direção de movimento é dada pela lineação de estiramento mineral, e o sentido pela assimetria das estruturas S-C e vergência das dobras assimétricas (F_n). A estruturação principal das rochas do embasamento, dada pela foliação principal deste domínio, é interpretada como mais antiga, representando portanto, uma superfície S_{n-1} ;

- O cisalhamento dúctil que afetou as rochas do domínio da cobertura metassedimentar, não está impresso nas rochas do domínio do embasamento, onde a estruturação geral é sub-vertical. Este fato, sugere que as rochas do embasamento se comportaram de forma rígida, enquanto a cobertura era submetida a uma deformação dúctil. Pelo acima exposto, e pelo contraste de competência existente entre o embasamento rígido e os mármore basais, o contato desta unidade com o embasamento é interpretado como tectônico, na forma de uma falha de empurrão. A relação geométrica, entre o plano de cisalhamento e a lineação de estiramento mineral, sugere que as rochas da cobertura foram deformadas num esquema de rampa frontal, ou levemente oblíqua (fig. 30);

Fig. 30- Projeção estereográfica composta, mostrando a projeção ciclográfica do melhor plano de cisalhamento, de atitude 180/16 (foliação C, de 50 medidas), e a lineação de estiramento mineral (N=129).

- A presença de fibras de carbonato, associadas à ranhuras, nos planos de foliação principal dos mármore, indicando a mesma vergência da tectônica dúctil, sugere que o mesmo vetor cinemático foi ativo, também, em estágios relativamente mais rúpteis;

- A relação geométrica entre a foliação milonítica, na área estudada, e a superfície axial das dobras acima descritas, permite associá-las ao mesmo evento de deformação (D_n). A assimetria sistemática das dobras, indicando vergência para NNW e NNE, associada com outros critérios cinemáticos, é compatível com uma movimentação geral de topo para Norte durante este evento;

- A associação com dobras apertadas, às vezes associadas a superfícies de ruptura nos flancos e, localmente, com isolamento das charneiras, permite supor uma deformação intensa, pelo menos localmente (Bell & Hammond, 1984);

- A presença de dobras da foliação milonítica com estilos variados, é aqui interpretada como resultante do mesmo evento de deformação progressiva, pois são dobras com assimetria consistente, indicando, portanto, a permanência do mesmo regime cinemático durante a sua formação;

- O padrão em guirlanda, desenhado pelos eixos das dobras D_n , em projeção estereográfica, é interpretado como resultante do processo de cisalhamento não coaxial imposto às rochas (Hudleston, 1986). Segundo Mies (1991), esta dispersão planar dos eixos é comum em zonas de cisalhamento dúcteis. Vários modelos têm sido propostos para explicar este padrão, gerado por uma reorientação dos eixos, inicialmente formados perpendiculares ou oblíquos à direção de movimento (Sanderson, 1973; Escher & Waterson, 1974; Williams, 1978; Alsop, 1992; dentre outros). Independentemente dos modelos adotados, para explicar o giro das dobras para a direção de movimento (paralelos à lineação de estiramento), é consenso entre os diversos autores de que os eixos se tornam efetivamente paralelos, somente em regiões de alta deformação. Tendo em vista que, na área estudada, as concentrações dos eixos sob forma de guirlanda, são oblíquas à direção da lineação de estiramento mineral, conclui-se, então, que, a deformação foi relativamente menor na área estudada, se comparada com regiões em que os eixos das dobras são efetivamente paralelos à lineação de estiramento mineral;

- A presença de dobras em bainha indica, pelo menos localmente, uma forte deformação cisalhante, em um regime de cisalhamento não coaxial (Minnigh, 1979; Henderson, 1993; Skjernaa, 1989; Mies, 1993). Segundo Skjernaa (1989), as dobras em bainha poderiam se formar em regimes de deformação diferentes do cisalhamento simples. Na área estudada, a associação com estruturas do tipo S-C e dobras assimétricas, sugere que a deformação se deu num regime predominantemente não coaxial. A figura 31 mostra uma seção colunar esquemática, paralela ao plano XZ do elipsóide de deformação no domínio estrutural I, mostrando as unidades mapeadas e os indicadores cinemáticos. A interpretação cinemática da seção é também mostrada.

8.3.3.2) DOBRAS TARDIAS

8.3.3.2.1) Introdução

Nas rochas metassedimentares da área estudada foram mapeados dois conjuntos de dobras distintos, que se superpõem à foliação principal: o primeiro conjunto, relativamente mais antigo, é formado por dobras com eixos possuindo caimento suave, para W-SW; o segundo conjunto, relativamente mais jovem, é formado por dobras abertas, formando ondulações de grande amplitude na foliação principal. Este conjunto tem traço axial na direção N-S. Os dois conjuntos podem ser visualizados através do estereograma da foliação principal de toda a área (fig.32).

Legenda

- ♦ Pólo da guirlanda (270/10)
- Pólo da guirlanda (185/08)

Fig. 32- Projeção estereográfica dos pólos da foliação principal das rochas da cobertura. A dispersão das medidas pode ser interpretada como resultado do efeito de dobras tardias. Um grupo com eixos E-W e outro com eixos N-S. N=412. Contornos: 0.2-0.7-3.9-6.1-9.7-15.8-17.0%

De uma forma geral, estas dobras de caráter mais tardio, não são estruturas que afloram abundantemente por toda a área. As estruturas na escala mesoscópica, passíveis de serem medidas com bússola, são de caráter local, sendo portanto restrito o número de medidas obtidas no campo. Este número

foi acrescido de medidas obtidas com o auxílio de estereograma. A figura 33 mostra a projeção estereográfica dos eixos das dobras tardias, que se superpõem à foliação principal na área estudada. Pode-se individualizar dois conjuntos principais: um com eixos caindo suavemente para WSW-SW, e outro, com eixos mergulhando suavemente para S.

Figura 33 - Projeção estereográfica dos eixos das dobras tardias da área estudada. Dois conjuntos são observados: o primeiro com eixos mergulhando suavemente para WSW- SW; e o segundo, com eixos mergulhando suavemente para S. N= 39. Contornos: 2.6 - 5.1 - 7.7 - 10.3 - 12.8 %.

Apesar de ambos os conjuntos se superporem à foliação principal, sendo portanto posteriores, será discutido a seguir, a hipótese de que as dobras com traço axial E-W, poderiam estar associadas aos estágios finais da deformação principal.

8.3.3.2.2) Dobras com traço axial na direção E-W

O primeiro conjunto de dobras, que dobram a foliação milonítica principal, descrito neste item, pode ser visualizado através da estrutura sinformal da Serra do Jaci (Anexo II e III). Esta estrutura, com traço axial aproximadamente E-W, é formada por uma dobra sinformal assimétrica, com superfície axial de caimento íngreme para SSE, e eixo caindo suavemente para W-SW. Com o auxílio de estereograma, a atitude do eixo desta estrutura, obtida em dois perfis distintos, é de 270/16 e 258/14.

As dobras pertencentes a este conjunto, são assimétricas, com vergência para Norte, e, em perfil, variam sua forma de acordo com a litologia dobrada. Nos quartzitos, são dobras relativamente mais abertas, quando comparadas com dobras nos filitos ou xistos. Localmente, foram observadas feições em cúspides, na interface pelito/quartzito, refletindo provavelmente diferenças de viscosidade entre as duas litologias. Nota-se, também, o desenvolvimento de uma foliação de crenulação bem marcada, associada a microdobras localizadas nas zonas de charneira destas estruturas. A orientação destas estruturas e das superfícies axiais das dobras deste conjunto, é mostrada na figura 34. Na classificação de Turner & Weiss (1963), correspondem a dobras de mergulho inclinadas. Na classificação de Ramsay (1967), correspondem a dobras da subclasse 1B e mais raramente da subclasse 1C.

Figura 34 - Projeção estereográfica dos pólos das superfícies axiais e clivagens de crenulação associadas às zonas de charneira das dobras E-W. Nota-se uma leve dispersão provavelmente devido às dobras NS. N= 32. Contornos: 3.1 - 6.3 - 12.5 - 21.8 - 28.1 - 34.4 %.

A estruturação da Serra do Jaci, dada principalmente pela sinformal descrita acima, é, na realidade, mais complicada. O flanco norte, que constitui o domínio I, é caracterizado por uma atitude relativamente constante da foliação principal. Nesta porção, as dobras com eixos E-W são relativamente escassas, sendo mais evidentes as dobras com eixos N-S (fig. 35). Já no flanco sul, que constitui o domínio II, a estruturação é mais complexa (fig.35).

Figura 35 - Projeções estereográficas dos pólos da foliação tectônica principal nos domínios estruturais I e II da cobertura metassedimentar. A foliação tectônica no domínio II tem uma orientação muito variável, relativamente ao domínio I. Esta variação é interpretada como resultado, principalmente, do efeito das dobras E-W.

No campo, as dobras mesoscópicas não são abundantes, mas a foliação muda constantemente de atitude, de afloramento para afloramento. Será discutido a seguir, um perfil de afloramento: A figura 36 mostra a projeção estereográfica dos pólos da foliação principal dos afloramentos IJN-48, 66, 67, 150 e 151, na unidade de filitos e quartzitos no sul da estrutura sinformal da Serra do Jaci. Nestes afloramentos, localizados no domínio estrutural II, a mudança de atitude da foliação pode ser interpretada como devida às dobras E-W (fig. 36).

♦ Pólo da guirlanda [270/ 30]

Figura 36 - Projeção estereográfica dos pólos da foliação principal de afloramentos no domínio estrutural II. A variação dos pólos se dá segundo uma guirlanda cujo pólo se encontra assinalado. Esta variação pode ser interpretada como devida às dobras E-W.

8.3.3.2.3) Dobras com traço axial na direção N-S

Estas estruturas podem ser observadas na geomorfologia da serra do Jaci, onde ondulam a foliação principal, paralela aos contatos litológicos. As dobras são suaves, ou entre suaves e abertas, sendo evidenciadas, no campo, principalmente por variações no mergulho da foliação principal. Localmente, são observadas também na escala de afloramento. Estas estruturas são levemente assimétricas, tendo superfície axial subvertical, e eixos com caimento suave para sul. Na classificação de Turner & Weiss (1963), correspondem a dobras de mergulho normais. Na classificação de Ramsay (1967), as dobras mesoscópicas pertencem à subclasse 1B.

