

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

*Campus* de Rio Claro

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE UM SEGMENTO DA  
RAMPA LATERAL DE CAPITÓLIO, LIMITE NORTE DA  
NAPPE DE PASSOS – MG.

TIAGO ELOI DE SOUZA SÉRIO DOS SANTOS

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao  
Programa de Pós-Graduação em Geologia  
Regional, para obtenção do título de Mestre em  
Geologia.

**Rio Claro (SP)**  
2007

**Comissão Examinadora**

**Prof Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões**  
- DPM / IGCE / UNESP -

**Prof. Dr. Cláudio de Morrison Valeriano**  
- FGEL / UERJ -

**Prof. Dr. Norberto Morales**  
- DPM / IGCE / UNESP -

Tiago Eloi de Souza Sério dos Santos

Rio Claro, 5 de setembro de 2007.

Aprovada com a menção “distinção e louvor”.

*Já que a arte é infinita, não é possível ensiná-la como sistema completo, mas somente a partir da formação da capacidade crítica.*

**GIROLAMO CARDANO**

*Ainda que as coisas se comportem dessa forma e por vezes não seja possível evitar erros nas profecias, não se deve desprezar a ciência como um todo. Da mesma forma como não devemos condenar a arte do barqueiro apesar de naufrágios ocorrerem com frequência, cabe-nos, numa profissão tão nobre e divina, receber com o coração grato tudo o que pudermos alcançar; não exigir sempre uma confiabilidade inabalável de todas as afirmações, como se, por meio da nossa ciência, tivéssemos arrendado toda a sabedoria humana, mas sim continuar a desenvolvê-la, aperfeiçoando-a com aquelas conclusões que têm de ser extraídas de outra parte.*

**PTOLOMEU**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma participaram da minha vida durante a execução desse trabalho.

A minha família pelo apoio e confiança sempre depositados em mim.

Ao Prof. Luiz Sérgio Amarante Simões, pela amizade e orientação, que resultaram em longas e produtivas discussões durante esses anos de convivência.

Aos Profs. Hans Dirk Herbert (*in memoriam*), Norberto Morales, Claudio Valeriano, Antenor Zanardo e José Hildor Seer, pelas discussões e conselhos durante a execução do trabalho, qualificação e defesa.

Aos Profs. José Eduardo Zaine e Nelson Angeli, pela amizade e descontraídas conversas.

Aos amigos que colaboraram nos árduos dias de Campo, Carlos Pinto Fracalossi (*Suzi*), Marcos Hartwig (*Sequela*), Alex Choupina (*Rodox*) e Yuri Duque (*Petrukio*).

Aos Funcionários do Departamento de Petrologia e Metalogenia, Vânia e Junior pela ajuda sempre prestada.

Aos amigos sempre presentes, pessoal da República CAENGA (Minero, Calango, Cabeça, Petrukio, Rolha, Puff, Chico, Rodox, Xororó), Bruce, Pocay, Onça, Cesinha, Xoxota, Luah, Fernanda, e outros que não me recordo.

Aos amigos já distantes, mas também sempre presentes, Hélio Junqueira (*Tute*), Maíra Ometto Bezerra e Érica Kato P. Ferraz (*Japa*).

A Joyce Barrancos por todo amor, carinho e companheirismo.

Aos amigos irmãos, Carlos Pinto Fracalossi (*Suzi*) e Maíra Tozzi Cardinalli, por tudo que já resolvemos juntos.

As famílias que nos acolheram durante os trabalhos de campo realizados, Fazenda Capão do Urubu: Seu Zé Divino, Dona Corina e Lucimar; Fazenda do IBAMA: Rafael e família, e Nilmar, Beth e João Paulo.

Ao IBAMA pelo apoio e autorização para trabalharmos no Parque Nacional da Serra da Canastra.

A FAPESP processo 05/58411-0, pelo auxílio e fomento aos trabalhos de campo.

## SUMÁRIO

## PÁGINA

ÍNDICE.....	6
ÍNDICE DE FIGURAS .....	8
RESUMO .....	12
ABSTRACT .....	13
1. INTRODUÇÃO.....	15
2. RAMPAS LATERAIS EM SISTEMAS DE CAVALGAMENTOS .....	26
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	39
4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	49
5. LITOESTRATIGRAFIA.....	52
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	75
7. ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO.....	99
8. ANÁLISE CINEMÁTICA.....	116
9. CONCLUSÕES.....	130
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	134

# ÍNDICE

## PÁGINA

<b>ÍNDICE.....</b>	<b>6</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>8</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>12</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>13</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>15</b>
1.1 Localização e vias de acesso .....	16
1.2 Objetivos .....	18
1.3 Métodos e etapas de trabalho.....	18
1.3.1 Levantamento bibliográfico.....	18
1.3.2 Etapa de reconhecimento da área.....	19
1.3.3 Fotointerpretação e bases topográficas .....	19
1.3.4 Levantamento de campo.....	21
1.3.5 Estudos de seções delgadas de rochas .....	22
1.3.6 Confecção de mapas .....	23
1.3.7 Integração e interpretação de dados.....	25
<b>2. RAMPAS LATERAIS EM SISTEMAS DE CAVALGAMENTOS .....</b>	<b>26</b>
2.1 Rampas laterais .....	28
2.2 Zonas de cisalhamento simples, transpressões e zonas de cisalhamento monoclínicas. ....	30
2.3 conceitos fundamentais .....	31
2.4 Transpressões .....	37
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>39</b>
3.1 Província Tocantins .....	39
3.2 Faixa Brasília.....	40
3.3 Faixa Brasília Meridional (FBM).....	40
3.3.1 Domínio Interno .....	44
3.3.2 Domínio Externo .....	46
3.3.3 Geologia Estrutural da Faixa Brasília Meridional .....	47
<b>4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....</b>	<b>49</b>
<b>5. LITOESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>52</b>
5.1 Domínio Externo .....	53

5.1.1	Subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos .....	53
5.1.2	Subdomínio Gurita .....	64
5.1.3	Subdomínio Babilônia .....	66
5.2	Domínio Interno .....	69
5.2.1	Subdomínio Furna .....	69
5.2.2	Subdomínio Bateias.....	71
5.3	METAMORFISMO .....	72
<b>6.</b>	<b>GEOLOGIA ESTRUTURAL .....</b>	<b>75</b>
6.1	Domínio Externo .....	76
6.1.1	Fase Dne-1 .....	77
6.1.2	Fase Dne .....	80
6.1.3	Fase Dne+1 .....	84
6.1.4	Fases posteriores.....	86
6.2	Domínio Interno .....	87
6.2.1	Fase Dni-2 .....	88
6.2.2	Fase Dni- 1 .....	89
6.2.3	Fase Dni.....	90
6.2.4	Fases posteriores.....	93
6.3	Integração de dados observados em áreas correlatas .....	93
6.3.1	Disciplina “Campo 2 – 2005” .....	93
6.3.2	Disciplina “Geologia Estrutural – 2006” Perfil do Letreiro .....	94
6.3.3	Correlação entre as estruturas do DE e DI.....	95
<b>7.</b>	<b>ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO.....</b>	<b>99</b>
7.1	Escolha dos marcadores de deformação e métodos de análise .....	99
7.1.1	Apresentação e discussão dos resultados.....	100
7.2	Deflexão da Foliação como marcador de deformação .....	107
7.3	Zonas de cisalhamento x elipsóide de deformação .....	110
7.3.1	Eixo de Vorticidade (w).....	111
7.3.2	Relação Eixo de Vorticidade (w), Elipsóide de Deformação e Classificação das Zonas de Cisalhamento. ....	113
<b>8.</b>	<b>ANÁLISE CINEMÁTICA.....</b>	<b>116</b>
8.1	Formação da Rampa Lateral de Capitólio .....	117
8.1.1	Reconstrução dos elipsóides de deformação das fases D2 e D3 .....	120
8.1.2	Desenvolvimento das fases D2 e D3 .....	121
8.2	Fases posteriores .....	129
<b>9.</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>130</b>
<b>10.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>134</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de Localização e Vias de Acesso. Em verde a área estudada. ....	18
Figura 1.2 – Utilização do ArcGIS 9 na etapa de fotointerpretação.....	21
Figura 1.3 – Mapa de lineamentos estruturais, obtidos através da interpretação de imagens de satélite. Em destaque a área estudada nesse trabalho.....	22
Figura 1.4 – Utilização do ArcGIS 9 na confecção de mapas geológicos. Figura mostrando o casamento entre imagem e mapa de campo, colocado sobre a mesma como transparência. ....	24
Figura 2.1 – Bloco diagrama mostrando na lapa as posições das rampas frontais, laterais e oblíquas em relação ao sentido de transporte (BUTLER, 1982).....	27
Figura 2.2 – Blocos diagramas simplificados, mostrando quatro geometrias básicas possíveis para formação de rampas laterais (POHN, 2000).....	29
Figura 2.3 – Seção horizontal ao longo de uma zona de cisalhamento simples. (Modificado de Woodcock & Schubert, 1994).....	30
Figura 2.4 – Diferentes tipos de zonas de cisalhamentos descritas na literatura, apresentadas em modelos de 3 dimensões (Modificado de PASSCHIER, 1998). ....	32
Figura 2.5 – Esquema do sistema de tensão que age sobre as faces de um cubo infinitesimal (HOBBS <i>et al.</i> , 1976).....	32
Figura 2.6 – Esboços das possíveis geometrias das zonas de cisalhamento.....	33
Figura 2.7 - (a) Apresentação esquemática das relações geométricas entre os autovetores, ISA e linhas materiais em um fluxo não-coaxial homogêneo. (Modificado de IACOPINI <i>et al.</i> , 2007). ....	35
Figura 2.8 - Diagrama mostrando o estágio inicial (superior) e final (inferior) durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dos tipos ef e df.....	35
Figura 2.9 - (a) Esquema mostrando a orientação dos elementos que formam a trama de uma zona de cisalhamento dúctil. (b) Trama desenvolvida, e orientação de S e L nos diferentes tipos de zona de cisalhamento monoclinica ( $X_1$ , $Y_1$ e $Z_1$ ). (c) Esquema mostrando a possível variação lateral entre os diferentes tipos de zonas de cisalhamento monoclinicas. (Modificado de PASSCHIER, 1997 e PASSCHIER <i>et al.</i> , 1997 ). ....	36
Figura 2.10 – (a) Gráfico do ângulo de convergência ( $\alpha$ ) versus a razão entre os eixos da face horizontal do elipsóide de deformação finita, em uma transpressão dominada por cisalhamento simples; (b) Evolução do desenvolvimento da lineação em uma transpressão dominada por cisalhamento simples ( $\alpha < 20^\circ$ ). (Modificado de TIKOFF & GREENE, 1997). ....	38
Figura 3.1: Unidades Tectônicas da Faixa Brasília (Valeriano et al. 2004 compilado de Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000; Valeriano et al., 2004; Seer, 1999; e Silva, 2003). Com indicação das áreas mapeadas.....	42
Figura 3.2 – Parte da Faixa Brasília Meridional. Setas em preto: sentido de transporte Brasileiro (640 – 620 Ma). Setas em vermelho: Transporte Tectônico pré-brasiliano; setas duplas onde o sentido não é claro. VALERIANO (1999).....	43
Figura 3.3 – Mapa Geológico simplificado da Nappe de Passos. ....	45
Figura 4.1 - Compartimentação tectônica adotada para a área em estudo. ....	51
Figura 5.1 - Modificação de dobras normais e uma discordância angular por cisalhamento simples. ....	53
Figura 5.2 – Mapa Geológico da área estudada.....	54
Figura 5.3 – Quartzito micáceo da unidade CVC-1 (TM- 23).. ....	56
Figura 5.4 – Quartzito xisto da unidade CVC-2 (TM-8). ....	56
Figura 5.5 – Foto de paisagem mostrando os morros mais elevados sustentados pelos quartzitos da unidade CVC-1 em meio ao relevo suave formado a partir da unidade CVC-2.....	56

Figura 5.6 – Foto de paisagem tirada de cima da Serra da Canastra, mostrando as cristas mais elevadas formadas pelos quartzitos da unidade CVC-5, no domínio do Vão dos Cândidos. No fundo destaca-se a Serra da Gurita/Chapadão da Babilônia, sustentados pelos Quartzitos da unidade Gu-2).