Localmente, associadas a estas dobras, encontra-se estruturas como clivagens espaçadas e crenulações, com eixo caindo suavemente para S. O desenvolvimento destas estruturas é de caráter muito localizado e discreto. As dobras deste conjunto são bem observadas no flanco norte da Serra do Jaci (domínio I), o que já não ocorre, tão claramente, no flanco sul (domínio II).

8.3.3.2.4) Conclusões e Discussões

- Enquanto que as dobras com traço axial N-S, são estruturas mais abertas, raramente associadas a crenulações e clivagens espessadas, as dobras com traço axial E-W são estruturas mais fechadas, localmente associada a uma clivagem de crenulação bem pronunciada. Esta feição sugere que as dobras N-S são posteriores, tendo sido desenvolvidas em níveis estruturais mais rasos. No campo, em determinados locais, a foliação principal tem mergulho muito variado, às vezes para todos os quadrantes, possivelmente refletindo estruturas em domos e bacias, resultantes da interferência entre os dois conjuntos de dobras. Não foram observados, no campo, feições sugestivas de padrões de interferência, entre as dobras de caráter mais tardio e as dobras associadas à fase de deformação principal;

- As dobras com traço axial E-W, são, dentre as estruturas que se superpõem à estruturação da fase de deformação principal D_n , as estruturas mais antigas observadas na área estudada. Baseado em análise geométrica, levando em conta os critérios de superposição, as dobras e estruturas associadas, podem ser agrupadas em estruturas pertencentes a uma fase de deformação D_{n+1} . Entretanto, as dobras aparentemente, podem ter uma relação com a cinemática principal, vigente durante a fase de deformação principal, devido às seguintes características:

- ♦ As dobras têm eixos sub-perpendiculares à direção de transporte principal, podendo representar, portanto, dobras de caráter mais tardio (Alsop, 1992);
- ♦ As dobras têm assimetria compatível com a cinemática da fase D_n , sugerindo que, embora sejam de caráter tardio, podem ter sido geradas ainda sob o mesmo regime cinemático;

Devido às características expostas acima, e pelo caráter progressivo na geração de diversas estruturas, descritos em regimes de empurrão (Beach, 1981; Coward, 1984; Merle, 1984), particularmente com as dobras mais tardias, sendo interpretadas como tendo eixos sub-perpendiculares à direção de transporte (Briyant & Reed, 1969; Beach, 1981). As dobras E-W poderiam então, ser interpretadas como estruturas associadas à fase de deformação D_n .

- A estruturação da Serra do Jaci, é mais complexa do que uma simples estruturação sinformal. O flanco sul da estrutura tem a foliação tectônica principal com atitudes muito variadas (fig. 35). No campo, esta variação parece ser dada por dobras na escala mesoscópica, interpretadas pela variação quase que constante da atitude da foliação (fig. 36). Como assinalado anteriormente, esta variação está praticamente ausente no domínio estrutural I. Tal observação sugere que, a presença destas estruturas no domínio II, não poderia ser explicada, somente por dobras parasíticas à estrutura sinformal, pois se fosse esse o caso, as mesmas dobras deveriam estar presentes no domínio estrutural I. Outro mecanismo deve explicar mais adequadamente este padrão estrutural. Trabalhos adicionais de campo são necessários para melhor interpretar este aspecto.

8.3.3.3) BANDAS DE CISALHAMENTO

Por toda a área mapeada, no domínio das rochas da cobertura metassedimentar, estão presentes estruturas planares, associadas a crenulações, com assimetria indicando uma cinemática extensional. Estas superfícies, de desenvolvimento discreto, apresentam uma geometria anastomosada e descontínua, com comprimento variando de centimétrico a decimétrico. O espaçamento é muito variado, variando também de centimétrico a decimétrico. Estas estruturas têm uma orientação geral NE-SW, com mergulhos íngremes para SE, e, subordinadamente, para NW (fig.37). A assimetria destas estruturas, em perfil, indica um abatimento do bloco SE ou NW, conforme o quadrante de mergulho da superfície.

■ Pólo da guirlanda -185/50

Figura 37 - Projeção estereográfica dos pólos das superfícies extensionais de toda a área mapeada. A maior concentração das medidas com caimento para NW é resultante, provavelmente, do caráter localizado das medidas obtidas.

Estas superfícies têm uma orientação relativamente constante no domínio I, mostrando uma variação segundo uma guirlanda cujo pólo está, aproximadamente na direção sul (fig.38). Porém, no domínio II, as mesmas superfícies apresentam variações, surgindo outro conjunto com mergulho para NW (fig.39). No flanco sul da Serra do Jaci, num perfil onde a foliação principal tem uma orientação mais ou menos constante, os dois conjuntos estão

presentes. A relação de superposição não foi observada, predominando ora um conjunto, ora outro, em afloramentos espaçados. O conjunto, com caimento para NW, mostra pequena variação, concentrando-se numa porção bem delimitada no estereograma. Esta distribuição é, provavelmente, devida ao caráter localizado das medidas, pois este conjunto com mergulho para NW, é, relativamente, subordinado. Outro aspecto geométrico importante destas estruturas, é seu caráter oblíquo à Serra do Jaci.

■ Pólo da guirlanda - 165/45

Figura 38 - Projeção estereográfica dos pólos das superfícies extensionais no domínio estrutural I.

Contornos: 2.6 - 5.1 - 7.7 - 10.3 - 12.8 - 15.4%.

Figura 39 - Projeção estereográfica das superfícies discretas, com assimetria extensional no domínio estrutural II. Neste domínio surge um grupo com caimento íngreme para NW. N = 105. Contornos: 1.0 - 3.4 - 7.9 - 13.5 - 18.0 %.

8.3.3.3.1) Conclusões e Discussões

- As bandas de cisalhamento extensionais, aqui descritas, estão associadas a crenulações, ou seja, a pequenas ondulações, gerando dobras, na foliação principal. Apesar da geometria consistente de abatimento destas estruturas, a gênese das mesmas tem sido atribuída a diversos mecanismos (Platt & Vissers, 1980; Price & Cosgrove, 1990). Com o objetivo de melhor agrupá-las, associando-as ou não às estruturas reconhecidas na área, várias hipóteses foram testadas, utilizando-se dos dados de campo. As hipóteses são as seguintes:

♦ Estas estruturas poderiam estar associadas à própria fase de deformação principal, representando, assim, bandas de cisalhamento conjugadas, associadas ao próprio cisalhamento não coaxial da fase principal (Platt, 1984; Harris & Cobbold, 1985). Com o objetivo de testar esta hipótese, desdobrou-se a estrutura sinformal, afim de se comparar as orientações resultantes (fig.40).

Figura 40 - Desdobramento da estrutura sinformal. Em A são mostrados os dados estruturais nos flancos da estrutura sinformal. Em B as atitudes das superfícies extensionais obtidas com o desdobramento. Em C os eixos do elipsóide de deformação global. Em D um desenho esquemático (perfil) das orientações obtidas supondo um plano de cisalhamento horizontal. Discussões no texto.

A figura 40 mostra o resultado do desdobramento da estrutura sinformal da Serra do Jaci, e as atitudes das superfícies extensionais mapeadas em seus flancos. A figura 40D sugere uma compatibilidade cinemática, para as superfícies que afloram no flanco sul, na hipótese de uma origem sin-cisalhamento principal ($\sin-D_n$), devido à relação angular e assimetria das superfícies com o plano de cisalhamento horizontalizado (Vialon *et. al.*, 1991). Entretanto, como a superfície antitética do desenho considerado, corresponde à média do conjunto com mergulho para sul, predominante na área estudada, e se uma origem $\sin-D_n$ é aceita, conclui-se que, então, haveria um predomínio das superfícies antitéticas com relação às sintéticas ao cisalhamento principal (representadas pelas superfícies b da figura 40D, que representa as superfícies com caimento para NW, de desenvolvimento localizado na área estudada), o que não corresponde às descrições destas estruturas na literatura (Platt, 1984; Platt & Vissers, 1980; Hanmer & Passchier, 1990). Outro aspecto a ser considerado, é a obliquidade da intersecção destes planos com o plano de cisalhamento principal, consideravelmente distinto do eixo Y do elipsóide de deformação global (comparar as figuras 40B com 40C), estimado aqui mesmo sem o controle das lineações de intersecção. Pela discussão acima, interpreta-se as superfícies extensionais como possivelmente não tendo relação genética com a fase de deformação principal.

♦ Como, aparentemente, estas estruturas não estão associadas ao cisalhamento principal, outras duas hipóteses foram ainda testadas: a primeira, é de que estas estruturas poderiam representar uma clivagem de crenulação associada às dobras E-W, ou, então, poderiam representar estruturas tardias, não sendo, portanto, relacionadas nem à fase de cisalhamento principal, nem às dobras E-w, interpretadas, neste trabalho, como formadas num regime cinemático muito próximo ao da deformação principal.

Para testar a primeira hipótese, tomou-se, também, o mesmo perfil da estrutura sinformal, considerada no item anterior (fig.41). Pode-se, então, observar que no flanco sul, foram observados os dois conjuntos, tanto o de mergulho para SE quanto o de mergulho para NW. Esta característica, adicionada ao fato de que estas estruturas apresentam um *trend* geral oblíquo à Serra do Jaci, mostra uma incompatibilidade geométrica, entre estas estruturas e a superfície axial da dobra, sugerindo, portanto, uma dissociação genética entre estas estruturas. Aparentemente, estas estruturas dificilmente poderiam corresponder a um sistema de clivagens de crenulações conjugadas, associado

à própria dobra, pois a assimetria das crenulações é incompatível com este tipo de estrutura (Price & Cosgrove, 1990).

Figura 41- Projeção estereográfica dos pólos da foliação principal e das superfícies extensionais no flanco sul da estrutura sinformal da Serra do Jaci. A figura mostra que, enquanto a foliação tectônica tem uma atitude relativamente constante, com mergulho suaves para Norte, as superfícies extensionais formam dois conjuntos, com mergulho íngreme para Sudeste e Noroeste.

Em função da discussão acima, interpretou-se estas estruturas, como associadas, provavelmente, a uma distensão de caráter tardio, posterior às dobras E-W, relacionadas possivelmente, a um relaxamento de todo o pacote, no final da evolução compressiva.

- Os estereogramas destas bandas de cisalhamento, sugerem que estas estruturas tenham sido desenvolvidas antes das dobras N-S, pois elas são dobradas por estas últimas.

8.3.3.3.2) Crenulações: Alguns aspectos

Pelo exposto, no decorrer deste trabalho, fica claro que as crenulações e superfícies associadas, provavelmente, têm uma origem relacionada a vários tipos de estruturas. Como discutido anteriormente, no capítulo relacionado às

dobras D_n , e mais adiante, no capítulo de microestruturas, durante a própria fase de deformação principal houve a formação de microdobras assimétricas na foliação milonítica principal. Em geral, espera-se que estas estruturas sejam formadas com eixos em alto ângulo com a lineação de estiramento mineral, sugerindo, em consequência, que as lineações de crenulação na direção WSW, poderiam estar associadas à fase de deformação D_n . A figura 42 mostra a projeção estereográfica das lineações de crenulação da área mapeada. Apesar do número limitado de medidas, as mesmas se concentram na direção WSW e Sul, aproximadamente.

Similarmente, a interpretação discutida acima, pode ser estendida para as crenulações associadas à microdobras, encontradas nas charneiras das dobras tardi- D_n (dobras E-W). Como os eixos destas estruturas são sub-paralelos aos eixos das dobras maiores, com as quais estão associadas (Wilson, 1982), a orientação das mesmas é, teoricamente, muito próxima ao das microdobras assimétricas da foliação milonítica principal.

Figura 42- Projeção estereográfica das lineações de crenulação de toda a área estudada. As orientações obtidas mostram máximos concentrados no quadrante SW. As orientações próximas a Sul seriam associadas às dobras N-S, enquanto que as orientações SW- WSW estão associadas a diversas estruturas. N= 44; Contornos: 2.3 - 4.6 9.1 - 16.0 - 20.5 - 22.7%.

Por outro lado, as bandas de cisalhamento extensionais, têm uma direção geral NE-SW, e estão associadas também a crenulações. A intersecção dos planos das bandas de cisalhamento, com o plano de foliação principal, com caimento geral suave para sul ou para norte, é compatível com direções de

crenulações SW-NE, direções estas, próximas aos eixos de dobras tardias. As dobras N-S têm, também, crenulações associadas, porém, são de correlação mais fácil no campo, pois além do seu caráter localizado, possuem orientação algo distinta.

Em função da discussão acima, torna-se muito difícil a distinção, através dos estereogramas, das diversas crenulações. Somente com trabalhos de campo adicionais, será possível separar, com maior segurança, as diversas estruturas, e assim, talvez seja possível correlacioná-las a estruturas maiores. Desse modo, pode-se concluir que, no atual estágio do conhecimento, as lineações de crenulação observadas na área, algumas das quais com orientações muito semelhantes, devem estar relacionadas com estruturas de eventos distintos.

8.3.3.4) ZONAS DE CISALHAMENTO TARDIAS

As rochas que compõem a cobertura metassedimentar, na área estudada, são afetadas por zonas de cisalhamento discretas, de caráter dúctil-rúptil, que, provavelmente, constituem as estruturas mais tardias observadas na região. Foram mapeados dois conjuntos, que possuem orientações distintas:

8.3.3.4.1) Zonas de Cisalhamento de direção geral NNE

As zonas de cisalhamento, com direção geral NNE a NE, ocorrem na extremidade leste da área mapeada, delimitando, nesta região, a área de afloramentos das rochas metassedimentares. São estruturas subparalelas à direção geral NNE, também presentes nas rochas do embasamento. Esta direção é materializada, neste local, pela inflexão da foliação tectônica principal do domínio do embasamento, para a direção geral NNE, que é também a mesma direção das Serras de Bonsucesso e Ibituruna, localizadas a nordeste da área mapeada.

Apesar de não ter sido observada claramente a cinemática destas estruturas, seja pela ausência de afloramentos ou alteração dos mesmos, evidências de campo sugerem a presença de uma importante componente normal de movimento. As evidências são as seguintes:

- Identificação no campo, nas proximidades da estrutura principal, de zonas de cisalhamento mesoscópicas com importante componente de movimentação normal (fig.43). Estas zonas de cisalhamento são subparalelas à estrutura principal;

Figura 43 - Zona de cisalhamento extensional de caráter dúctil-rúptil, observada nos mármore. A direção dessa estrutura é paralela à falha que limita a leste a área estudada.

- A geomorfologia local sugere a ocorrência de um abatimento do domínio ocupado pelos metassedimentos;
- Presença de abundantes veios de quartzo, formando blocos e matacões nas encostas próximas à estrutura;

8.3.3.4.2) Zonas de Cisalhamento de direção geral E-W

Outro conjunto de zonas de cisalhamento mapeado, distinto em orientação do anteriormente descrito, é o conjunto formado por zonas de cisalhamento de direção E-W. Estas zonas são constituídas por regiões estreitas com foliação subvertical, que truncam a foliação principal (fig.44). Pertence a este grupo, uma importante falha que delimita a sul, os afloramentos das rochas metassedimentares. O abatimento do domínio dos metassedimentos, em relação ao embasamento localizado mais a sul, sugere uma importante componente normal para a falha em questão. A relação temporal, entre os dois conjuntos de zonas de cisalhamento, não foi precisada.

Figura 44 - Desenho de caderneta de campo mostrando num corte de estrada as zonas de cisalhamento de direção E-W. A rocha é um filito alterado. Notar o truncamento da foliação principal.

A cinemática destas estruturas também não pôde ser determinada com segurança, devido à alteração dos afloramentos e ao caráter local dos mesmos. No ponto IJN-7, uma zona de cisalhamento de direção N50E, mais ou menos intermediária entre os dois conjuntos, fornece uma movimentação direcional dextral, conforme indicado por estruturas sigmoidais. As zonas de cisalhamento de direção E-W, no domínio do embasamento, embora não necessariamente contemporâneas às de mesma direção nas rochas da cobertura, fornecem uma movimentação direcional, dextral e sinistral. Deste modo, a falha que delimita os metassedimentos a sul, interpretada como tendo, também, uma importante componente de movimento normal, representa na verdade uma estrutura de reativação, que retoma o mesmo *trend* das estruturas mais antigas do embasamento.

8.3.3.4.3) Conclusões e Discussões

- Os dois conjuntos de zonas de cisalhamento tardios, observados na área, representam, provavelmente, as estruturas mais jovens da área em questão, pois aparentemente não estão afetados por nenhuma outra estrutura. Ambos os conjuntos são, paralelos ou subparalelos, à estruturas mais antigas do embasamento, sugerindo, portanto, um controle destas estruturas na implantação das estruturas da cobertura metassedimentar. A idade relativa, entre os dois conjuntos, permanece em aberto, pois não foi observada a relação temporal entre eles;

- A zona de cisalhamento, que limita a área de afloramento dos metassedimentos, a sul da região estudada, foi inferida com base nas seguintes evidências:

a) Nos pontos IJN-10 e 23, observa-se que a foliação das rochas metapelíticas tem direção E-W e mergulhos subverticais, compatíveis com observações realizadas em outros pontos das zonas de cisalhamento pertencentes a este conjunto (fig.44);

b) O truncamento aparente da unidade basal, composta por mármore, na extremidade sul da serra. Os mármore afloram de forma descontínua, com a unidade clástica superior, em alguns pontos, aparentemente fazendo contato com as rochas do embasamento. Esta feição foi interpretada como resultante de uma zona de cisalhamento, com cinemática desconhecida, mas, provavelmente, com uma componente de movimento normal. A ausência e o grau de alteração das rochas nesta região, dificultam grandemente a coleta de dados;

- Estas zonas de cisalhamento tardias, parecem ter desenvolvido um importante papel na preservação dos metassedimentos estudados, pois a região, atualmente ocupada pelos metassedimentos, acha-se rebaixada em relação aos arredores, ocupados por rochas do embasamento;

- Outro aspecto importante é o fato de que estas zonas de cisalhamento representam reativações de estruturas mais antigas, presentes nas rochas do embasamento, que poderiam ter sido reativadas durante a tectônica principal, que afetou de maneira dúctil, os metassedimentos. Desta maneira, é importante salientar que, as zonas de cisalhamento assinaladas no mapa, da forma como são interpretadas, são provavelmente as reativações mais jovens desta estruturação mais antiga, que poderia estar ativa durante a deformação principal

dos metassedimentos, com uma cinemática compatível com os ajustes necessários ao embasamento, frente aos esforços vigentes. Assim, a interferência da reativação de estruturas do embasamento, afetando a cobertura metassedimentar, poderia explicar as dificuldades em se estabelecer, muitas vezes, a correlação cronológica entre as estruturas presentes na cobertura.

8.4) METAMORFISMO DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES

8.4.1) ASPECTOS GERAIS

As rochas metassedimentares da área estudada, sofreram a ação de metamorfismo, juntamente com a deformação principal. Este metamorfismo gerou as seguintes paragéneses de minerais metamórficos:

- ♦ Nos mármore: calcita + quartzo + muscovita + clorita $\pm$ biotita $\pm$ min. opacos. Nas bandas metapelíticas interestratificadas com os mármore, a paragénese metamórfica é composta por quartzo + clorita + muscovita $\pm$ biotita. Em lâmina delgada, são observadas dois tipos de textura nas rochas desta unidade: uma é granoblástica, onde a granulação é relativamente mais grossa, com os grãos de carbonato e quartzo apresentando hábito poligonal (recristalização); e a milonítica, de granulação relativamente mais fina, onde os minerais micáceos são relativamente mais abundantes. Nestas porções a foliação principal é mais claramente observada, sendo dada pela orientação dos minerais micáceos e das bordas dos grãos de carbonato e quartzo. Os carbonatos, em lâmina delgada, apresentam cor de interferência rosa claro (3ª ordem). Outros minerais como clorita, muscovita e biotita, têm concentração maior nas áreas de textura milonítica. A clorita se apresenta com coloração verde-claro, pleocroísmo moderado, e cor de interferência anômala azul escuro acinzentado. A biotita tem coloração parda e pleocroísmo forte, e a muscovita é incolor a verde água, com cor de interferência amarelada.
- ♦ Nos filitos da sequência estratificada, a paragénese é a seguinte: quartzo + muscovita + clorita + biotita + plagioclásio albitico + min. opacos. Nos quartzitos, a paragénese observada é composta por quartzo + muscovita + min. opacos. A biotita, nesta unidade, está frequentemente associada à clorita, estando ambas as fases minerais intercrescidas, sem no entanto mostrar uma relação textural indicativa claramente de desequilíbrio (fotomicrografia 16). A muscovita é incolor, com cor de interferência amarelada a azulada. A clorita mostra características óticas semelhantes às descritas anteriormente. O plagioclásio (albita), aparece em lâmina delgada tanto como cristais relativamente grandes com relação à matriz (porfiroclastos), como com dimensões semelhantes aos grãos que compõe a matriz. Os porfiroclastos de plagioclásio não mostram sinais de recristalização, exibindo, entretanto, extinção ondulante e geminação polissintética deformada.