56

Figura 5.7 – Cachoeira formada no contato entre as unidades CVC-4 e CVC-5 (TM-61).....58

Figura 5.8 – Detalhe mostrando os quartzitos esbranquiçados que compõem a unidade CVC-5 (TM-4). 58

Figura 5.9 – Afloramento de quartzito micáceo (muscovita verde) da unidade CVC-2 (TM-191). ..... 58

Figura 5.10 – Detalhe do gnaiss que aflora no ponto TM-53..... 58

Figura 5.11 – Fotomicrografia do gnaiss que aflora no ponto TM-53 (fig. 5.12). Base da foto – 5mm. Nicóis //..... 58

Figura 5.12 – Fotomicrografia da rocha encontrada no ponto TM-202, muito parecida com a encontrada nos Pontos TM-53 e 207 (Fig. 5.11). Base da foto – 5mm. Nicóis X..... 58

Figura 5.13 – Afloramento de muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-16). ..... 61

Figura 5.14 – Fotomicrografia do albita-muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-16)..... 61

Figura 5.15 – Afloramento de albita-muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-211) ..... 61

Figura 5.16 – Fotomicrografia de albita-muscovita xisto que compõe a unidade CVC-6 (TM-211)..... 61

Figura 5.17 – Foto mostrando o relevo suave sustentado pela unidade CVC-6. (Figura 5.15). Ao fundo paredão da Serra da Guarita, sustentada pelos quartzitos da unidade Gu-2. .... 61

Figura 5.18 – Fotomicrografia de rocha interpretada como metabásica (TM-67) que ocorre na unidade CVC-6..... 62

Figura 5.19 – Afloramento de quartzito da unidade CVC-8 (TM-7), topo da Serra da Canastra.. ..... 63

Figura 5.20 – Detalhe de quartzito da unidade CVC-8 (TM-149). ..... 63

Figura 5.21 – Detalhe de afloramento de xisto/filito roxo (TM-181) que ocorre intercalado aos quartzitos da unidade CVC-8 e com mais frequência na unidade CVC-7..... 63

Figura 5.22 – Vista parcial da Serra da Canastra (ao fundo). Feição Geomorfológica marcada pela unidade CVC-8, dominada por quartzitos. .... 63

Figura 5.23 – Afloramento de quartzito da Unidade Gu-2 (TM-90). Os quartzitos da unidade Gu-2 sustentam a Serra da Gurita na parte Central da área. .... 65

Figura 5.24 – Afloramento dos quartzitos da unidade Gu-2 (próximo ao ponto TM- 83).... 65

Figura 5.25 – Detalhe de quartzito da unidade Gu-2 (TM-81) ..... 65

Figura 5.26 – Detalhe de quartzito (em planta) que marca o topo da unidade Gu-3 (TM-97)... ..... 65

Figura 5.27 – Painel mostrando feições mesoscópicas e microscópicas dos Gnaisses milonitizados de cor cinza claro que ocorrem na Mélange Tectônica. .... 67

Figura 5.28 – Painel mostrando feições mesoscópicas e microscópicas dos gnaisses e xistos milonitizados de cor verde escuro que ocorrem na Mélange Tectônica..... 68

Figura 5.29 – Estrada em Quartzito branco da Unidade Fu-2, topo da Serra da Furna (TM-135)..... 70

Figura 5.30 – Afloramento de quartzito da Unidade Fu-2 (TM- 122).. ..... 70

Figura 5.31 – Afloramento de muscovita xisto da Unidade Ba-1..... 70

Figura 5.32 – Detalhe da figura anterior, onde é possível observar a intercalação de níveis quartzíticos centimétricos com o muscovita xisto, S0, que se encontra dobrado nesse ponto. .... 70

Figura 5.33 – Foto de paisagem mostrando as unidades em que o Domínio Interno foi subdividido.. 70

Figura 5.34 – Quartzito maciço da unidade Ba-2..... 70

Figura 6.1 – Muscovita quartzitos do Domínio Externo, mostrando a xistosidade Sne-1 // a S0, dobrados pela fase Dne, tendo como plano axial Sne. A – Muscovita quartzito da unidade CVC-2 em planta (TM-8). B- Fotomicrografia de Muscovita quartzito da unidade CVC-5 (TM-14). Base da Foto – 1mm.....	78
Figura 6.2 – Estereogramas mostrando as direções preferências do S0//Sne-1 no Domínio Externo e nos seus diferentes subdomínios.....	79
Figura 6.3 – Padrão de dobramento observado para os planos S0//Sne-1 e que é refletido no estereograma da Figura 6.2. ....	80
Figura 6.4 – Estereogramas de estruturas desenvolvidas na Fase Dne.....	81
Figura 6.5 – Dobras apertadas em quartzitos da unidade Gu-2, no topo da Serra da Gurita (TM – 80). 83	83
Figura 6.6 – Dobras abertas desenhadas pelo S0// Sne-1 em quartzitos da unidade Gu-2 (TM-77)..	83
Figura 6.7 – Boudins formados por muscovita xisto verde, intercalado com quartzitos micáceos (TM-27 – CVC-2).....	83
Figura 6.8 – Indicadores cinemáticos relacionados à fase Sne encontrados no subdomínio Babilônia. A - Sigmóide de quartzo indicando sentido sinistral de movimento, em albita-muscovita-clorita xisto (TM-107 - visto em planta), próximo a falha da Babilônia desenvolvem-se também foliações interpretadas como C', também indicando sentido sinistral de movimento. B – Sombra de pressão assimétrica formada em piritita (TM-94), também indicando sentido de transporte sinistral (corte da lâmina visto, visto em planta). Base da foto 5mm.....	84
Figura 6.9 – Estereograma mostrando a direção preferencial da foliação Sne+1. A dispersão dos pontos pode indicar dobramentos de fases posteriores. ....	85
Figura 6.10– Dobras subrecumbentes em quartzitos da unidade Gu-2. ....	86
Figura 6.11 – Fotomicrografia de clorita-muscovita xisto (TM-221 – Ba-1) próximo ao contato do Domínio Externo com o Interno. ....	86
Figura 6.12 – Fotomicrografia de epidoto-muscovita gnaiss (TM-95) mostrando um bandamento composicional, paralelo ao Sne, sendo dobrado pela fase Dne+1.....	86
Figura 6.13 – Detalhe da figura anterior, mostrando cristais alongados de quartzo e de muscovita marcando a foliação Sne+1. Base da foto 1mm. ....	86
Figura 6.14 – A – Estereograma de eixos das dobras formadas em fase tardias, mergulhando para NW e SW. B – Análise individual das medidas de S0//Sne-1//Sne que ocorrem na Serra da Canastra. 87	87
Figura 6.15 – Dobras tardias vistas em quartzitos da Serra da Canastra (A - TM -169, B – TM-168). 87	87
Figura 6.16 – Estereograma mostrando a orientação preferencial do S0//Sni-2.....	89
Figura 6.17 – Quartzito micáceo da Unidade Fu-2 (TM-119). ....	89
Figura 6.18 – Estereograma mostrando a orientação preferencial da foliação Sne-1 .....	90
Figura 6.19 – Antiforme Dni-1 que ocorre na Serra da Furna. ....	91
Figura 6.20 – Estereogramas relacionados as estruturas desenvolvidas na fase Dni.....	92
Figura 6.21 – Quartzitos da Unidade Fu-1, com o S0//Sni-1 apresentando mergulhos íngremes (A – TM-123; B- TM-140).....	92
Figura 6.22 – Imagem mostrando a disposição das áreas correlatas estudadas .....	95
Figura 6.23 – Quadro apresentando resumo das estruturas encontradas nos Domínios Interno e Externo, com o padrão estrutural geral, mostrado no detalhe.....	96
Figura 6.24 – Painel comparativo, mostrando uma possível correlação entre as estruturas presentes nos Domínios Externo e Interno, agrupadas na tabela em 5 fases de deformação.....	97
Figura 6.25 – Perfil geológico com indicações de como foram interpretadas as estruturas mapeadas. 98	98

Figura 7.1 – Apresentação dos procedimentos utilizados para se obter os elipsóides de deformação, utilizando como exemplo o ponto TM-150. ....	101
Figura 7.2 – Diagramas Flinn e Hossack para as amostras analisadas pelos métodos $R_f/\phi$ (coluna da esquerda) e I.M. (coluna da direita). ....	105
Figura 7.3 – Mapa de localização das amostras onde foi feita a análise da deformação.....	106
Figura 7.4 – Mapa mostrando como varia a direção preferencial do plano S2 (Sne) ao longo do Domínio Externo.....	109
Figura 7.5 – Esboço mostrando como seria esperada a variação de intensidade de deformação ao longo de uma Zona de Cisalhamento (linha azul) X a curva estimada para área estudada (linha vermelha).....	110
Figura 7.6 – Estereograma mostrando atitudes hipotéticas dos planos S e C, que formam uma foliação SC. ....	111
Figura 7.7 – Estereogramas representando os planos S e C de amostras estudadas na Análise da Deformação.....	112
Figura 7.8 – Esquema exemplificando a geometria esperada entre os grãos de quartzo sedimentares reliquiais, e os grãos de quartzo recristalizados, em uma Zona de Cisalhamento Monoclínica (ZCM) do tipo Y e do tipo X. ....	114
Figura 7.9 – Fotomicrografias mostrando a relação entre os grãos de quartzo recristalizados (GR), que marcam a foliação S; e os grãos de quartzo sedimentares preservados (GSP), foliação C.....	115
Figura 8.1 – Estereogramas mostrando os eixos dos elipsóides de deformação relacionados às fases D2 e D3 (válido para os dois domínios). ....	120
Figura 8.2 – Modelos das prováveis hipóteses para o desenvolvimento inicial da Fase D2, relacionada à geometria inicial do limite norte Nappe de Passos .....	122
Figura 8.3 – Modelo mostrando a rotação do eixo de vorticidade da posição horizontal para subvertical pela ação conjunta de cisalhamento vertical e horizontal, baseado em Ridley (1986) e Simões (1995).....	124
Figura 8.4 – A) Estágio inicial do desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio, o L B) Sobreposição da Rampa Lateral íngreme por um plano de cavalgamento oblíquo com mergulho suave,colocando lado a lado partes mais interna da <i>nappe</i> com o Domínio Externo. C) Esboço do contorno da <i>Nappe</i> de Passos mostrando como seria o deslocamento do plano de baixo ângulo (linha preta) em relação ao contorno inicial íngreme da <i>nappe</i> (linha vermelha). Em azul o Domínio Externo e em laranja o Domínio Interno. ....	127
Figura 8.5 – Foto mostrando o contato entre os domínios Interno e Externo, marcado por uma falha de baixo ângulo (linha vermelha). ....	128

## RESUMO

O limite norte da *Nappe* de Passos, sudoeste de Minas Gerais, é marcado por um sistema de rampa lateral denominado de Rampa Lateral de Capitólio. Essa rampa põe em contato os denominados Domínios Interno (DI) e Externo (DE) da Faixa Brasília Meridional. Através do estudo detalhado das estruturas presentes nessa situação, é proposto um modelo para evolução dessa rampa, explicando como a estruturação vertical que marca o DE, transiciona para a estruturação subhorizontal encontrada no DI, ambas com direção NW-SE. O contato entre esses domínios é balizado por um cavalgamento tardio (D3) que oblitera os registros iniciais do desenvolvimento da rampa lateral, caracterizada por um plano íngreme (D2). A parte oculta dessa história envolveu modelos complexos de deformação, em que, através da rotação do eixo de vorticidade transicionamos de uma Zona de Cisalhamento Monoclínica do tipo Y vertical para uma horizontal, respectivamente na posição de rampa e patamar da *nappe*. Os resultados obtidos através da análise da deformação mostram que a intensidade de deformação relacionada à fase D2 aumenta em direção ao contato DE/DI. A baixa intensidade da deformação D2 no DI, próximo ao contato com DE confirma o caráter tardio (D3) deste empurrão, que posiciona as rochas do DI encobrendo a rampa lateral original da *Nappe* de Passos.

**Palavras-chave:** *Nappe* de Passos, Geologia Estrutural, Rampa Lateral, Análise da deformação.

## ABSTRACT

The northern edge of *Passos Nappe*, southwest of Minas Gerais state, is marked by a lateral ramp system called *Capitólio* Lateral Ramp. This ramp is the contact of the Internal (DI) and External (DE) domains of the Southeastern segment of the Brasília Fold Belt. A detailed study of these structures permits to consider a model for the evolution of this ramp, as the vertical structures, which marks DE, changing to sub-horizontal structures verified in DI, both with direction NW-SE. The contact between these domains is distinguished by a later thrust (D3) which obliterates the initial registers of the development of the lateral ramp, a steep plane (D2). The covered portion of this history involved complex deformation models, where by rotation of the vorticity axis is possible to see a transition of a vertical to horizontal Y-Monoclinic Shear Zone, respectively in the ramp and flat of the nappe. The strain analyses show that the intensity of D2 related strain increase in direction to the contact DE/DI. The low D2 strain of the DI near the DE contact confirms the later character of the D3 thrust, that overprint the original lateral ramp of *Passos Nappe*.