8.4.2) MICROTECTÔNICA

Na área estudada, a análise microtectônica foi realizada com base na paragênese metamórfica das foliações.

a) Pares de foliações S-C

Os pares de foliações S-C, observados em lâmina delgada, são compostos pelos mesmos minerais metamórficos, que definem o metamorfismo sofrido pelos metassedimentos. As foliações C, em geral de granulação mais grossa, são compostas por clorita, muscovita e biotita, da mesma maneira que as foliações S, de granulação mais fina, aparente nos domínios intermediários (*microlitons*).

Segundo Lister & Snoke (1984), esta observação indica que ambas as foliações se formaram no mesmo evento deformacional, sob as mesmas condições metamórficas. Então, conclui-se que ambas as foliações se formaram simultaneamente, durante a fase de deformação principal, em condições metamórficas do fácies xisto-verde, zona da biotita.

b) Foliações de Crenulação

As foliações de crenulação, observadas nas charneiras das dobras E-W, constituem as microestruturas, relativamente tardias em relação à foliação principal, observadas em lâmina delgada. Estas foliações são compostas pelos mesmos minerais micáceos que compõem a foliação milonítica principal (fotomicrografia 13), não fornecendo, por isso, informações sobre diferenças nas condições metamórficas entre estas duas foliações.

8.4.3) CONCLUSÕES

- A paragênese metamórfica das rochas metapelíticas na área estudada, indica que o metamorfismo foi de grau fraco (Winkler, 1977), no fácies xisto- verde, zona da biotita (Yardley, 1992). Como os porfiroclastos de plagioclásio não mostram sinais de recristalização, é provável que o metamorfismo que afetou as rochas metassedimentares não tenha ultrapassado a temperatura de 400° C (Passchier & Trouw, 1994).

8.5) MICROESTRUTURAS

8.5.1) MICROESTRUTURAS NA UNIDADE DOS MÁRMORES

8.5.1.1) ASPECTOS GERAIS

Os mármore basais, em lâmina delgada, apresentam uma textura granoblástica bem desenvolvida, principalmente em amostras do topo da unidade, onde são mais puros. Na base, onde os agregados micáceos são relativamente mais abundantes, apresentam textura grano-lepidoblástica.

Mineralogicamente, os mármore são compostos por calcita, quartzo, clorita, muscovita, biotita, pirita e outros minerais opacos, sob a forma disseminada, formando impregnações tanto nos grãos de calcita quanto nos agregados micáceos. Os grãos de calcita e quartzo geralmente apresentam-se poligonizados, com contatos retos e extinção uniforme, podendo apresentar, entretanto, extinção ondulante. Os mesmos minerais apresentam, também, variação da granulação, de uma lâmina para outra ou na mesma lâmina, com porções de granulação relativamente mais finas. Os agregados micáceos mostram-se frequentemente dobrados, exibindo extinção ondulante. A pirita, tem forma geralmente euédrica, e alcança dimensões milimétricas e, mais raramente centimétricas. A ausência de sombra de pressão ao redor dos grandes cristais de pirita, sugere um provável crescimento num regime pós- cinemático.

A foliação principal, observada em lâmina delgada, é dada pela orientação preferencial dos agregados micáceos, ou então pela orientação dos limites dos grãos de carbonato e quartzo.

8.5.1.2) INDICADORES CINEMÁTICOS

Os indicadores cinemáticos, observados em lâminas delgadas orientadas, são compostos principalmente por microdobras assimétricas e foliações oblíquas (Lister & Snoke, 1984; Simpson, 1986).

As microdobras assimétricas, observadas principalmente em agregados micáceos, têm vergência de topo para Norte, compatível com uma movimentação de empurrão. Localmente, as lentes micáceas são oblíquas à foliação principal, onde se mostram intensamente dobradas, tendo a foliação, definida pela elongação dos grãos de carbonato, como plano axial. Nas regiões de charneira destas estruturas, se desenvolve uma clivagem de crenulação, paralela à foliação principal (fotomicrografia 10), ou levemente oblíqua (fotomicrografia 12). Algumas microdobras observadas, são apertadas a isoclinais, e têm a foliação principal como plano axial (fotomicrografia 9).

As foliações oblíquas são definidas pela obliquidade dos limites alongados, dos grãos de carbonato e quartzo, com relação à laminação, dada por agregados micáceos orientados (fotomicrografia 8). A assimetria destas estruturas também é compatível com uma movimentação de topo para Norte. Em algumas lâminas a foliação oblíqua é plano axial a microdobras assimétricas, observadas nos agregados micáceos. As dobras assimétricas têm vergência compatível com a movimentação sugerida pelas foliações oblíquas.

8.5.2) MICROESTRUTURAS NA UNIDADE DE FILITOS E QUARTZITOS INTERESTRATIFICADOS

8.5.2.1) ASPECTOS GERAIS

A unidade de filitos/xistos e quartzitos interestratificados, como descrito anteriormente, é composta por intercalações destas rochas em várias escalas, inclusive na de lâmina delgada. Portanto, a clivagem nestas rochas pode ser classificada como em domínios, com intercalações de níveis micáceos, com textura lepidoblástica, onde as micas são de granulação relativamente mais grossa, e níveis mais ricos em quartzo, de textura grano-lepidoblástica (fotomicrografia 5). Neste domínio, mais ricos em quartzo, as micas têm granulação relativamente mais fina. Nos quartzitos, a textura é predominantemente granoblástica, localmente mostrando uma orientação dos limites dos grãos.

Os filitos são compostos mineralogicamente por clorita, quartzo, muscovita, biotita, pirita e outros minerais opacos. As micas mostram, frequentemente, extinção ondulante. Os grãos de quartzo, na sua maioria, se

mostram poligonizados, livres de deformação (fotomicrografia 7), mas também, localmente, se mostram com contatos suturados, com subgrãos e bandas de deformação. Nos metapelitos, próximos ao contato com os mármore, observa-se localmente grãos de carbonato nos níveis mais quartzosos. Os quartzitos são compostos por quartzo e muscovita e minerais opacos.

Nas lâminas dos metapelitos, se observa, com frequência, grãos relativamente maiores de quartzo e albita. Estes grãos, em muitos casos, são dezenas de vezes maiores que os grãos recrystalizados que compõe a matriz. Estes grãos mostram indicações de deformação. Os grãos de plagioclásio se mostram deformados, com lamelas encurvadas e extinção ondulante. Os grãos de quartzo mostram extinção ondulante, bandas de deformação e formação de subgrãos. Em direção às bordas destes grãos de quartzo, há a formação de novos grãos, muitas vezes formando caudas recrystalizadas (fotomicrografias 5 e 6). Em alguns locais, observa-se que o grão de quartzo foi totalmente recrystalizado (fotomicrografia 5).

8.5.2.2) INDICADORES CINEMÁTICOS

Os indicadores cinemáticos, observados em lâminas orientadas desta unidade, são principalmente pares de foliações S-C, dobras assimétricas e peixes de mica. Estes indicadores são consistentes com uma movimentação de topo para Norte.

Os pares de foliações S-C, foram observados tanto nos metapelitos intercalados aos mármore (fotomicrografias 1, 2 e 3), quanto na unidade superior. A foliação C é formada por uma laminação principal, em geral de granulação mais grossa, rica em minerais micáceos. A foliação S, que tangencia a foliação C, é de granulação mais fina, observada principalmente nos domínios intermediários, mais ricos em quartzo. A composição mineralógica entre as duas superfícies é a mesma. Apesar do número limitado de observações, pode-se observar uma variação no ângulo entre algumas destas superfícies compostas, indicando, onde o ângulo é relativamente menor, uma maior deformação cisalhante (Bérthe, *et.al.*, 1979; Hanmer & Passchier, 1990). As estruturas do tipo peixes de mica assimétricos (*mica fish*) (Lister & Snoke, 1984), foram também observadas nas lâminas estudadas, porém são de ocorrência discreta (fotomicrografia 4).

As microestruturas indicadoras do sentido de cisalhamento, mais bem representadas em lâminas delgadas, são as microdobras assimétricas da foliação milonítica. Estas estruturas, em lâmina delgada, estão associadas à superfícies de empurrão, por adelgaçamento e ruptura do flanco inverso da estrutura (fotomicrografias 11 e 15). Estas superfícies, materializadas por planos micáceos discretos, cortam a foliação milonítica principal em alguns pontos, enquanto que, em outros pontos, tangenciam a foliação principal. A relação de ângulo agudo, observada nestes pontos de tangência, é compatível com uma movimentação de topo para Norte, assim como a assimetria das dobras (fotomicrografia 15).

Associadas às dobras assimétricas, encontra-se também, desenvolvidas nas zonas de charneira, uma clivagem de crenulação (fotomicrografias 10 e 12). Esta clivagem, no corte da lâmina, é paralela à superfície axial da dobra, assim como à superfície de empurrão.

No campo, em alguns locais, foi possível coletar amostras das regiões de charneira das dobras com traço axial E-W. Nestas regiões, encontra-se bem desenvolvida uma clivagem de crenulação, associada à microdobras simétricas. Estas superfícies de crenulação cortam em alto ângulo a foliação milonítica principal, e algumas vezes estão claramente associadas aos flancos das microdobras (fotomicrografias 13 e 14). A composição mineralógica das crenulações, é a mesma da foliação milonítica principal, sendo compostas, na amostra observada, principalmente por muscovita.

9) CONSIDERAÇÕES FINAIS

9.1) DEFORMAÇÃO NA COBERTURA X DEFORMAÇÃO NO EMBASAMENTO

Conforme discutido nos capítulos anteriores, é marcante a diferença de estilo estrutural entre as rochas do embasamento, ortoderivadas, e da da cobertura metassedimentar. Os dois domínios são caracterizados por uma deformação dúctil penetrativa, possuindo, entretanto, idades e orientações completamente distintas. A deformação dúctil de baixo ângulo, característica dos metassedimentos, não é observada nas rochas do embasamento, sugerindo, desse modo, que este domínio se comportou de maneira relativamente rígida, durante a deformação da cobertura.