**Keywords:** Passos Nappe, Structural Geology, Lateral Ramp, Strain Analysis.

## 1. INTRODUÇÃO

É comum notar em cinturões orogênicos a presença de traços de cavalgamentos fortemente convexos em direção ao antepaís (ex. Himalaia, Andes, Alpes, etc). Essas estruturas curvadas junto com muitos dos complexos modelos de deformação vistos em zonas de cisalhamento e cinturões de cavalgamentos, como variações na orientação da trama (*fabric*) das rochas, dobras e tramas redobradas e, dobras com eixos paralelos à direção principal de transporte, podem ser explicados através de um deslocamento diferencial ao longo dos grandes planos de falhas de empurrão (COWARD & POTTS, 1983).

As diferenças de deslocamento ao longo desses planos são acomodadas por zonas de falhas dispostas em alto ângulo com o *trend* regional, podendo ser originadas por mecanismos atuantes durante ou subsequente aos cavalgamentos (COWARD & POTTS, 1983; POHN, 2000; KWON & MITRA, 2006). As falhas direcionais maiores associadas a estruturas curvadas são geralmente consideradas como rampas laterais (MON *et al.*, 2005).

O termo “rampa lateral” foi usado por Boyer e Elliot (1982) e Butler (1982), para descrever limites tectônicos paralelos à direção geral de transporte de lâminas de cavalgamento.

No Neoproterozóico a colisão entre os crátons São Francisco, Amazônico e Paraná, resultou na formação de inúmeros planos de cavalgamento, que compõem a denominada Faixa de Dobramentos Brasília. Feições arqueadas indicando deslocamento diferencial ao longo desses planos de cavalgamento são comuns na Faixa Brasília Meridional (FBM), compondo o que vários autores reconhecem como um complexo sistema de *nappes* de cavalgamentos indicando grandes transportes

em direção ao Cráton do São Francisco aproximadamente no período entre 640 Ma e 600 Ma. (TEIXEIRA & DANNI, 1978; SIMÕES, 1995a; VALERIANO *et al.*, 1995; SEER, 2001).

Um desses grandes cavalgamentos reconhecidos na FBM delimita a chamada *Nappe* de Passos. A parte frontal dessa *nappe* é representada pelo Sistema de Cavalgamentos Ilícinea-Piumhi e o limite norte pela Rampa Lateral de Capitólio (VALERIANO *et al.*, 2004). Ao longo desse cavalgamento, metassedimentos de fácies xisto verde médio (zona da biotita) a anfibolito alto do Grupo Araxá (SIMÕES, 1995a) cavalgam metassedimentos de baixo grau do Grupo Canastra, além de rochas atribuídas ao embasamento e ao Grupo Bambuí.

Utilizando a situação geológica reconhecida na *Nappe* de Passos, aplicou-se a metodologia tradicional para mapeamento de áreas complexas (HOBBS *et al.* 1976) acompanhada das técnicas de análise cinemática meso- e microscópica (PASSCHIER & TROUW, 1996), e as analíticas *Rf/phi* (RAMSAY & HUBBER, 1983) e *Intercept Method* (LAUNEAU & ROBIN, 1996), utilizadas na análise da deformação, para caracterizar a variação do padrão estrutural, dos tipos e da intensidade de deformação, presentes ao longo de uma seção transversal, desde o domínio cavalgado, passando pela rampa lateral, até o domínio cavalgante; buscando enquadrar esse sistema de rampa lateral nos modelos atualmente utilizados na classificação de zonas de cisalhamento (monoclínicas).

A caracterização individual de rampas laterais é comum na literatura, mas a maioria dos estudos é realizada em cinturões orogênicos mais jovens, onde as feições de cavalgamento estudadas correspondem a níveis crustais mais rasos, em que predominam processos rúpteis. Em cinturões mais antigos, que hoje se encontram arrasados, estão expostas as raízes dos orógenos, onde predominaram processos dúcteis. Além de visar o entendimento da formação e evolução de rampas laterais, a motivação para realização desse trabalho reside na carência de bibliografia referente ao desenvolvimento de estruturas de rampas em níveis crustais mais profundos, que corresponde à maioria dos casos do Brasil.

## 1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada se localiza no sudoeste do Estado de Minas Gerais, abrangendo parte dos municípios de São Roque de Minas e Delfinópolis, estando dentro dos limites do Parque Nacional da Serra da Canastra.

O acesso a partir de Belo Horizonte pode ser feito pela da rodovia estadual MG-050, na qual seguimos até o município de Piumhi. De Piumhi, ou rumamos para São Roque de Minas para termos acesso à parte norte da área estudada, ou continuamos na MG-050 até a cidade de Passos, onde apanhamos a balsa que atravessa a Represa de Peixoto e chega a São João Batista do Glória, a partir daí seguimos por estrada de terra até Delfinópolis, por onde chegamos na parte sul da área.

Do município onde se localiza a UNESP, Rio Claro, seguimos até Araras, onde acessamos a Rodovia Anhangüera (SP-330). Nessa rodovia vamos até Pirassununga e desviamos em direção a Casa Branca para entrarmos na Rodovia SP-340, onde, através de Mococa obtemos ligação com o sudoeste do Estado de Minas Gerais. Já em Minas Gerais seguimos até Cássia, passando pelos municípios de São Sebastião do Paraíso e Itaú de Minas, onde pegamos a balsa para chegarmos a Delfinópolis. Para irmos à parte norte da área, de Itaú de Minas rumamos até Piumhi, de onde seguimos para São Roque de Minas. Partindo da capital paulista, vamos pela SP-330 até Campinas de onde obtemos ligação com a Rodovia Campinas-Mococa (SP-340), chegando ao estado mineiro.

Partindo dos municípios de Delfinópolis e São Roque de Minas, destaca-se a dificuldade em acessar a área escolhida para ser estudada. A ausência total de estradas na parte norte da área (Limite norte até o lado sul da Serra da Gurita), e poucas na parte sul, fez com que a maior parte do trabalho de campo se realizasse a pé, havendo necessidade de acamparmos e contando com grande ajuda dos habitantes locais.

A área estudada (**Figura 1.1**) corresponde a um retângulo (132 km<sup>2</sup>) tendo como vértices as coordenadas UTM (km) 320 kmE, 7746 kmN; 326 kmE, 7768 km N.



- textos sobre a estratigrafia, geologia estrutural, caracterização metamórfica e dados geocronológicos da área, utilizados na confecção do capítulo sobre a Geologia Regional e em discussões sobre a geologia local;

- livros texto e artigos em periódicos, com ênfase em geologia estrutural, análise de deformação e evolução de cinturões de cavalgamentos, metamorfismo em cinturões colisionais e principalmente, rampas laterais e regimes tranpressivos;

- foi realizado um curso, além de pesquisas em apostilas, livros e sites, para se aprender a trabalhar com o grupo de programas do ArcGIS 9 e utilizá-lo no auxílio ao mapeamento geológico.

### **1.3.2 Etapa de reconhecimento da área**

Foi realizada uma etapa de campo preliminar, juntamente com os alunos da Disciplina Campo II (2005) do Curso de Geologia da UNESP, onde foram reconhecidas as feições geológicas gerais, como principais unidades litoestratigráficas e padrão estrutural da região. Com base nesses dados foi delimitada uma área adequada para o enfoque do tema abordado.

### **1.3.3 Fotointerpretação e bases topográficas**

A fotointerpretação buscou:

- o reconhecimento prévio das principais feições estruturais da área a ser mapeada, como alinhamentos de drenagens e de relevo, indicativas de descontinuidades tectônicas; traços de foliações e de fraturas, inclinação de camadas, zonas periclinais, possíveis contatos geológicos, e possíveis truncamentos de camadas;

- seleção de áreas mais interessantes para o detalhamento geológico;

- e enriquecimento da base cartográfica utilizada, folhas na escala 1:50.000 do IBGE (Folha Serra da Canastra SF-23-V-A-III-2 e Folha Serra da Gurita SF-23-V-A-III-4), para confecção de um mapa base para o uso no campo.

As fotografias aéreas foram utilizadas para uma fotointerpretação de detalhe da área a ser mapeada. São fotografias na escala 1:25.000 do ano de 1979, levantadas sob encomenda do extinto Instituto Brasileiro do Café – IBC. Uma fotointerpretação regional foi feita utilizando-se de imagens de satélite, a fim de contextualizar a área mapeada.

### 1.3.3.1 Utilização do ArcGIS 9 na Etapa de Fotointerpretação

Os programas do ArcGIS 9 foram utilizados para facilitar a confecção dos mapas de fotointerpretação, mostrando-se uma boa ferramenta para esse fim.

ArcGIS é o nome utilizado para identificar a família de produtos SIG (Sistema de Informações Geográficas) da empresa ESRI. É um conjunto de softwares utilizados para criação, gerenciamento, integração e análise de dados geográficos.

A facilidade proporcionada por esse programa nesta etapa resulta da possibilidade, de que, por estarmos trabalhando com dados georeferenciados, podermos sobrepor vários tipos de imagens e figuras. Além disso, a partir da ferramenta Georeferencing, podemos georeferenciar qualquer tipo de imagem do tipo Raster (tif, jpg, bmp, etc) através de pontos de calibração sobre essa imagem, eliminando praticamente todas as distorções existentes.

Dessa maneira, os passos para se confeccionar os mapas de lineamentos estruturais (regional) e uma base cartográfica com a fotointerpretação, para uso no campo, foram os seguintes:

- As imagens de satélite utilizadas foram fornecidas pela CPRM – PRONAGEO e já se encontravam georeferenciadas. Dessas imagens foram extraídos os lineamentos estruturais em escala regional;
- As folhas topográficas utilizadas (citadas acima) foram escanerizadas e georeferenciadas;
- O resultado da fotointerpretação também foi georeferenciado para ser integrado com os outros traços, enriquecendo o mapa com estruturas de maior detalhe.

Após isso, apenas com um simples jogo de ativar e desativar as imagens desejadas, deixando sempre a camada em que estão os traços estruturais ativada, são obtidos os mapas de interesse, como mostrado na **Figura 1.2**.

A **Figura 1.3** mostra o mapa de lineamentos estruturais obtidos da interpretação das imagens de satélite integrados com algumas estruturas de maior detalhe, extraídas das fotos aéreas.

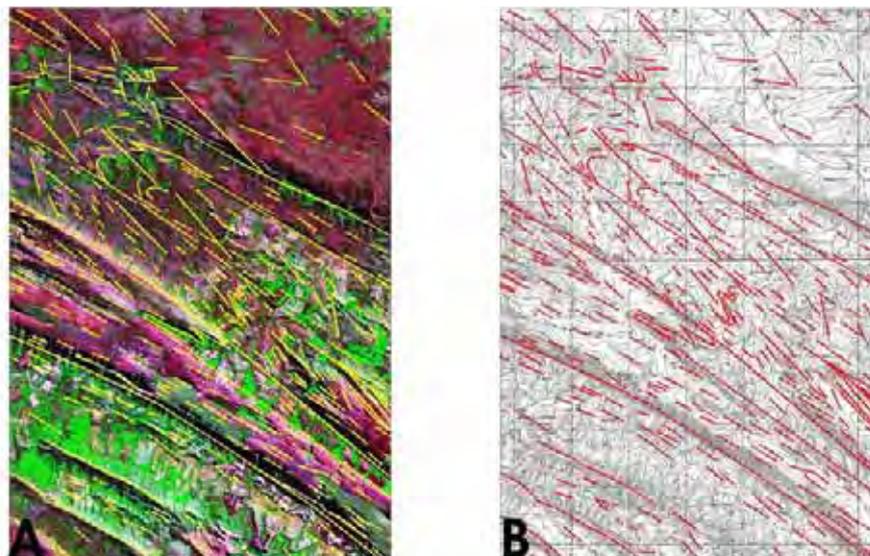
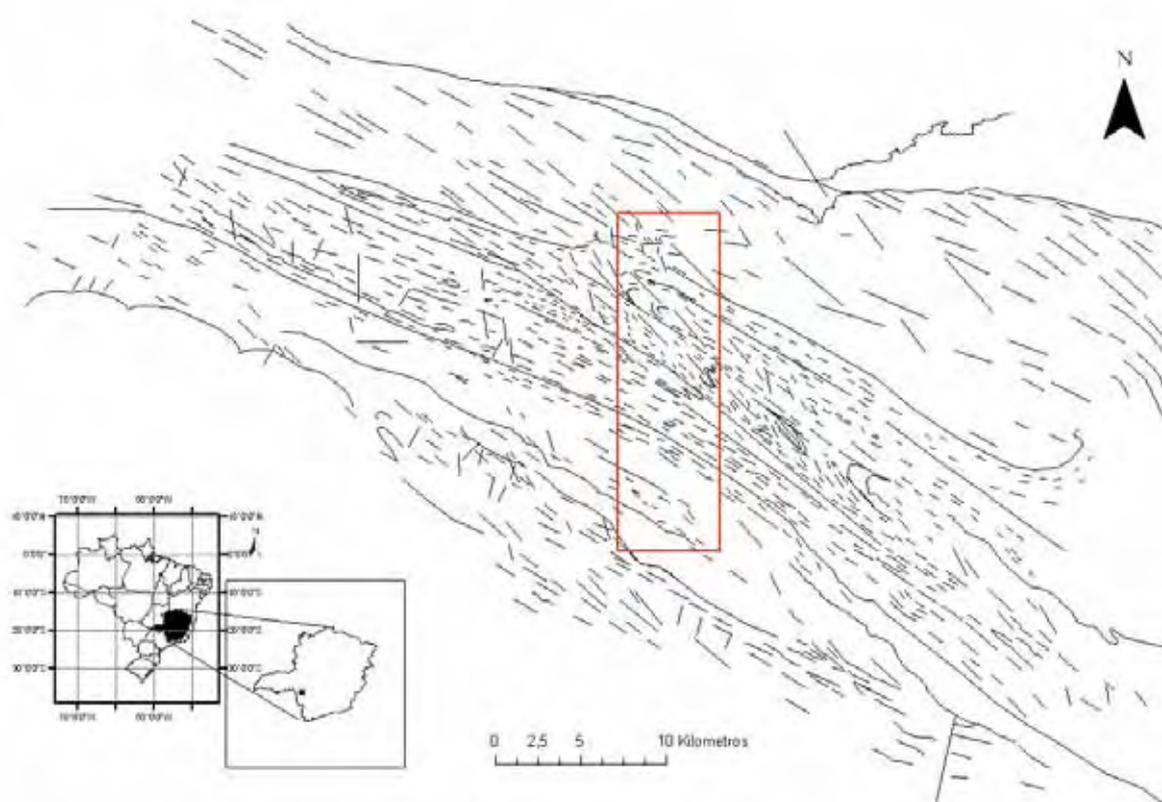


Figura 1.2 – Utilização do ArcGIS 9 na etapa de fotointerpretação. Em A, os lineamentos estruturais extraídos sobre a imagem de satélite. Em B, esses lineamentos sobre a Base Cartográfica para ser utilizada no campo.

#### **1.3.4 Levantamento de campo**

O trabalho de campo foi uma das etapas de maior importância na realização desse projeto e foi seguida a metodologia tradicionalmente empregada para mapeamento de áreas complexas (HOBBS *et al.*, 1976). Nessa etapa foram realizados:

- reconhecimento dos diferentes tipos litológicos e domínios estruturais presentes, a fim de se confeccionar um mapa geológico da área, facilitando a reconstrução da história geológica;
- levantamento criterioso de dados estruturais, para definição da geometria das estruturas e cronologia relativa, obtida através da observação da sobreposição de estruturas;
- caracterização de indicadores cinemáticos ao longo de toda área visando estabelecer o movimento relativo entre os principais domínios;
- coleta de amostras de interesse, preferencialmente orientadas, para confecção de lâminas para análise petrográfica, microtectônica e deformacional.



**Figura 1.3 – Mapa de lineamentos estruturais, obtidos através da interpretação de imagens de satélite. Em destaque a área estudada nesse trabalho.**

### **1.3.5 Estudos de seções delgadas de rochas**

A análise das seções delgadas foi realizada com vistas a:

- reconhecimento de minerais que caracterizam as rochas das diferentes unidades mapeadas e o grau de metamorfismo a que foram submetidas;
- busca de feições microtectônicas que auxiliem na compreensão das estruturas caracterizadas macroscopicamente, enfocando a relação deformação x metamorfismo e, principalmente, os indicadores cinemáticos, para reconstituição dos movimentos tectônicos;
- análise deformacional através dos métodos *Intercept* e *Rf/phi*, para se definir os estilos e intensidades de deformações atuantes.

#### **1.3.5.1 Análise da deformação através dos Métodos *Rf/phi* e *Intercept***

Para o estudo da deformação presente nas rochas mapeadas, foram analisadas 11 amostras (22 lâminas), através dos métodos *Rf/phi* (RAMSAY & HUBBER, 1983) e *Intercept Method* (LAUNEAU & ROBIN, 1996).

O método analítico Rf/phi constitui uma boa ferramenta para a análise de deformação em rochas com grãos sedimentares preservados, pois se baseia na obtenção de uma referência sobre o plano a ser analisado (planos XY, YZ ou XZ do elipsóide de deformação) e a seguir mede-se o ângulo phi, entre essa linha de referência e o eixo maior de cada grão; e mede-se o tamanho dos eixos, obtendo-se o valor de Rf (Razão final do marcador). Esses valores são plotados em um gráfico Rf x phi e a partir desse gráfico se obtém dados para calcular os valores de Rs (razão de deformação) e Ri (razão inicial do marcador) (FIORI, 1997).

Para utilizarmos o *Intercept Method* digitalizamos, de fotografias digitais de seções delgadas, os objetos que serão utilizados para a análise da deformação. Através desse método, o programa SPO (*Shape preferred orientation* - LAUNEAU & ROBIN, 1996) reconhece os grãos digitalizados e em um diagrama sobrepõe o centro de gravidade de cada um. Os *pixels* sobrepostos são somados o que resulta em um diagrama de freqüência. Como resultado, temos uma elipse que representa o formato médio dos grãos e a orientação do eixo maior (ver figura capítulo 7).

Em todas as amostras coletadas para este fim, foram feitas duas seções perpendiculares à foliação, sendo uma paralela e outra perpendicular à lineação de estiramento, respectivamente os planos XZ e YZ, onde foram aplicados os dois métodos citados anteriormente.

### **1.3.6 Confeção de mapas**

Com a integração dos dados adquiridos nas etapas anteriores foram confeccionados:

- Mapa geológico
- Mapa estrutural
- Mapa de afloramentos estudados

Como base topográfica foram utilizadas partes das folhas Serra da Guarita e Serra da Canastra (já citadas no **item 1.3.3**). A folha Serra da Guarita se encontra disponível em formato digital no site do IBGE ([www.ibge.gov.br](http://www.ibge.gov.br)) e a parte utilizada da folha Serra da Canastra foi digitalizada utilizando o programa R2V.

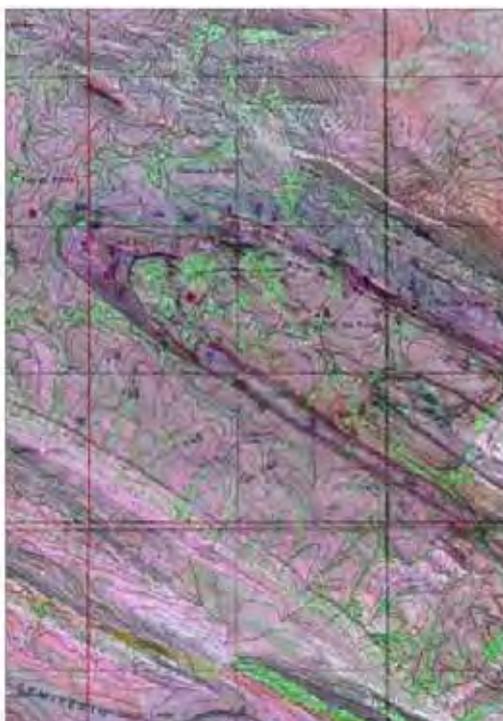
#### **1.3.6.1 Utilização do ArcGIS 9 para confecção de Mapas**

A funcionalidade proporcionada pelo uso desse pacote de programas se resume principalmente em permitir o manuseio de dados, não somente gráficos

como os programas tradicionalmente utilizados (Corel Draw e AutoCad), mas aliar a essas informações gráficas um banco de dados com os diferentes tipos de informações que se desejar. Em outras palavras, significa dizer que cada linha, cada ponto e cada figura contida no mapa podem ter uma tabela associada contendo qualquer tipo de informação: textos, números, figuras, etc; e essas informações podem ser vistas com um simples toque sobre a feição desejada, ou serem utilizadas para se realizar pesquisas de natureza mais variada.

Outras vantagens que podem ser citadas com uso do ArcGIS 9:

- A sobreposição de diversos tipos de imagens, como já citado no **item 1.3.3.1**, facilitando e dando mais precisão ao traçado dos contatos geológicos observados em campo. Para esse fim também há a possibilidade, por exemplo, de se escanear o mapa de campo com os contatos geológicos observados e sobrepô-lo como uma transparência a uma imagem de satélite ou foto aérea, traçando os contatos com as duas informações somadas (**Figura 1.4**);



**Figura 1.4 – Utilização do ArcGIS 9 na confecção de mapas geológicos. Figura mostrando o casamento entre imagem e mapa de campo, colocado sobre a mesma como transparência.**

- possibilidade de se trabalhar ao mesmo tempo com informações georeferenciadas em sistemas de coordenadas diferentes, facilitando a integração de mapas feitos em escalas diferentes e com sistemas de coordenadas também diferentes;

- conversão de arquivos gerados no AutoCad, mantendo as mesmas características das feições.

- ampla biblioteca com símbolos geológicos, facilitando a composição do mapa. Podendo ainda, no caso de foliações, lineações, etc; indicar campos nas tabelas do banco de dados que correspondam ao valor da direção e do mergulho, então plotados automaticamente;

- confecção de mapas 3-D;

- as tabelas dos bancos de dados podem ser feitas no próprio programa, ou nos programas Microsoft Excel e Access, salvas no formato DBF e usadas normalmente;

- uma poderosa ferramenta de pesquisa, que com um banco de dados bem elaborado, pode ser utilizada para se fazer desde consultas bem simples como: onde se localiza o ponto TM-44? Todos os pontos onde foram encontradas rochas metabásicas? Ou compor pesquisas bem mais complexas como: Todos os pontos descritos como da unidade “X” estão sobre o polígono que delimita a tal unidade no mapa? Localizar todos os pontos distantes até 200 m de tal zona de cisalhamento e que possuam foliação mergulhando mais do que 60°?

- praticidade em se fazer mapas e dar o acabamento final a eles, podendo-se inserir automaticamente escalas, legendas, grades de coordenadas, etc.

### ***1.3.7 Integração e interpretação de dados***

Através da análise em conjunto dos dados obtidos, foi proposta uma história de evolução geológica para área e uma comparação embasada na literatura existente, para as estruturas desenvolvidas em rampas laterais.

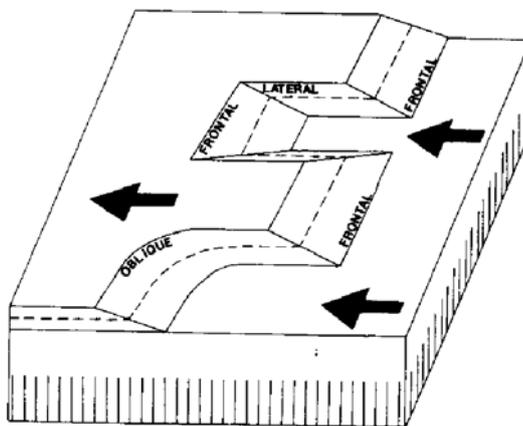
## 2. RAMPAS LATERAIS EM SISTEMAS DE CAVALGAMENTOS

Sistemas de cavalgamentos são formados por um conjunto de falhas inversas. Eles são comuns em zonas externas de orógenos e, juntamente com grandes dobras, normalmente controlam o arranjo tectônico nessas regiões, assentando rochas mais antigas sobre rochas mais novas. Dessa maneira, os cavalgamentos geralmente promovem uma duplicação regional da estratigrafia. A massa cavalgante (capa), agora assentada em posição alóctone sobre a lapa, é chamada de lâmina de cavalgamento, e se o deslocamento sofrido for maior que 10 km é denominada de *nappe* (RAMSAY & HUBER, 1987).

As *nappes* possuem uma geometria bastante especial, gerada freqüentemente pela dificuldade em se transportar extensas massas de rochas e acomodá-las em espaços reduzidos sobre a capa, já que não são abertos grandes espaços para a colocação das mesmas, que tendem a aproveitar anisotropias pré-existentes no bloco cavalgado, gerando dobras induzidas pelo novo formato a que estão submetidas. Essa complexa geometria gerada através da interação de dobras e falhas é conhecida há muitos anos (RICH, 1934 *apud* RAMSAY & HUBER, 1987), e foi melhor detalhada em trabalhos posteriores, como o de Boyer & Elliot (1982) e Butler (1982).