A fase de deformação principal, de baixo ângulo, se desenvolveu em condições metamórficas da fácies xisto-verde, a uma temperatura aproximada de 350 a 400 °C. Esta temperatura, seria suficiente para uma deformação dúctil nas rochas da cobertura, compostas principalmente por carbonatos, quartzo e micas (Passchier & Trouw, 1994). Entretanto, as rochas do embasamento, de composição granítica principalmente, com uma porcentagem considerável de feldspatos (aproximadamente de 60 a 70 %), teriam um comportamento mais rígido, pois nestas condições de temperatura o feldspato é relativamente mais resistente (Voll, 1976). Desta maneira, o arcabouço feldspático das rochas do embasamento teria preservado, estas rochas, de uma deformação dúctil generalizada.

O raciocínio exposto acima leva a algumas outras implicações. Durante a fase de deformação principal dos metassedimentos, o embasamento teria se deformado de maneira predominantemente rúptil, embora alguma deformação dúctil possa ter ocorrido (p.ex.: recristalização do quartzo). Desta forma, a acomodação do encurtamento nas rochas do embasamento, no contexto geológico local, teria se dado principalmente através de falhas. O envolvimento do embasamento, na deformação dúctil, pode ter ocorrido em níveis estruturais mais profundos. Em consequência disso, é plausível supor que direções estruturais mais antigas do embasamento devem ter sido reativadas durante a própria deformação principal.

Esta discussão poderia ser estendida para um nível mais regional, envolvendo o limite geotectônico entre áreas estáveis (Crátons), durante um determinado evento orogênico, e suas faixas marginais, deformadas e metamorfizadas. O envolvimento do embasamento cratônico na deformação orogênica seria função, principalmente, da temperatura e da composição das rochas numa determinada situação geotectônica. Nas partes mais externas do orógeno, conseqüentemente mais frias, o embasamento participaria da deformação de forma predominantemente rúptil, e, principalmente, por reativações de direções estruturais mais antigas. Numa situação intermediária, com temperaturas relativamente mais elevadas, tais rochas, considerando uma composição granítica, seriam deformadas ainda em condições rúpteis, porém já acompanhadas de uma deformação dúctil. Esta deformação dúctil responderia por variações volumétricas, talvez passíveis de serem estimadas, da massa cratônica na região considerada. Em direção às partes mais internas do orógeno, com temperaturas mais altas, o embasamento seria sujeito a condições de deformação dúctil, anteriormente concentrada nas rochas de cobertura.

9.2) ESTRUTURAÇÃO PRINCIPAL, SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA E HIPÓTESES PARA A FORMAÇÃO DAS DOBRAS E-W

A estruturação principal dos metassedimentos da área estudada, como discutido anteriormente, foi devida a movimentos tangenciais compressivos, com vergência geral para Norte. Os dados discutidos neste trabalho, permitem concluir que as rochas metassedimentares estudadas faziam parte de uma sequência sedimentar que foi metamorfizada e empurrada sobre seu embasamento, com movimentos dirigidos para a área relativamente mais estável (*foreland*) (Boyer & Elliott, 1982), representadas pelo Cráton do São Francisco.

A estruturação destes cinturões de empurrões é caracterizada por uma série de estruturas, interpretadas por diversos autores como resultantes da geometria e cinemática dos sistemas de cavalgamentos (Boyer & Elliott, 1982; McClay, 1991; Butler, 1982), ou também da interação entre as lascas de empurrão (Hartcher, 1991; Cooper & Trayner, 1986).

Na área estudada, conforme discutido anteriormente, a deformação é relativamente menor, quando comparada com regiões onde os eixos das dobras são efetivamente paralelos à lineação de estiramento mineral. Resalta-se, entretanto, que foram registradas, localmente, dobras em bainha. Este fato, juntamente com a geometria dos cinturões de empurrão, sugere que, possivelmente, a deformação tangencial tenha sido distribuída em zonas de cisalhamento, talvez com deformação mais intensa, localizadas acima da sequência estratigráfica cartografada, o que é característico da estruturação dos cinturões de empurrão.

Na área mapeada não existe evidências concretas sobre este tipo de estruturação, pois foi identificada apenas uma lasca de empurrão, composta de unidades metassedimentares. Apesar disso, partindo-se do princípio de que uma estruturação imbricada é regra, e não exceção neste tipo de situação, cabe aqui discutir a influência da deformação, atuante em níveis estratigráficos superiores, nas rochas da área estudada.

A primeira questão a ser discutida, diz respeito a aloctonia das rochas metassedimentares. Os metassedimentos da área estudada são caracterizados por uma deformação dúctil penetrativa por todo o pacote, a qual não registrada no embasamento. Esta condição geológica sugere uma aloctonia dos metassedimentos, já neste estágio, em que a cobertura era deformada de maneira dúctil. Evidências de campo e microestruturais sugerem que o mesmo vetor cinemático tenha permanecido ativo, subsequentemente, quando o pacote metassedimentar se encontrava em níveis estruturais relativamente mais rasos, ocasião em que teriam ocorridos novos movimentos de empurrão. Esta etapa posterior seria representada, na área estudada, por planos com neocrescimento de fibras de carbonato, subparalelos à foliação principal, e que indicam a mesma vergência da tectônica dúctil, assim como por discretas falhas de empurrão, associadas a flancos inversos de dobras assimétricas que afetam a foliação milonítica. Tomando por base estas observações juntamente com a interpretação de que as dobras E-W seriam relativamente tardias à fase de deformação principal, é coerente supor que estas estruturas estariam associadas ao desenvolvimento de falhas de empurrão em maior escala. A sinformal da serra do Jaci, poderia então, neste modelo, representar uma sinforme de *footwall*, associada ao desenvolvimento de falhas de empurrão de trajetória suave (Cooper & Trayner, 1984; Ramsay, 1991), desenvolvidas em rochas deformadas de forma dúctil (McClay, 1991), localizadas estratigraficamente acima das rochas de cobertura mapeadas. Esta hipótese explicaria um maior desenvolvimento das dobras E-W na direção sul (domínio estrutural II), pois,

nesta direção, a hipotética falha estaria mais próxima (Cooper & Trayner, *op.cit.*). Esta hipótese presuppõe, dentre muitas coisas, um imbricamento tectônico posterior ao desenvolvimento da trama dúctil. Apesar da discussão apresentada acima, a evolução estrutural da fase D_n é interpretada como contínua no tempo, caracterizada, pela geração progressiva das estruturas a ela associadas, em todos os estágios de sua evolução.

Outra hipótese a ser considerada no desenvolvimento das estruturas na cobertura metassedimentar, incluindo também as dobras E-W, é a relação entre a geometria do embasamento e a própria cobertura. Como o embasamento não foi envolvido na fase de deformação principal, e devido a sua própria estruturação (foliação na direção E-W e mergulhos subverticais), ele não foi dobrado no estágio de formação das dobras E-W. Este fato sugere um problema de espaço no contato basal entre a cobertura e o embasamento. Este problema poderia ser solucionado pela geometria irregular do embasamento, o que parece corresponder o caso (ver mapas dos Anexos II e III). Estas irregularidades do embasamento poderiam, portanto, ter sido responsáveis pela própria formação das dobras consideradas.

9.3) EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DA COBERTURA METASSEDIMENTAR

A história geológica das rochas da cobertura teve início com sua sedimentação, sobre seu embasamento, provavelmente em ambiente marinho plataformar. A idade de sedimentação, embora discutível, tem sido considerada como Mesoproterozóica (Campos Neto, 1990; Ribeiro *et. al.* 1990). Posteriormente, as rochas sofreram a ação de um evento tectonotermal (D_n + Metamorfismo Sin-cinemático), responsável pela estruturação principal dos metassedimentos. Apesar da opinião diversa por parte dos autores que trabalham na região sobre a idade deste evento tectonotermal, há uma tendência, por parte de alguns autores, de considerá-lo de idade Brasiliana (Machado & Endo, 1993a e b, Heilbron *et. al.* 1994). A deformação associada a este evento foi de caráter não-coaxial e gerou a foliação principal e a lineação de estiramento mineral, penetrativas nos metassedimentos da área estudada. Associadas à esta fase de deformação, encontram-se pares de foliações S-C, dobras apertadas consistentemente assimétricas, localmente associadas à superfícies de empurrão, e dobras em bainha, consistentes com uma movimentação geral com vergência para Norte. Esta fase de deformação foi

responsável pela aloctonia dos metassedimentos. Em um estágio tardi D_n , formaram-se dobras com superfície axial de mergulho íngreme para sul, com eixos de direção WSW-ENE, subhorizontais, localmente associadas a superfícies discretas de cavalgamento, com rompimento do flanco inverso. Nas zonas de charneira destas dobras ocorrem clivagens de crenulação associadas a microdobras (S_{n+1}).

Posteriormente a esta fase compressiva principal, foram geradas bandas de cisalhamento extensionais conjugadas (S_{n+2}), associadas a um provável relaxamento imediatamente posterior à estruturação compressiva. Após a formação destas bandas de cisalhamento, ocorreu a geração de dobras suaves, com superfícies axiais de direção NS e com mergulhos subverticais, tendo eixos de caimento suave para sul. O agrupamento destas estruturas, relativamente tardias à evolução compressiva principal, em fases de deformação dos metassedimentos, é questionável, pois estas estruturas, por outro lado, poderiam também representar reflexos de reativações do próprio embasamento.

Finalizando a evolução estrutural, ocorreu a formação de zonas de cisalhamento de direção E-W e NNE, de caráter rúptil-dúctil, subparalelas às direções estruturais mais antigas presentes no embasamento. Estas zonas de cisalhamento possuem importante componente de movimentação normal, que teriam desempenhado um papel decisivo na preservação dos metassedimentos. Estes metassedimentos formam uma lasca de empurrão, agora representados por um testemunho de erosão desconectado das rochas correlatas, correspondendo assim a uma *Klippe* (Dehler *et. al.* 1995).

10) CORRELAÇÃO REGIONAL

O primeiro aspecto a ser abordado neste item é a correlação das unidades mapeadas, na área estudada, com unidades metassedimentares reconhecidas regionalmente no bordo sul do Cráton do São Francisco. Esta correlação, é dificultada pelo fato de que as unidades metassedimentares, na área estudada, não têm ligação física com as unidades consideradas correlatas.