Os limites das lâminas de cavalgamentos são denominados de rampas. Elas podem ser frontais, oblíquas e laterais, conforme sua posição em relação ao sentido de transporte (**Figura 2.1**); e podem apresentar inclinações variadas, que controlam as atitudes das foliações desenvolvidas (BUTLER, 1982). Nas rampas frontais, movimento se dá de maneira normal à direção da rampa e aí se desenvolvem

feições de cavalgamento, que são as mais marcantes, gerando zonas de cisalhamento de baixo ângulo que afetam toda a massa em movimento. As rampas oblíquas são inclinadas em relação ao sentido de transporte e o movimento pode ser inverso destal ou sinistral.



**Figura 2.1 – Bloco diagrama mostrando na lapa as posições das rampas frontais, laterais e oblíquas em relação ao sentido de transporte (BUTLER, 1982).**

As rampas laterais são os limites tectônicos paralelos à direção geral de transporte de lâminas de cavalgamento; nessas rampas o componente de movimento direcional é o principal e se a rampa possuir alto ângulo configuram-se como verdadeiras zonas transcorrentes. Elas são geradas pela necessidade de se transferir o deslocamento de uma lâmina perpendicularmente à direção do empurrão. Pohn (2000) ampliou o sentido de uso desse termo englobando zonas de rupturas estruturais (falhas, dobras e, possivelmente, zonas de intenso fraturamento), onde os descolamentos causam uma variação lateral da estratigrafia, diferentemente das rampas frontais que geram uma variação vertical da estratigrafia.

O incentivo da indústria petrolífera desde as primeiras décadas do século passado ao detalhamento dos cinturões de cavalgamentos, vista às grandes possibilidades de formação de trapas estruturais para o armazenamento de petróleo, resultaram em inúmeros artigos que culminaram em clássicos como o “Thrust Systems” de Boyer & Elliot, publicado pelo *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, em 1982.

Nesses estudos, feitos em cinturões orogênicos mais rasos (Apalaches – principalmente), perceberam-se em alguns locais a concentração de descontinuidades direcionais perpendiculares à estruturação geral encontrada, chamadas por alguns autores de “falhas de rasgamentos incipientes” (RICH, 1934

*apud* POHN, 2000), “falhas-lineamentos direcionais” (RODGERS, 1963 *apud* POHN, 2000), etc; que em níveis mais profundos, interpretados através de seções sísmicas, convergiam para um único plano, formando o que hoje interpretamos como rampas laterais (BOYER & ELLIOT, 1982), que neste caso, são chamadas de rampas laterais ocultas (*blind lateral ramps*).

O caso estudado nessa dissertação reflete a formação de rampas laterais em níveis mais profundos, sob condição dúctil-rúptil, não muito comum na literatura geológica.

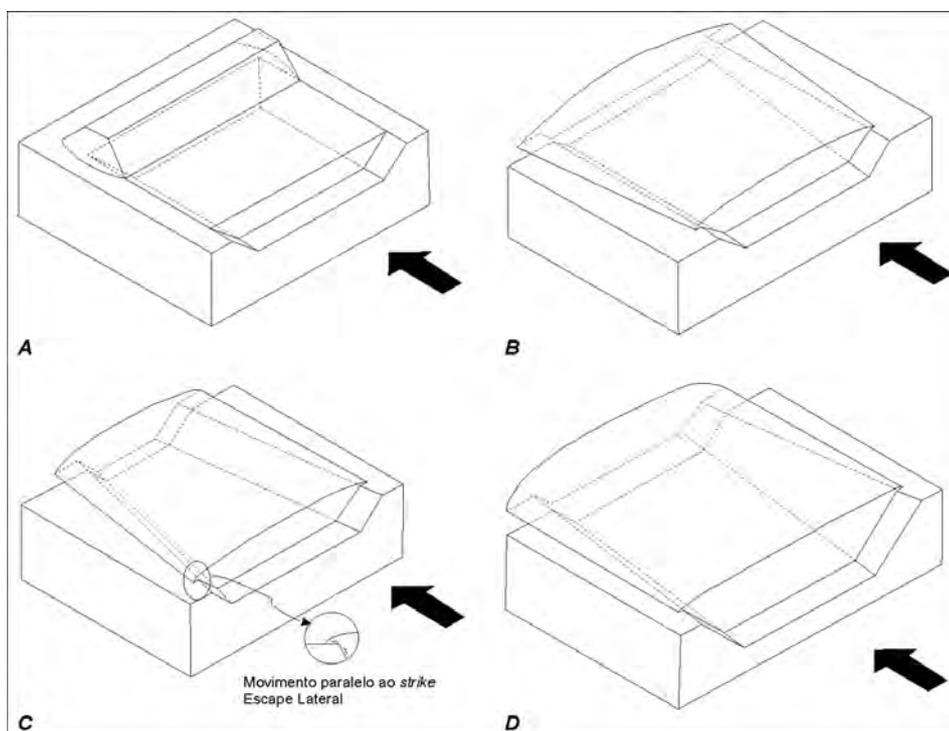
## 2.1 RAMPAS LATERAIS

Não existe uma compilação significativa de mecanismos e geometrias associadas às rampas laterais, mas sim uma grande quantidade de artigos que descrevem individualmente rampas laterais em diversos cinturões de cavalgamentos na Terra (COWARD, 1980; LAMOTTE & GUEZOU, 1995; BERGMAN & SJOSTROM, 1997; PASSCHIER *et al.*, 1997; WILKERSON *et al.*, 2002; CATALÁN *et al.*, 2003; MON *et al.*, 2005; KWON & MITRA, 2006, etc) e alguns mais abrangentes como os de Coward & Potts (1983) e Pohn (2000), mostrando a importância das mesmas na edificação de cinturões orogênicos.

Pohn (2000) apresenta modelos simplificados da geometria de rampas laterais, mostrados através de quatro configurações básicas possíveis (**Figura 2.2**), da mais simples para a mais complexa: rampas laterais paralelas ligadas a um plano de descolamento horizontal (**Figura 2.2A**); rampas laterais paralelas com um descolamento inclinado ascendente (**Figura 2.2B**); rampas laterais convergentes conectados a um plano de descolamento horizontal (**Figura 2.2C**) e rampas laterais convergentes ligados a um plano de descolamento inclinado ascendente (**Figura 2.2D**).

Seções transversais às rampas laterais em cada um desses modelos, com exceção do primeiro, mostrariam ser necessário para se acomodar os movimentos uma espécie de escape lateral, com um movimento paralelo à direção das camadas. Nos últimos três exemplos não é necessária a presença de uma rampa frontal para se iniciar o movimento lateral, pois esse movimento é causado inteiramente pela diminuição de espaço no sentido do transporte tectônico. Na primeira configuração, onde se têm rampas laterais paralelas, se o mergulho das mesmas for muito suave também podemos ter um escape lateral, porém menor, enquanto que, se os limites

balizados pelas rampas forem íngremes, teremos a rampa lateral agindo com uma falha transcorrente e uma deformação muito maior junto às rampas frontais.



**Figura 2.2 – Blocos diagramas simplificados, mostrando quatro geometrias básicas possíveis para formação de rampas laterais (POHN, 2000).**

O próprio autor desses modelos já menciona o paradoxo criado pelos terceiro e quarto modelos, que já representariam rampas oblíquas, e levanta uma discussão: até que ponto de obliquidade com o sentido de transporte as rampas deveriam ser consideradas como laterais ou oblíquas? E ainda cita a dificuldade em se determinar isso em rampas em que houve escape lateral, pois as direções das terminações desses cavalgamentos não refletem a direção das rampas originais.

No Brasil o termo “rampa oblíqua” é pouco utilizado, sendo que as falhas perpendiculares a aproximadamente perpendiculares à frente de empurrões são genericamente chamadas de rampas laterais.

Os modelos acima apresentados são muitos simplistas, demonstrando de forma geral apenas a geometria das rampas que pode ser desenvolvida na formação de lâminas de cavalgamentos. A rampa lateral enfocada na presente dissertação desenvolveu-se sob condições predominantemente dúcteis, por isso o seu entendimento deve ser considerado no contexto de uma Zona de Cisalhamento Dúctil, e para tal devem ser revisados os conceitos de: cisalhamento simples, transpressão e zona de cisalhamento monoclinica.

Para a compilação de como se comporta um corpo rochoso nas situações tectônicas acima citadas, nos baseamos em algumas publicações-chave, que ao nosso ver melhor sintetizam o entendimento atual desses sistemas, são elas: Woodcock & Schubert 1994, Passchier (1998), Jiang & Williams (1998), Jiang *et al.* (2001).

## 2.2 ZONAS DE CISALHAMENTO SIMPLES, TRANSPRESSÕES E ZONAS DE CISALHAMENTO MONOCLÍNICAS.

As estruturas desenvolvidas em uma zona de cisalhamento simples são relativamente bem conhecidas (**Figura 2.3**) e esse modelo é geralmente usado nos estudos que envolvem zonas de cisalhamento.

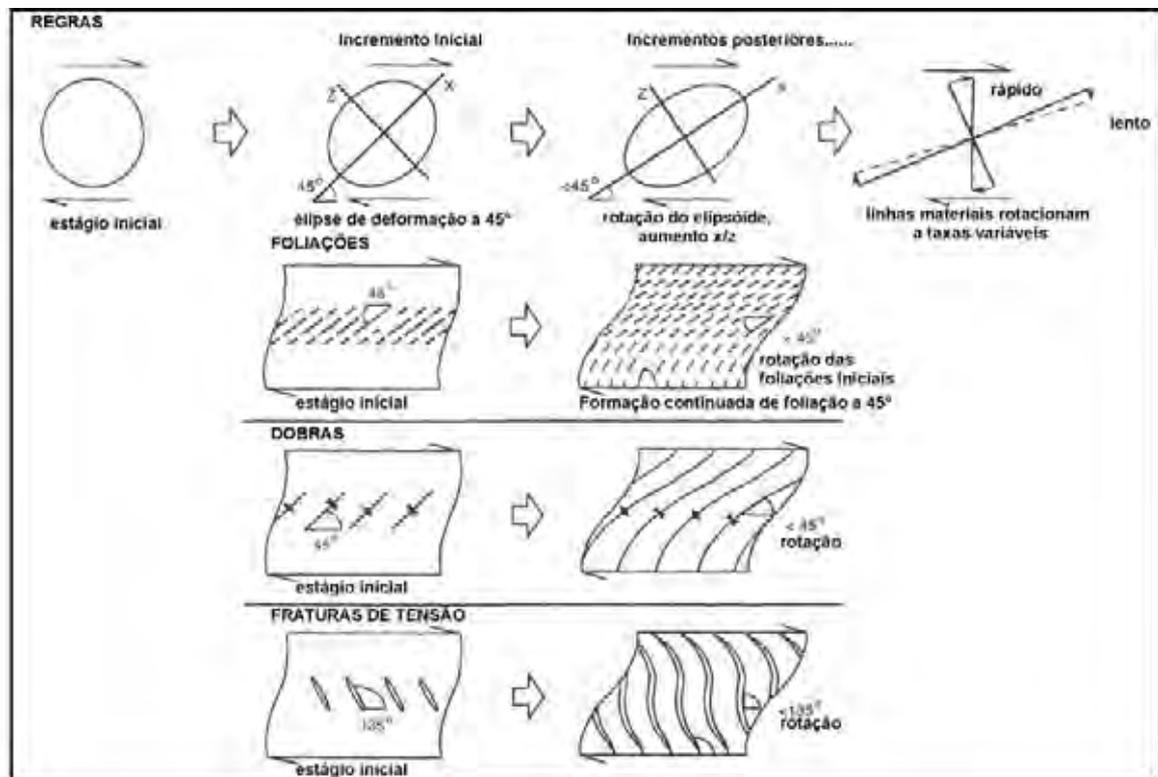


Figura 2.3 – Seção horizontal ao longo de uma zona de cisalhamento simples. Acima, as regras gerais e logo abaixo, o padrão teórico esperado para o desenvolvimento de algumas estruturas e a sua evolução ao longo da deformação (Modificado de Woodcock & Schubert, 1994).

Em situações rúpteis, normalmente com metamorfismo em fácies xisto verde inferior (Passchier, 1998), esse modelo funciona bem, com a deformação se concentrando em planos/faixas com limites bem definidos por rochas menos deformadas/ indeformadas. Mas em zonas de cisalhamento dúcteis, especialmente em graus metamórficos mais elevados, toda a massa rochosa sofre deformação, e comumente pela ação conjunta de cisalhamento simples e puro; o que faz que o

modelo de cisalhamento simples torne-se uma simplificação, que às vezes se afasta da realidade.

Sanderson e Marchini (1984) chamaram de tranpressão uma zona de cisalhamento vertical/subvertical em que há aproximação das paredes limitantes e de transtração onde ocorre distanciamento das mesmas. Essa aproximação e distanciamento dos limites das trancorrências são causados por encurtamento ou estiramento subhorizontal, que sob volume constante são compensados somente por estiramento vertical ou encurtamento, respectivamente.