Os mármores basais, localmente ricos em intercalações de rochas metapelíticas, têm sido correlacionados à Formação Barroso, do Grupo São João del Rei (Ebert, 1958; Trouw *et. al* 1983). Ebert (*op.cit.*), faz uma descrição detalhada da Formação Barroso nos arredores de São João del Rei, que, em linhas gerais, possui as mesmas características observadas nos arredores de Ijací. Estas unidades, portanto, são consideradas correlatas. Outro aspecto importante, a ser levantado em termos de correlação, é a possível correspondência, entre a unidade dos mármores aqui estudadas, e os do Grupo Bambuí. Segundo Brito Neves (*com. verb.*), os mármores da área estudada, são também muito semelhantes aos do Grupo Bambuí. O não reconhecimento, até então, de rochas seguramente correlacionáveis ao Grupo Bambuí, no limite sul do Cráton do São Francisco, e o caráter descontínuo dos afloramentos das rochas carbonáticas, na região, dificultam sobremaneira este tipo de correlação. Trabalhos desenvolvidos na região de São João del Rei, onde as rochas são significativamente menos deformadas, tendo sido documentadas, inclusive com estruturas sedimentares bem preservadas (Ribeiro *et. al.*, 1990), podem fornecer mais elementos para elucidar esta questão.

A unidade superior, composta por xistos e quartzitos interestratificados, localmente grafitosos, Formação Macaia de Ebert (1984), é muito semelhante à Formação Campestre, descrita por Trouw *et. al.* (1980), aflorante a sul da cidade de Lavras, na serra de nome homônimo, nos arredores de Itumirim. A semelhança entre as unidades, e a relativa proximidade entre as áreas de ocorrência das mesmas, reforçam esta possível correlação.

Estruturalmente, a correlação entre a área estudada, com a geologia regional é também pouco evidente. Ebert (1956, 1968), estudando a geologia do sul do estado de Minas Gerais, já identificara uma tectônica compressiva, com vergência geral para Norte, em direção ao então denominado "antepaís assíntico" (Ebert, 1968), cujo limite se assemelha em muito ao limite atualmente aceito, entre a Faixa Alto Rio Grande e o Cráton do São Francisco. Mais recentemente, Trouw e colaboradores, em vários artigos, Campos Neto

Mais recentemente, Trouw e colaboradores, em vários artigos, Campos Neto *et.al.* (1992), Ribeiro *et.al.* (1990) e Heilbron (1993), trabalhando em setores distintos do bordo sul do Cráton do São Francisco e da Faixa Ribeira, reconhecem, também, uma tectônica compressiva com transporte na direção NNW. Trouw *et. al.* (1986), caracterizam a vergência das fases progressivas D_1 e D_2 como sendo descontínua. Ribeiro *et.al.* (1990) atribuem a estas fases, vergência para NNW e para E, de acordo com domínios individualizados pelos mesmos autores (fig.45). Recentemente, Trouw (1995) propõe que, a tectônica com vergência para NNW, seria mais nova que a tectônica com vergência para Leste. Machado & Endo (1993a e b), e Endo & Machado (1993), propõem que, a estruturação compressiva, materializada por dobras e falhas de empurrão, no bordo sul do Cráton do São Francisco, seria resultado de uma tectônica transpressiva, focalizada nas partes mais internas da Faixa Ribeira, devido à atividade de importantes zonas de cisalhamento direcionais, tais como a zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Neste modelo, a tectônica com vergência para NNW seria contemporânea à atividade das zonas de cisalhamento.

Os dados estruturais colhidos na área estudada registram apenas os movimentos para NNW, não tendo sido observado superposição cinemática na cobertura metassedimentar.

A articulação entre a área estudada e a região a sul da cidade de Lavras, onde afloram as rochas metassedimentares correlacionáveis às da área estudada, é problemática. Nesta região, o transporte tectônico, segundo Ribeiro *et. al.* (1990), é de W para E, talvez associado à colocação da Cunha de Guaxupé. Isto acarreta então, a junção entre áreas com transportes tectônicos ortogonais. Um entendimento mais claro desta articulação somente será possível com o entendimento de diversas outras questões regionais importantes ainda não elucidadas, tais como a idade relativa entre os eventos tectônicos com vergência praticamente ortogonais, e a questão policiclismo X monociclismo, no contexto da evolução da Faixa Alto Rio Grande, assim como o papel das transcorrências no âmbito da evolução da Faixa Ribeira.

A relação geométrica entre a área estudada, e regiões mais a sul, sugere ou uma tectônica de idade diferente para ambos os domínios, ou então, caso sejam contemporâneas, a tectônica da área estudada seria o resultado de um escape tectônico, das rochas metassedimentares, em decorrência da tectônica compressiva com vergência para leste, associada à própria colocação da Cunha de Guaxupé. A figura 45 mostra a área no contexto da geologia regional. Os principais vetores cinemáticos, embora de idade relativa discutível, são mostrados.

Figura 45 - A área estudada no contexto geológico regional do bordo sul do Cráton do São Francisco. A figura mostra as direções de transporte tectônico (grandes setas) e os Ciclos Depositionais. Mod. de Ribeiro *et. al.* 1990. A idade relativa entre as direções de transporte tectônico quase que ortogonais está ainda em aberto.

11) BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, vol. 7, p.349- 364.

ALMEIDA, F. F. M. (1981) O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, 1, Salvador, 1979. *Anais*, Salvador, SBG/NBA-SGM/Sec. Minas e Energia, p. 1-10.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. (1973) The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. *In: The Oceans Basins and Margins*. Eds: NAIRN & STELLI, vol. 1, p. 411-446. Plenum, New York.

ALMEIDA, J. C. H. (1987) Análise Estrutural do Grupo São João del Rei na folha Luminárias, MG. *In: SIM. NAC. EST. TEC.*, 1, Salvador, 1987. *Bol. Res. Exp.*, Salvador, SBG, p.64-66.

ALMEIDA, J. C. H. (1994) Evolução Estrutural e Metamórfica da Nappe Luminárias. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 34, Camboriú, 1994. *Anais. Bol. Res. Exp.*, Camboriú, SBG, vol.2, p. 266-267.

ALKMIN, F. F., BRITO NEVES, B. B., ALVES, J. A. C. (1993) Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco- uma revisão. *In: O Cráton do São Francisco*. Eds: DOMINGUEZ, J. M. & MISI, A.; SBG/Núcleo BA-SE, p.45-63.

ALSOP, G. I. (1992) Progressive deformation and the rotation of contemporary fold axes in the Ballybofey Nappe, north-west Ireland. *Geol. Journal*, vol. 27, p.271-283.

ARTHUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. (1979) Dobramentos superpostos na região de Itapira SP: caracterização e cronologia. *ATAS DO SIMP. GEOL. REG.*, 2, Rio Claro, 1979. *Atas*. Rio Claro, SBG, vol.1, p.58-70.

ARTHUR, A. C. & WERNICK, E. (1986) Interpretação Geotectônica de Alguns Aspectos do Embasamento Cristalino do estado de São Paulo e áreas adjacentes do estado de Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais*, Goiânia, SBG, vol. 3, p.1285-1295.

BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. (1995) A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados obtidos. *An. Acad. Bras. Cien.*, vol. 67, n° 2, p.221-238.

BEACH, A. (1981) Some observations on the development of thrust faults in the Utradauphinois zone, French Alps. *In: Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London*, Spec. Publ., n° 9, p.329-334.

BELL, T. H.; JOHNSON, S. E.; DAVIS, B.; FORDE, A.; HAYWARD, N.; WILKINS, C. (1992) Porphyroblast inclusion-trail orientation data: *eppure non son girate*. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 10, p.295-307.

BELL, T. H. & HAMMOND, R. L. (1984) On the internal geometry of mylonite zones. *Jour. Geol.*, vol. 92, p.667- 686.

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. (1979) Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 1, n° 1, p.31-42.

BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. (1982) Thrust Systems. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 66, n° 9, p. 1196-1230.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O.H.; MENEZES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A.C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R. N. G.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F.B.F; CARVALHO JR., O. A.; JUNQUEIRA, F. F.; RIEDL JR., W.; ROMÃO, P. A.; SOUZA, J. C. F.; TALARICCO, F. H. B.; THOMSEN, F. P. R.; BERBERT, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V.; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; SANTOS, P. C. V. (1991) Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE*, 3, Cuiabá, 1991. *Anais*. Cuiabá, SBG, p.155-168.

BRYANT, B. & REED, J. C. (1969) Significance of lineation and minor folds near thrust fault in the southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, vol. 106, n° 5, p. 412- 429.

BUTLER, R. W. (1982) The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 4, n° 3, p.239- 245.

CAMPOS NETO, M. C. (1991) A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - Ensaio de Evolução Tectônica. São Paulo, 210 p. (Tese de Doutorado) IG-USP.

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.;VASCONCELLOS, A.C.B.C. (1984) A *nappe* de cavalgamento Socorro, SP-MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 1908-1922.

CAMPOS NETO, M.C.; PERROTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1990) A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, v. 6, p.2615-2630.

CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D., MERLE, O. (1987) Shear criteria and structural symmetry. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 9, n° 5/6, p.525- 530.

CHRISPIM, S. J. (1983) Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Farias, Lavras, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*. Belo Horizonte, SBG-MG, p. 123-134.

COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. (1980) Development of sheath folds in shear regimes. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 7, n° 1/2, p.119-126.

COOPER, M. A. & TRAYNER, P. M. (1986) Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 8, n° 3/4, p. 305- 312.

COWARD, M. P. (1984) The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones: example from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 6, n° 1/2, p. 89-99.

- DAYAN, H. (1984) Estruturas de redobramento das Serras de Carrancas e Bicas, SE de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol.56(1), Res. Comu., p.118-119.
- DAYAN, H. & BAPTISTA FILHO, J. (1984) Caracterização de "fabrics" tridimensionais nos "rods" de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, vol. 3, p.3371-3380.
- DEHLER, N. M., MACHADO, R.; ENDO, I.; SIMONATO, M. D. (1995) Contribuição ao estudo estrutural e cinemático de metassedimentos correlacionáveis ao Grupo São João del Rei na região de Ijaci, norte de Lavras, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 8, Diamantina, 1995. *Anais*. Diamantina, SBG-MG, bol. 13, p.123-124.
- DENNIS, A. J. & SECOR, D. T. (1987) A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 9, nº 7, p.809-817.
- DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. C. H. (1994) Geologia da Região e Juiz de Fora e Matias Barbosa (MG). In: CONG. BRAS.GEOL., 38, Camboriú, 1994. *Bol. Res. Expand*. Camboriú, SBG, vol. 2, p. 88-89.
- EBERT, H. (1955) Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. *Rel. An. Dir. DGM*, 1954. Publ. 1955, p. 79-89
- EBERT, H. (1956 a) Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul do Estado de Minas Gerais. *Rel. An. Dir. DGM*, ano de 1955, publicado em 1956. p.62-81.
- EBERT, H. (1956 b) A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Rel. An. Dir. DGM*, ano de 1956, p. 97-107.
- EBERT, H (1957) Beitrag zur Gliederung das Präkambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, vol. 45, p. 471-521.
- EBERT, H (1958) Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Bol. DNPM-DGM*, vol.183, 48 p.