Esses modelos antecederam o conceito de zona de cisalhamento monoclinica, no qual foram agrupados transpressões e transtrações, nas quais o estiramento/encurtamento é compensado por encurtamento ou estiramento, perpendicular às paredes da zona de cisalhamento; e zonas de cisalhamento onde ocorre variações no volume (**Figura 2.4**).

### 2.3 CONCEITOS FUNDAMENTAIS

Para representação matemática da tensão/ deformação podemos fazer uso dos tensores. Um tensor é uma entidade matemática que pode ser usada para descrever o estado ou propriedades físicas de um material (HOBBS *et al*, 1976). É representado por um conjunto de componentes escalares associados a um sistema de coordenadas específico. O número de componentes escalares necessários para se representar um tensor é chamado de *ordem* do tensor.

Matematicamente, o número de componentes ( $c$ ), é igual à dimensão do espaço físico ( $d$ ) elevado à ordem ( $r$ ) do tensor:  $c = d^r$  (01).

O termo escalar é usado para representar tensores de ordem 0, em que a componente de direção não é importante, por exemplo, fatores como temperatura e pressão. Já um tensor de ordem um é chamado de vetor e é usado geralmente para representar, por exemplo, velocidade e aceleração, onde somente uma informação de direção é necessária. Substituindo na equação 01, temos em 3 dimensões, 3 componentes, que significam os 3 eixos do sistema cartesiano (X,Y e Z) em que um vetor pode ser decomposto, resultando na matriz:

$$F = [F_x \ F_y \ F_z]$$

Para a representação dos tensores de tensão/deformação duas informações de direção são importantes, então temos um tensor de ordem 2. Num sistema de coordenadas XYZ, uma informação corresponde ao eixo coordenado normal à

superfície em que está agindo a deformação em questão, e a outra ao eixo paralelo a direção da deformação. Trabalhando em três dimensões e considerando o eixo X como  $x_1$ , e assim por diante, temos então nove componentes que representam o tensor da tensão. (Figura 2.5)

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{vmatrix}$$

O componente  $\sigma_{11}$  representa um esforço no plano perpendicular ao eixo X, no caso o plano YZ, e na direção do eixo X, resultando em um cisalhamento puro. Já o componente  $\sigma_{21}$  representa uma deformação perpendicular ao eixo Y, plano XZ, e na direção do eixo X, resultando em cisalhamento simples.

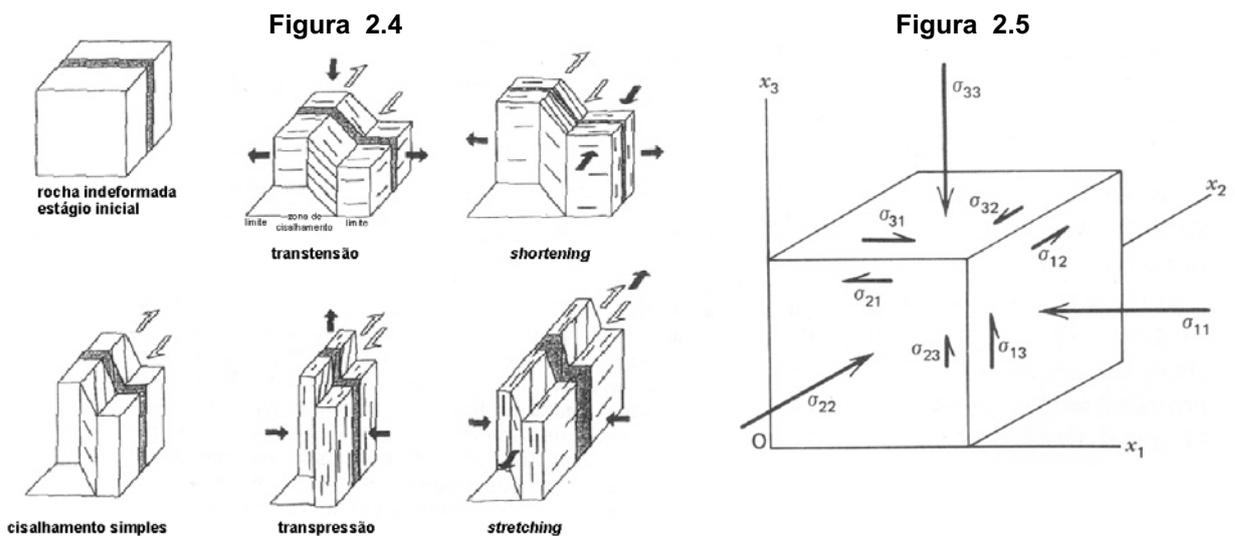


Figura 2.4 – Diferentes tipos de zonas de cisalhamentos descritas na literatura, apresentadas em modelos de 3 dimensões (Modificado de PASSCHIER, 1998).

Figura 2.5 – Esquema do sistema de tensão que age sobre as faces de um cubo infinitesimal (HOBBS *et al.*, 1976).

As matrizes que representam a deformação e a forma inicial de um elemento no estado indeformado geralmente são apresentadas assim:

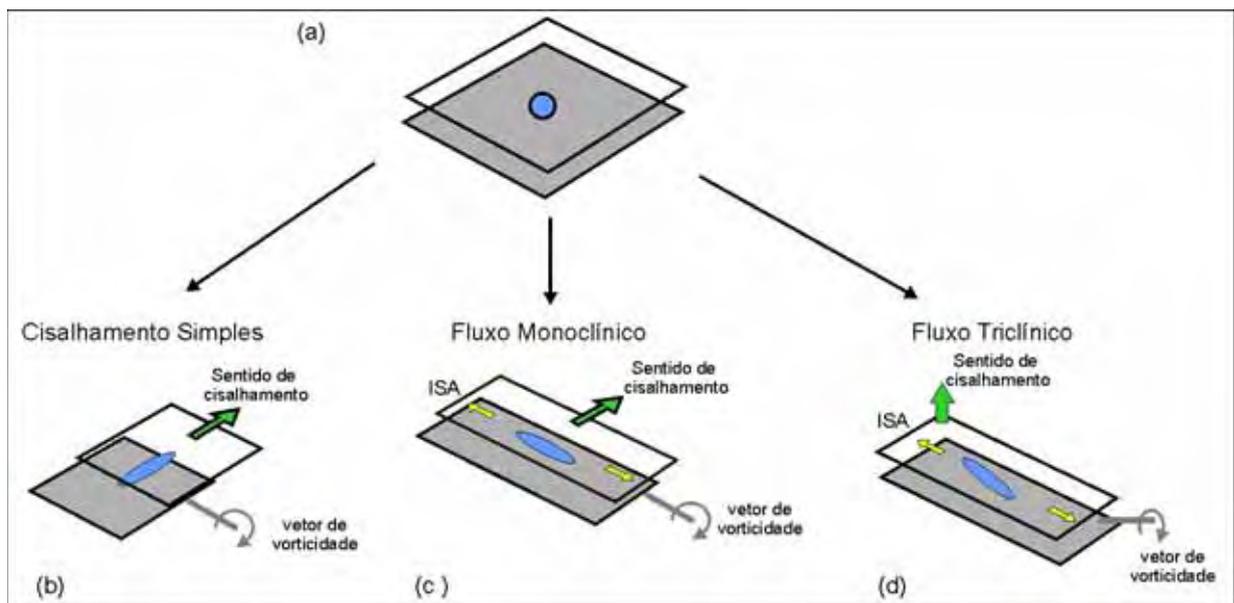
$$D = \begin{vmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{vmatrix} \quad D = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}$$

A diagonal principal representa o cisalhamento puro e os outros elementos o cisalhamento simples, sempre que o valor do determinante da matriz for igual a um, o volume permaneceu constante. Uma matriz desse tipo pode ser representada em

3D por três vetores, denominados de autovetores (*eigenvectors*) e três escalares, denominados de autovalores (*eigenvalues*) da matriz. Para cada autovetor temos um autovalor associado, que resulta na direção e tamanho do tensor.

Dessa maneira, se alterarmos apenas um valor cisalhante e não adicionarmos nenhum componente de cisalhamento puro estaremos lidando com uma zona de cisalhamento simples, sem alteração de volume.

A partir daí as mais diversas combinações de um componente cisalhante ou um componente cisalhante e o seu simétrico (p. ex:  $e_{12}$  e  $e_{21}$ ) com cisalhamento puro, estaremos lidando com as zonas de cisalhamento monoclinicas, com ou sem alteração de volume, dependendo do valor do determinante da matriz resultante. A alteração de dois (não simétricos) ou mais componentes cisalhantes da matriz, resulta em zonas de cisalhamento triclinicas, que recentemente vem sendo testadas para demonstrar reais diferenças dos modelos monoclinicos e suas aplicações em situações geológicas (**Figura 2.6**) (JIANG *et al.*, 2001; IACOPINI *et al.*, 2007).



**Figura 2.6 – Esboços das possíveis geometrias das zonas de cisalhamento. (a) Estado indeformado. (b) Zona de cisalhamento simples. (c) Zona de cisalhamento monoclinica, um dos eixos de deformação instantânea (ISA) tem que ser paralelo ao vetor de vorticidade. (d) Zona de cisalhamento triclinica, nenhum dos ISA é paralelo ao vetor de vorticidade. Setas amarelas: ISA; Setas verdes: sentido de cisalhamento; Elipses azuis: Elipsóide de deformação finita (Modificado de IACOPINI *et al.*, 2007).**

Passchier (1998) compilou todos os tipos possíveis de zonas de cisalhamento monoclinicas e as denominou de tipo  $X_I$ ,  $Y_I$  e  $Z_I$ . Para entendermos essa nomenclatura temos que recorrer a alguns conceitos apresentados por esse autor.

Em um fluxo contínuo, três eixos ortogonais podem ser definidos, conhecidos como eixos de deformação instantânea (ISA). Dois desses eixos representam as

direções de máxima e mínima razão de estiramento. Os eixos do elipsóide de deformação instantânea são definidos como vetores **a**, **b** e **c**; onde  $a$ ,  $b$  e  $c$  (por definição  $a/w$  e  $b > c$ ) são as magnitudes da razão de deformação em linhas materiais instantaneamente paralelos aos ISA. Em relação a uma referência externa à zona de cisalhamento, os ISA possuem orientações fixas, enquanto os limites dessa zona e o elipsóide de deformação finita, podem ou não rotacionar. Se os eixos do elipsóide finito permanecerem paralelos aos ISA, trata-se de deformação coaxial; se eles rotacionam, deformação não-coaxial.

A componente de rotação de um fluxo pode ser descrita através do vetor de vorticidade (**w**), que não precisa ser paralelo a nenhum dos ISA; mas no modelo de zona de cisalhamento monoclinico necessariamente é paralelo a um desses eixos, por definição ao vetor **a**. O valor da vorticidade ( $w$ ) corresponde à soma da velocidade angular da rotação das linhas materiais instantaneamente paralelas a **b** e **c**.

Linhas materiais também podem não rotacionar em relação aos ISA em um fluxo não-coaxial. Paralelos às direções dessas linhas que não rotacionam, podem ser definidos eixos que correspondem aos autovetores (*eigenvectors*) de um fluxo, chamados de **d**, **e** e **f**. Em um fluxo monoclinico, o autovetor **f** se encontra paralelo a **w** e **a**, enquanto **d** e **e** se encontram contidos no plano formado por **b** e **c**, geralmente não ortogonais entre si e inclinados em relação aos ISA (**Figura 2.7**).

O autovetor **e** se comporta como atrator, para onde todos os elementos lineares e pontuais são atraídos, onde se “acumula” a deformação. O autovetor **d** se comporta como repulsor, do qual qualquer elemento linear e pontual que fuja do paralelismo com esse vetor é repellido em direção a **e** ou **f**. O autovetor **f** é chamado de transitório, podendo se comportar como repulsor ou atrator. Os materiais planos tendem a ficar estáveis quando estão paralelos a um par de autovetores, que não contenha o repulsor (PASSCHIER, 1997).

Se os limites da zona de cisalhamento permanecerem fixos (não rotacionarem) em relação a uma referência externa e aos ISA, eles serão paralelos a um dos autovetores **d** ou **e**, e a geometria do fluxo não deve se alterar ao longo do tempo. Dessa maneira podemos classificar as zonas de cisalhamento monoclinicas em relação aos autovetores do fluxo com: **zona de cisalhamento-df**, se os limites da mesma conterem os autovetores **d** e **f**; e **zona de cisalhamento-ef** se os limites estiverem paralelos à **e** e **f** (**Figura 2.8**).

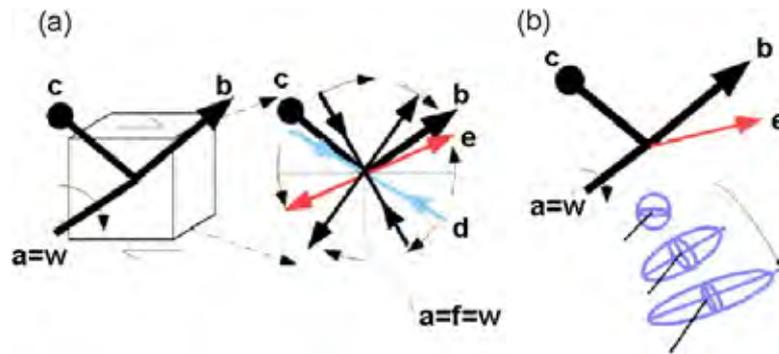
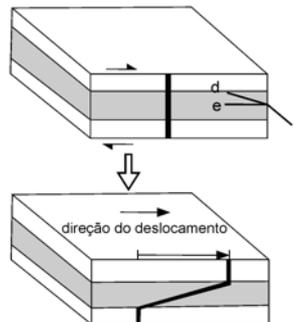


Figura 2.7 - (a) Apresentação esquemática das relações geométricas entre os autovetores, ISA e linhas materiais em um fluxo não-coaxial homogêneo. Linhas mais grossas:  $a$ ,  $b$  e  $c$ , ISA; Linhas mais finas: linhas materiais; Linha vermelha e azul:  $e$ ,  $d$  e  $f$ , autovetores do fluxo;  $w$ : vetor de vorticidade (b) Evolução ao longo do tempo do elipsóide de deformação finito. Ele rotaciona em direção ao atrator  $e$ , e gradualmente aumenta a relação  $X/Z$ . (Modificado de IACOPINI *et al.*, 2007).

(A) zona de cisalhamento-ef



(B) zona de cisalhamento-df

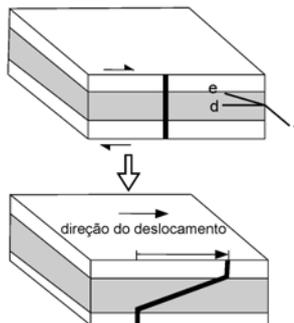
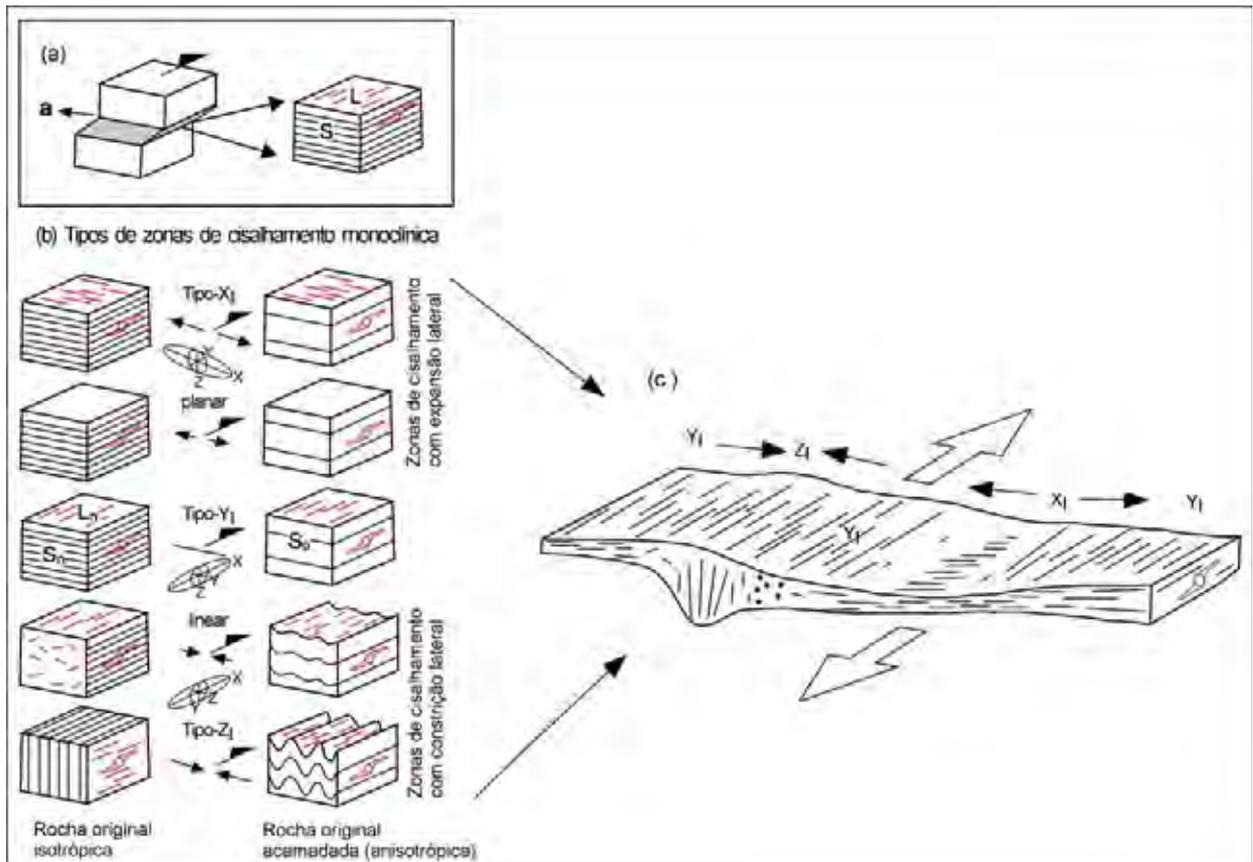


Figura 2.8 - Diagrama mostrando o estágio inicial (superior) e final (inferior) durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dos tipos ef e df. A linha preta na frente dos diagramas é usada para se ilustrar a direção do deslocamento.  $d$ , e  $f$  são os autovetores do fluxo monoclinico. (A) Zona de cisalhamento-ef, onde os limites da zona de cisalhamento são paralelos à  $e$  e  $f$ . (B) Zona de cisalhamento-df, limites paralelos à  $d$  e  $f$  (Modificado de PASSCHIER, 1998).

Como resultado, as zonas de cisalhamentos-ef dão origem a transpressões, zonas de cisalhamento com estiramento e zonas de cisalhamentos simples; enquanto as zonas de cisalhamento-df, a transtensões e zonas de cisalhamento com encurtamento.

Passchier (1998) apresentou os tipos de zonas de cisalhamento monoclinicas  $X_1$ ,  $Y_1$  e  $Z_1$  (**Figura 2.9**), como uma maneira mais prática de classificá-las com observações reais de campo. Essa classificação é feita com base no elipsóide de deformação finito em relação ao vetor de vorticidade,  $\mathbf{w}$ . Cada tipo de zona monoclinica (X, Y e Z) é denominada pelo eixo do elipsóide de deformação que se encontra paralelo ao vetor de vorticidade.



**Figura 2.9** - (a) Esquema mostrando a orientação dos elementos que formam a trama de uma zona de cisalhamento dúctil. A zona de cisalhamento apresenta uma simetria monoclinica, tendo o eixo  $a$  normal a direção de transporte (seta cortada), e paralelo ao vetor de vorticidade. As assimetrias das estruturas são melhores observadas num plano normal ao eixo  $a$ . L, lineação mineral/estiramento; S, foliação. (b) Trama desenvolvida, e orientação de S e L nos diferentes tipos de zona de cisalhamento monoclinica ( $X_1$ ,  $Y_1$  e  $Z_1$ ). Elipsóides de deformação finita, mostrando a posição dos eixos em relação ao sentido de transporte (seta cortada) e ao eixo  $a$  (seta). (c) Esquema mostrando a possível variação lateral entre os diferentes tipos de zonas de cisalhamento monoclinicas que podem ocorrer ao longo de uma zona de cisalhamento que, durante a deformação progressiva sofre uma grande variação no componente paralelo ao eixo  $a$  (Modificado de PASSCHIER, 1997 e PASSCHIER *et al.*, 1997).

Em situações reais, esses diferentes tipos de zonas de cisalhamento monoclinicas podem gradar um para o outro, gerando complexidades nessas áreas de transição, que podem ser facilmente confundidas com a ação de mais de uma fase de deformação.

## 2.4 TRANSPRESSÕES

A rampa lateral estudada está associada a dobras com plano axial subvertical e foliações também verticais de direção subparalelas à zona de cisalhamento, que evidenciam encurtamento dúctil aproximadamente perpendicular a essa zona, indicando tratar-se de um sistema transpressivo. Por isso, após a síntese sobre zonas de cisalhamento monoclinicas, vamos nos restringir aos regimes transpressivos.

Os regimes transpressivos são geralmente originados em colisões oblíquas, resultando na ação conjunta de deformação não-coaxial e coaxial (SANDERSON & MARCHINI, 1984; DEWEY *et al.*, 1998; JIANG *et al.*, 2001).

O ângulo de convergência (ângulo de obliquidade -  $\alpha$ ), a intensidade de deformação e a partição cinemática são os principais fatores que controlam o arranjo das estruturas em uma zona de transpressão. Geralmente os elipsóides de deformação finito estão no campo do achatamento e marcam as principais superfícies (xistosidade, foliação), que podem variar de direção, mas sempre possuem mergulhos íngremes.

Caracteristicamente, em uma zona de transpressão, as lineações de estiramento podem variar de vertical a horizontal e, segundo Jiang *et al.* (2001), essa variação não pode ser claramente explicada pelos modelos de deformação monoclinicos. Tikoff & Greene (1997) demonstram que se o ângulo de convergência for menor do que  $20^\circ$ , a lineação gerada é inicialmente horizontal e com aumento da deformação pode passar a ser vertical (**Figura 2.10**); a quantidade de deformação necessária para verticalizar a lineação, depende estritamente do ângulo de convergência. Se o ângulo de colisão for maior que  $20^\circ$ , as lineações serão sempre verticais.

Outras estruturas comumente associadas a transpressões são dobras que possuem o eixo cortado por foliações síncronas, chamadas de dobras transectas (*trasect folds*). Existem alguns modelos que explicam a formação dessas dobras, como a variação da taxa de deformação ou da posição do elipsóide de *strain* em uma deformação progressiva (RAMSAY & HUBER, 1983); ou a formação precoce das dobras em relação à foliação (RAMSAY & HUBER, 1983; SANDERSON & MARCHINI, 1984); ou ainda, a taxa de rotação do eixo das dobras ser superior a do elipsóide finito (SANDERSON *et al.*, 1980 *apud* WOODCOCK & SCHUBERT, 1994). Treagus & Treagus (1992) demonstram que em um regime transpressivo, os eixos

das dobras já podem se formar com uma certa obliquidade com o elipsóide de tensão e depois ser deformado passivamente junto com a foliação. De qualquer maneira, os próprios autores desses modelos expõem restrições aos mesmos, não excluindo a possibilidade dessas dobras serem pré-foliação.

Um ponto comum em todos os modelos é o da relação plano axial/ foliação: se da direção do plano axial da dobra tivermos que caminhar no sentido horário para chegar na direção da foliação, indica uma zona de cisalhamento sinistral; e o contrário indica uma zona de cisalhamento destrá.

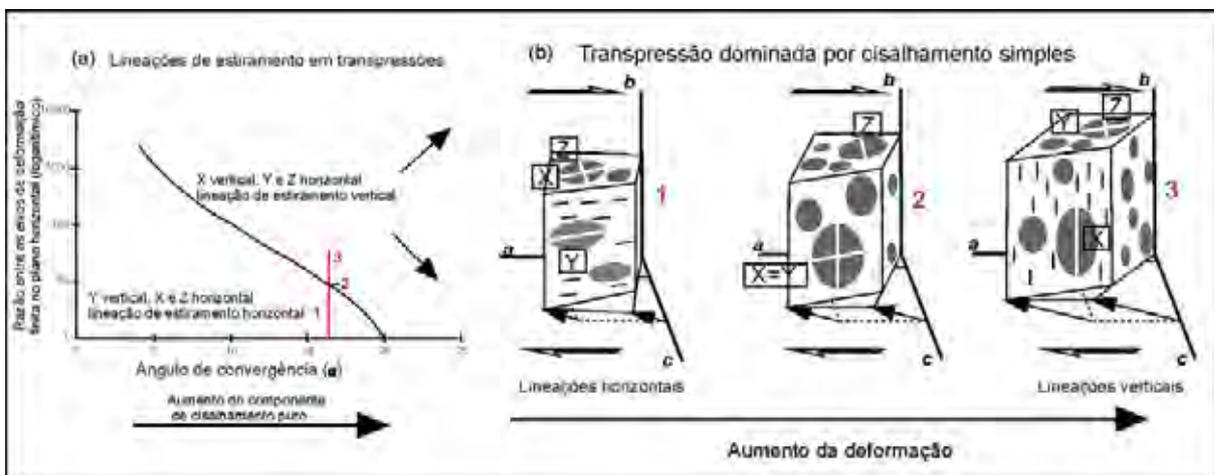


Figura 2.10 – (a) Gráfico do ângulo de convergência ( $\alpha$ ) versus a razão entre os eixos da face horizontal do elipsóide de deformação finita, em uma transpressão dominada por cisalhamento simples; usado para determinar se as lineações de estiramento são horizontais ou verticais. A linha preta no gráfico representa o achatamento puro ( $X=Y$ ) e separa o campo em que o eixo mais longo do elipsóide de deformação é horizontal, resultando em uma lineação de estiramento horizontal; do campo em que o eixo maior do elipsóide de deformação é vertical, resultando em lineação de estiramento vertical. Para toda colisão com  $\alpha < 20^\circ$ , a lineação de estiramento é originalmente horizontal, se tornando vertical com o aumento da deformação. (b) Evolução do desenvolvimento da lineação em uma transpressão dominada por cisalhamento simples ( $\alpha < 20^\circ$ ). A lineação vertical se forma tardiamente, com o aumento da deformação (linha vermelha, figura (a)) (Modificado de TIKOFF & GREENE, 1997).