EBERT, H. (1968) Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol.40 (Supl.).Rio de Janeiro, RJ.,p. 215-229.

EBERT, H. (1971) Os Paraibídes entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 25, São Paulo, 1971. *Res. Comunic.* São Paulo, SBG-SP, Bol. Esp. 1, p. 177-178.

EBERT, H. (1984) Os Paraibídes entre São João Del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes (*in memorian*). *Publ. Esp.*, SBG-SP, 12/84, p. 72-103.

EBERT, H. D.; NEVES, M. A.; HASUI, Y, SZATMARI, P.; AIRES, J.R. (1993 a) Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua - uma modelagem física. *In: SIMP.NAC. EST. TECT.*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol.12, p.254-258.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S. H.; COSTA, J. B. S. (1993 b) Arcabouço Estrutural e Tectônica Transpressiva das Faixas Móveis da borda Sul e Sudeste do Cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. *In: SIMP. NAC. EST. TECT.*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol. 12, p.166-171.

ENDO, I. & MACHADO, R. (1993) Sistema de Cisalhamento Transatlântico: Um Modelo Tectônico Transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. *In: SIMP. NAC. EST. TEC.*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol.12, p.356-359.

ESCHER, A. & WATTERSON, J. (1974) Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, vol. 22, p.223-231.

FIORI, A. P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J. S. (1978) Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 30, Recife, 1978. **Anais**, Recife, SBG, vol.1, p.309-320.

FIORI, A. P. & CHOUDHURI, A. (1979) Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). *In: SIMP. GEOL. REG.*, 2, Rio Claro, 1979. **Anais**. Rio Claro, SBG-SP, vol. 1, p.47-58.

FOSSEN, H.; & RIKKELID, E. (1990) Shear structures in the Oygarden area, West Norway. *Tectonophysics*, vol. 174, p. 385-397.

FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA SOARES, A. C. (1993) As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. *In: O Cráton do São Francisco*. Eds: DOMINGUEZ, J. M. & MISI, A. Salvador, SBG/ Núcleo BA-SE, p. 161-185.

GONÇALVES, M. L. (1986) Geologia da área de Santana do Garambéu (MG). *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. **Anais**. Goiânia, SBG, vol. 2, p. 1096-1109.

GOSH, S. K. & SENGUPTA, S. (1987) Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 9, nº 3, p.277-287.

HAMA, M. E CUNHA, H. C. S. (1977) Considerações sobre a idade da Formação Pouso Alegre e dos granitos pós-cambrianos da região sul do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. *In: SIMP. REG. DE GEOL.*, 1, São Paulo, 1977. **Bol. Res.** São Paulo, SBG-SP, p. 48-58.

HANMER, S. & PASSCHIER, C. W. (1990) Shear Sense Indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 90- 17, 72p.

HANSEN, E. (1971) Strain Facies. Springer-Verlag, 207p.

HARRIS, L. B. & COBBOLD, P. R. (1985) Development of conjugate shear band during bulk simple shearing. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 7, nº 1, p. 37-44.

HARTCHER, R. D. Jr. (1991) Interactive property of large thrust sheets with footwall rocks - the Subthrust Interactive Duplex Hypothesis: a mechanism of dome formation in thrust sheets. *Tectonophysics*, vol. 191, p. 237-242.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. (1984) A Província Mantiqueira - Setor Central. In: O Pré-Cambriano do Brasil. Coords.: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 378 p.

HASUI, Y.; EBERT, H. D.; COSTA, J. B. S. (1990) A estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: CONG.BRAS.GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, vol. 6, p.2296-2308.

HEILBRON, M. (1985) O metamorfismo da área de Itutinga e Madre de Deus de Minas (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*. Belo Horizonte, SBG-MG, bol. 5, p. 219-234.

HEILBRON, M. (1993) Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas, MG, e Barra do Pirai, RJ, Setor Central da Faixa Ribeira. São Paulo, 268 p. (Tese de Doutorado) - IG-USP.

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

HEILBRON, M.; GONÇALVES, M. L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R. A. J.; PADILHA, A. V.; KAWASHITA, K. (1989) Geocronologia da região entre Lavras, São João Del Rey, Lima Duarte e Caxambú (MG). *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol. 61, p.177-199.

HEILBRON, M.; GRADUADO, A. D. R.; SILVA, L. G. E.; NOGUEIRA, J. R.; TROUW, R. A. J.; POLONIA, J. A. L. (1994) A compartimentação tectônica da seção Conceição do Ibitipoca - Valença, segmento central da Faixa Ribeira. In: CONG. BRAS. GEOL, 38, Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp.* Camboriú, SBG, v.2. p. 55-56.

HENDERSON J. R. (1993) Analysis of folds and cleavage in carbonates, Appalachians Piedmont, southeastern Pennsylvania. *Abs. Prog. Geol. Soc. Am.*, vol. 2, n° 25, p.23.

HUDLESTON, P. J. (1986) Extracting Information from folds in Rocks. *Jour. Geol. Educ.*, vol. 34, p.237-245.

LACASSIN, R. & MATTAUER, M. (1985) Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. *Nature*, vol. 315, p.739-742.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984) S-C milonites. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 6, n° 6, p.617-638.

MACHADO, R. & ENDO, I. (1993a) A Megaestrutura em flôr positiva do Vale do Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas Implicações Tectônicas Regionais. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993. *Atas.* Rio de Janeiro, SBG, p. 208-213.

MACHADO, R. & ENDO, I. (1993b) Cinturão de Cisalhamento Atlântico: Um Exemplo de Tectônica Transpressiva Neoproterozóica. In: SIMP. NAC. EST. TEC., 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol 12., p.189-191

MACHADO, R. & ENDO, I (1994) Superposição Cinemática Brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp.* Camboriú, SBG, vol.1, p.269-271.

MACHADO, R. & DEHLER, N. M. (1995) Dobras em bainha em rochas metassedimentares do Grupo São João del Rei na região de Ijaci, norte de Lavras (MG): Caracterização Geométrica e Cinemática. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 4, Águas de São Pedro, 1995. *Bol. Res.* Águas de São Pedro, SBG-SP/RJ/ES, p. 116.

McCLAY K. R. (1991) Glossary of thrust tectonic terms. In: *Thrust Tectonics*. Ed: McClay, K. R. London, Chapman & Hall, p.419- 434.

MERLE, O. (1984) Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreadig-gliding nappes. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 211-222.

MIES, J. W. (1991) Planar dispersion of folds in ductile shear zones and kinematic interpretation of fold hinge girdles. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 13, nº 3, p.281- 297.

MIES, J. W. (1993) Structural analysis of sheath folds in the Sylacauga Marble Group, Talladega slate belt, southern Appalachians. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 15, nº 8, p. 983- 993.

MINNIGH, L. D. (1979) Structural analysis of sheath-folds in a meta-chert from the Western Italian Alps. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 1, nº 4, p.275- 282.

MORALES, N. & HASUI, Y. (1993) Evolução Tectônica da Porção Ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol.12, p.292-296.

MORALES, N. (1993) Evolução Tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção Ocidental. Rio Claro, 2v. (Tese de Doutorado) IG-UNESP.

NIMMER, E. (1987) Climatologia do Brasil. Ed: IBGE, 421p.

NOCE, C. M. (1987 a) Estudo geológico-estrutural do Grupo São João del Rei na Região de Tiradentes- Barroso- Barbacena, MG, e considerações sobre seu embasamento. Rio de Janeiro, 156p. (Disser. de Mestrado)- IG-UFRJ.

NOCE, C. M. (1987 b) Uma interpretação da clivagem S1 e a primeira fase de deformação em cinturões dobrados de baixo grau - O caso do Grupo São João Del Rey, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, p. 226-236.

PACCIULLO, F.V.P. (1983) Mapeamento Geológico Estrutural da Serra de Minduri, MG. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais.* Belo Horizonte, SBG-MG, bol. nº 3, p. 440- 448.

PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. (1987) Porphyroclasts system as a kinematic indicators. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 8, nº 8, p.831- 843.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1994) Microtectonics. *no prelo*.

- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J.; ZWART, H. J.; VISSERS, L. M. (1992) Porphiroblast rotation: *eppur si muove*. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 10, p.283-294.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. (1992) Idade do meta-riolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológicos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol. 64, p.19-28.
- PIRES, F.R.M. (1977) Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Rio de Janeiro, 320p. (Dissert. de Mestrado) IG-UFRJ.
- PLATT, J. P. (1984) Secondary cleavages in ductile shear zones. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 6, nº 4, p.439-442.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. (1980) Extensional structures in anisotropic rocks. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 2, nº 4, p. 397-410.
- PRICE & COSGROVE. (1990) Structural Analysis of Geological Structures. Cambidge, Cambridge University Press, 502p.
- RAMSAY, J. G. (1967) Folding and Fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 568p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987) The techniques of modern structural geology, vol. 2: folds and fractures. London, Academic Press, 700p.
- RAMSAY, J. G. (1991) Some geometric problems of ramp-flat thrust models. In: Thrust Tectonics. Ed. McCLAY, K. R. London, Chapman & Hall, p. 191-200.
- RIBEIRO, A. (1983) Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*. Belo Horizonte, SBG-MG, bol. 3, p.461-468.
- RIBEIRO, A.& HEILBRON, M. (1982) Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: CONG. BRAS.GEOL., 27, Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, SBG, vol. 1, p.177- 186.

RIBEIRO, A.; PACCIULLO, F. V. P.; ANDREIS, R.; TROUW R. A. J.; HEILBRON, M. (1990) Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rey e Andrelândia (MG). In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. **Anais.** Natal, SBG, vol.6, p.2605-2614.

RIDLEY, J. (1986) Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction- a model and observations. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 8, nº 6, p.647-653

ROIG, H. L. & SCHRANK, A. (1992) Caracterização da Zona de Sutura Jacuí- Conceição da Aparecida, Limite Norte do Complexo de Nappes de Guaxupé- MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG, vol. 1, p.283-285.

SANDERSON, D. J. (1973) The development of folds axes oblique to the Regional Trend. *Tectonophysics*, vol. 16, p.55-70.

SIMÕES, L. S. A. & VALERIANO, C. H. (1990) Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. **Anais.** Natal, SBG, vol.6, p. 2564-2575.

SIMPSON, C. (1986) Determination of movement sense in milonites. *Jour. Geol. Educ.*, vol. 34, p. 246-261.

SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 94, p.1281-1288.

SKJERNAA, L. (1989) Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Graspesvare area, northern Sweden. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 11, nº 6; p.689- 703.

SOARES, P. C. (1988) Tectônica Colisional em torno do Bloco Paraná. In: CONG. LAT. AM. GEOL., 7, Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG, p.63-79.

STRIEDER, A. J. & NILSON, R.R. (1992) Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.*, vol.1, nº 32, p.187-198.

TASSINARI, C. G. (1988) As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da porção SE do estado de SP e sua evolução crustal. São Paulo, 336p. (Tese de Doutorado)- IG-USP,

TEIXEIRA, W. (1985) A Evolução Geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo, 207p. (Tese de Doutorado) IG-USP.

TROUW, R.A.J. (1983) Novos dados sobre os Grupos São João Del Rey, Carrancas e Andrelândia. *In: SIMP. DE GEOL. DE MINAS GERAIS*, 2, Belo Horizonte, 1983. **Anais**. Belo Horizonte, SBG-MG, bol.3, p. 469-478.

TROUW, R. A. J. (1992) Evolução Tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 37, São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São paulo, SBG, vol.1, p.327.

TROUW, R. A. J. (1995) Uma avaliação de modelos cinemáticos propostos para o megassinformal do Vale do Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. *In: SIMP. NAC. EST. TECT.*, 5, Gramado, 1995. **Bol. Res. Exp.** Gramado, SBG-RS, p.103-104.

TROUW, R. A. J. & PANKHURST, R. J. (1993) Idades Radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, 2, Salvador, 1993. **Anais**. Salvador, SBG, p.260-261.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO,A.; PACCIULLO, F.V.P. (1980) Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 30, Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG, vol.5, p.2273-2284.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACCIULLO, F.V.P. (1983) Geologia Estrutural dos Grupos São João Del Rey, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol. 55(1), p. 71-85.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACCIULLO, F.V.P. (1986) Contribuição à Geologia da Folha Barbacena-1:250000. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. **Anais**. Goiânia, SBG, vol.2, p. 974-986.

- TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A.; PACCIULLO, F. V. P. (1994) A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38, Camboriú, 1994. **Bol. Res. Exp.** Camboriú, SBG, vol.1, p.234-235.
- TROUW, R.A.J; PACCIULLO, F.V.P.; CHRISPIM, J.S.; DAYAN, H. (1982) Análise da deformação de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL*, 31, Salvador, 1982. **Anais.** Salvador, SBG, vol.1, p.187-198.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACCIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. (1984) Os Grupos São João Del Rey, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG-RJ, vol.7, p. 3227-3239.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963) Structural Analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill, 545p.
- VALERIANO, C. M. (1984) Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei, MG. Rio de Janeiro, 98p. (Diss. de Mestrado) IG-UFRJ.
- VALERIANO, C. M. (1986) Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João Del Rey na região de São João Del Rey. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. **Anais.** Goiânia, SBG, vol. 2, p. 999-1019.
- VALERIANO, C. M.; SIMÕES, L. S. A.; GODOY, A. M. (1989) Compartimentação tectônica da porção meridional das faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 5, Belo Horizonte, 1989. **Anais.** Belo Horizonte, SBG, p.238-242.
- VAN DEN DRIESCHE, J. & BRUN, J. P. (1987) Rolling structures at large shear strain. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 9, nº 5/6, p.691-704.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J. (1991) Éléments de Tectonique Analytique. Paris, Masson, 118p.
- VOLL, G. (1976) Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, vol. 56, p.641-647.

WERNICK, E. & PENALVA, F. (1974) Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo-Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Bol. Res. das Comunic. Porto Alegre, SBG, p.723-726.

WERNICK, E. ; OLIVEIRA, M. A. F.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G.; DELHAL, J. (1976) Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr e, rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1):125-135,

WERNICK, E. & PENALVA, F. (1980a) Contribuição à Geologia do Grupo Pinhal. *Revista Brasileira de Geociências*, vol.10 (1), p.43-62.

WERNICK, E.; FIORI, A. P.; BETTENCOURT, J. S.; CHOUDHURI, A. (1981) A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. *Anais*. Salvador, SBG, p.164-168.

WERNICK, E. & GALEMBECK, I. M. B. (1985) Contribuição à Caracterização de Granitos do estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. In: SIMP. REG. DE GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas*. São Paulo, SBG, vol.1, p.119-132.

WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D., HUMPHREYS, F. J. (1980) On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 2, nº 1/2, p. 175-187.

WILLIAMS, G. D. (1978) Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, vol. 48, p.29-40.

WILLIAMS, G. D. & CHAPMAN, T. J. (1979) The geometrical classification of noncylindrical folds. *Jour. Struc. Geol.*, vol. 1, nº 3, p.181-186.

WILSON, G. (1982) An introduction to small scale geological structures. London, George Allen & Unwin, 128p.

WINKLER, H. G. F. (1977) Petrogênese das Rochas Metamórficas. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 254p.

YARDLEY, B. (1992) An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Sciences Series, 248p.

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1- Pares de foliações S-C nos metapelitos intercalados na unidade dos Mármore. A foliação C é mais discreta, e possui orientação sub-horizontal na foto. O sentido de cisalhamento é dextral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 2 - Detalhe dos pares de foliações S-C em níveis mais quartzosos. Notar a deflecção da foliação S na parte superior e inferior da foto. As foliações S e C são formadas pelos mesmos minerais metamórficos. O sentido de cisalhamento é dextral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 3 - Estruturas sigmoidais e pares de foliações S-C pertencentes aos metapelitos intercalados na unidade de Mármore. O sentido de cisalhamento é sinistral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 4 - Mica pisciforme “mica fish” na unidade clástica superior. O sentido de cisalhamento é sinistral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 5 - Aspecto geral da foliação milonítica principal na unidade clástica superior. Nota-se a segregação de leitos mais quartzosos em alternância com leitos micáceos.

Fotomicrografia 6 - Idem à foto 5, mostrando porfiroclastos de quartzo com extinção ondulante e recrystalização nas bordas.

Fotomicrografia 7 - Bandas deformacionais de granulação mais fina (parte central) em quartzitos da unidade superior. Notar a poligonização dos grãos de quartzo (parte superior e inferior da foto).

Fotomicrografia 8 - Textura granoblástica orientada em mármore da unidade inferior. Os limites de grãos dos carbonatos definem uma foliação oblíqua à orientação dos agregados micáceos (parte central da foto).

Fotomicrografia 9 - Charneira de dobra apertada, transpostas, associadas à foliação principal - unidade inferior.

Fotomicrografia 10 - Detalhe da zona de charneira de dobra da foliação milonítica assimétrica (D_n) na unidade dos mármore. Notar o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação nesta região.

Fotomicrografia 11 - Dobras assimétricas associadas à superfícies discretas de cavalgamento, na unidade clástica superior. Sentido de cisalhamento é sinistral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 12 - Detalhe da zona de charneira da dobra mostrada na fotomicrografia 11. Notar o desenvolvimento discreto de clivagem de crenulação plano axial.

Fotomicrografia 13 - Dobras simétricas em quartzitos micáceos da unidade superior. Amostra procedente da zona de charneira da estrutura sinformal da Serra do Jaci.

Fotomicrografia 14 - Dobras D_n , assimétricas, associadas a planos de empurrão discretos por adelgaçamento do flanco inverso. Sentido de cisalhamento sinistral (corte XZ do elipsóide de deformação).

Fotomicrografia 15 - Clivagem de crenulação espaçada observada na unidade clástica superior. Os planos discretos cortam em alto ângulo a foliação principal.

Fotomicrografia 16 - Relações de contato interpretada como indicativa de equilíbrio, entre biotitas e cloritas na foliação principal, nas rochas metapelíticas da unidade superior. Notar a natureza retilínea dos contatos.

INSTITUTO DE GEOGRAFIA
BIBLIOTECA
72271
USP

ANEXO 1 - MAPA DE PONTOS

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE IJACI, MG – ANEXO II

Legenda

Litoestratigrafia

Depósitos aluvionares inconsolidados

Cobertura Metassedimentar

Unidade superior – biotita-muscovita-clorita
filitos/xistos com intercalações de quartzitos
micáceos esbranquiçados.

Unidade inferior – mármore calcíticos com
intercalações de rochas metapelíticas na base.

Embasamento

Rochas granito-gnáissicas, de composição granítica
a granodiorítica, ortoderivadas

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato observado
- Contato inferido
- Falha de empurrão
- Falha de empurrão inferida
- Falha com importante componente de movimento
normal (A-bloco alto; B-bloco baixo)
- Traço axial de sinforma com indicação do sentido de caimento
- Foliação tectônica principal com mergulho indicado
- Foliação tectônica subvertical
- Perfis geológicos

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidade ou povoado
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Ferrovia
- Drenagem
- Curva de nível

Perfis Geológicos

Título: Mapa Geológico da Região de Ijaci, MG		
Autor: Nolan Maia Dehler	Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado	
Escala: 1:30 400	Data: março/1996	Desenho: Seção de Informática-IGe

MAPA ESTRUTURAL DA REGIÃO DE IJACI, MG – ANEXO III

Legenda

NOTAÇÃO ESTRUTURAL

- Foliação principal (Sn)
- Foliação de crenulação (Sn+1)
- Foliação extensional (Sn+2)
- Foliação subhorizontal
- Eixo de dobras Dn
- Lineação de estiramento mineral (Lm)
- Eixo de dobras tardi-Dn
- Eixo de dobras pós-Dn
- Traço axial de sinforme tardi-Dn com indicação de caimento
- Traço axial de dobras pós-Dn
- Falha de empurrão
- Falha de empurrão inferida
- Falha com importante componente de movimento normal (A= bloco alto; B= bloco baixo)
- Contato observado
- Vetor geral de transporte tectônico da fase Dn (VTRDN)
- Falhas transcorrentes com indicação de sentido de movimento
- Falhas indiferenciadas
- Límite dos domínios estruturais (I e II)

Título: Mapa Estrutural da Região de Ijaci, MG		
Autor: Nolan Maia Dehler	Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado	
Escala: 1:38400	Data: março/1996	Departamento: Seção de Informática-IGC