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada situa-se no contexto geotectônico do Gondwana, um megacontinente formado através da aglutinação de fragmentos continentais que se juntaram em múltiplas e sucessivas colisões iniciadas há cerca de 750 Ma, mas tiveram o seu principal desenvolvimento entre 650 e 530 Ma, coincidindo com a principal fase orogênica do ciclo Brasileiro-PanAfricano (CORDANI *et al.*, 2000). Na América do Sul as áreas mais afetadas por esse ciclo orogênico correspondem às Províncias Tocantins, Borborema e Mantiqueira.

#### 3.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA, 1968) é constituída por terrenos de diversas idades, do Arqueano ao Neoproterozóico, estabilizada no final do Ciclo Brasileiro. Esses terrenos são representados principalmente por espessas seqüências de rochas supracrustais neoproterozóicas, dobradas e metamorfisadas durante este ciclo; minoritariamente por fragmentos arqueanos de composição essencialmente granito-gnáissica, onde estão inclusas seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*; e também por terrenos paleoproterozóicos retrabalhados no Brasileiro. Situa-se na região central do Brasil, e se desenvolveu no Neoproterozóico devido à convergência e colisão de três importantes blocos continentais, representados pelos crátons Amazônico à noroeste, São Francisco à leste e o suposto Cratón do Paranapanema à sudoeste, que hoje se encontra recoberto pela Bacia do Paraná (DARDENNE, 2000). Esta orogenia formou as faixas de dobramentos Paraguai e Araguaia, bordejando o Cratón Amazônico e a

faixa Brasília, margeando a borda oeste do Cráton do São Francisco, na qual se encontra a área do presente estudo.

### 3.2 FAIXA BRASÍLIA

Com uma extensão de aproximadamente 1.000 km na direção N-S, a Faixa Brasília é um grande cinturão orogenético neoproterozóico (**Figura 3.1**).

A Faixa Brasília pode ser dividida em 4 grandes domínios (FUCK *et al.*, 1994): (i) a Zona Externa, uma pilha sedimentar/metassedimentar meso-neoproterozóica com depósitos típicos de margem passiva (Grupos Canastra, Paranoá e Vazante), de *back-arc basin* (Grupo Ibiá) (DARDENNE, 2000) e parte do Grupo Bambuí, provavelmente representando um estágio pós-inversão, com uma seqüência de antepaís (*foreland*), todos metamorfizados em fácies xisto verde; (ii) a Zona Interna, representada principalmente pelo Grupo Araxá, que compreende metassedimentos de fácies xisto verde a anfibolito superior, depositados em ambientes de *back-arc basin*, plataforma distal, talude continental e fundo oceânico; (iii) o Arco Magmático de Goiás, um grande arco juvenil neoproterozoico, na porção oeste da mesma; (iv) Maciço Mediano de Goiás, um micro continente formado principalmente por unidades de rochas arqueanas (Crixás-Goiás granito-*greenstone*) e complexos máficos-ultramáficos de alto grau paleo-mesoproterozóico (Complexos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava).

Uma das compilações mais recentes (VALERIANO *et al.*, 2004) define a Faixa Brasília como um conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal que convergiram para leste contra o Cráton do São Francisco. Apresenta como feição peculiar a Megaflexura dos Pirineus. Esta estrutura é uma sintaxe na altura do paralelo 16°, e desempenha papel fundamental na estruturação da faixa, visto que a secciona em dois segmentos com cinemática geral própria e estilos metamórficos-deformacionais distintos, (FONSECA *et al.* 1995). A porção norte é denominada de Faixa Brasília Setentrional e a porção sul de Faixa Brasília Meridional, que é onde se localiza a *Nappe* de Passos.

### 3.3 FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL (FBM)

A FBM (**Figura 3.2**) pode ser dividida em dois domínios: Interno e Externo (SIMÕES & VALERIANO, 1990; SIMÕES, 1995a; VALERIANO *et al.*, 1995; VALERIANO, 1999), devido às diferentes características estratigráficas, estruturais e

metamórficas registradas nas rochas que compõem esses domínios. Essas diferenças derivam de distintas histórias geológicas precoces, sendo posteriormente justapostos em fases tardias do desenvolvimento do orógeno Brasília. Esses domínios são separados por importantes superfícies de cavalgamentos subhorizontais, que em alguns locais se encontram verticalizadas devido à formação de rampas laterais. Esses planos de cavalgamentos formam estruturas fortemente convexas em direção ao Cráton do São Francisco, desenhando as *nappes* que compõem a FBM (Luminárias, Passos, Tapira e Araxá – Goiânia). A convexidade desses planos indica a direção de transporte tectônico, que é bem determinada por indicadores cinemáticos, que revelam vergência dos empurrões em direção ao Cráton do São Francisco. Dados isotópicos Sm/Nd, U/Pb e K/Ar de minerais metamórficos indicam que a formação das *nappes* ocorreu aproximadamente entre 640 e 600 Ma (TEIXEIRA & DANNI, 1978; SIMÕES, 1995a, VALERIANO *et al.*, 1995, SEER *et al.*, 2001, VALERIANO *et al.* 2004).

No geral, o grau metamórfico e a intensidade de deformação aumentam consideravelmente da porção cratônica em direção à zona mais interna da faixa (DARDENNE, 2000). Nas fases finais de desenvolvimento, a deformação passa para um estilo dominado por dobras mais abertas associadas a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE (VALERIANO *et al.* 2004; SILVA 2003; , VALERIANO 1999, SIMÕES 1995a; HEILBRON *et al.* 1987).

O Domínio Interno, representado por rochas do Grupo Araxá, com sedimentos desde plataforma proximal até assoalho oceânico (SIMÕES, 1995a), cavalga as rochas do Domínio Externo. Apresenta os graus mais elevados de deformação e metamorfismo (xisto verde médio a granulito), obliterando praticamente todas as feições sedimentares e gerando foliações compostas. É representado na região estudada pela *Nappe* de Passos (VALERIANO *et al.* 1995).

O Domínio Externo se encontra sotoposto ao Domínio Interno. Os litotipos incluídos no Domínio Externo na área em estudo compreendem basicamente quartzitos, xistos e filitos, pertencentes ao Grupo Canastra, sedimentos representando fácies de plataforma proximal de margem passiva (SILVA, 2003) metamorfisados na fácies xisto verde inferior, preservando muitas características sedimentares.

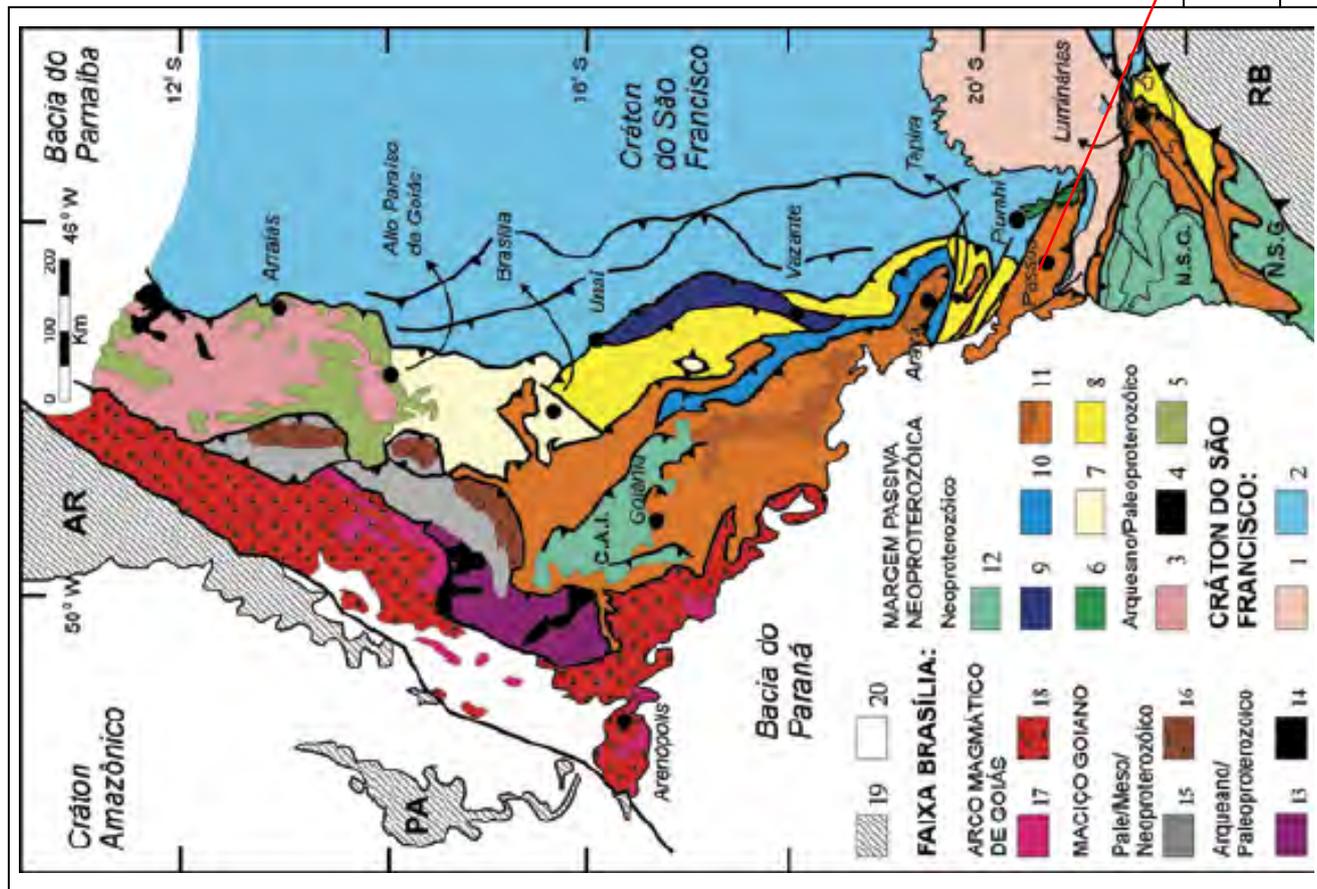


Figura 3.1: Unidades Tectônicas da Faixa Brasília (Valeriano et al. 2004 compilado de Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000; Valeriano et al., 2004; Seer, 1999; e Silva, 2003). Com indicação das áreas mapeadas

#### LEGENDA

- 1- Terrenos granitogreenstone e gnaiss-migmatíticos arqueano/paleoproterozóicos;
- 2- Coberturas metassedimentares autóctones/parautoctones (Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí);
- 3- Terrenos granitogreenstone, gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos;
- 4- Greenstone-belts arqueanos/paleoproterozóicos;
- 5- Sucessões de rift Pale a mesoproterozóico (Grupo Arai);
- 6- Sistema de Cavalcamento Ilicinea-Piumhi. Sucessões neoproterozóicas de margem passiva;
- 7- Grupo Paranoá;
- 8- Grupo Canastra;
- 9- Grupo Vazante;
- 10- Grupo Ibiá;
- 11- Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincolisionais (castanho);
- 12- Nappes granulíticas (CAI - Complexo Anápolis- Itaçu; N.S.G. - Nappe Socorro- Guaxupé);
- 13- Complexos granito-gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos;
- 14- Greenstone-belts arqueano/paleoproterozóicos;
- 15- Sucessões vulcano-sedimentares de rift mesoproterozóicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa);
- 16- Complexos básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozóicos;
- 17- Sucessões vulcano- sedimentares meso a neoproterozóicas;
- 18- Ortognaisses e rochas granitoides neoproterozóicas;
- 19- Faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20- coberturas sedimentares fanerozóicas.

Nappe de Passos

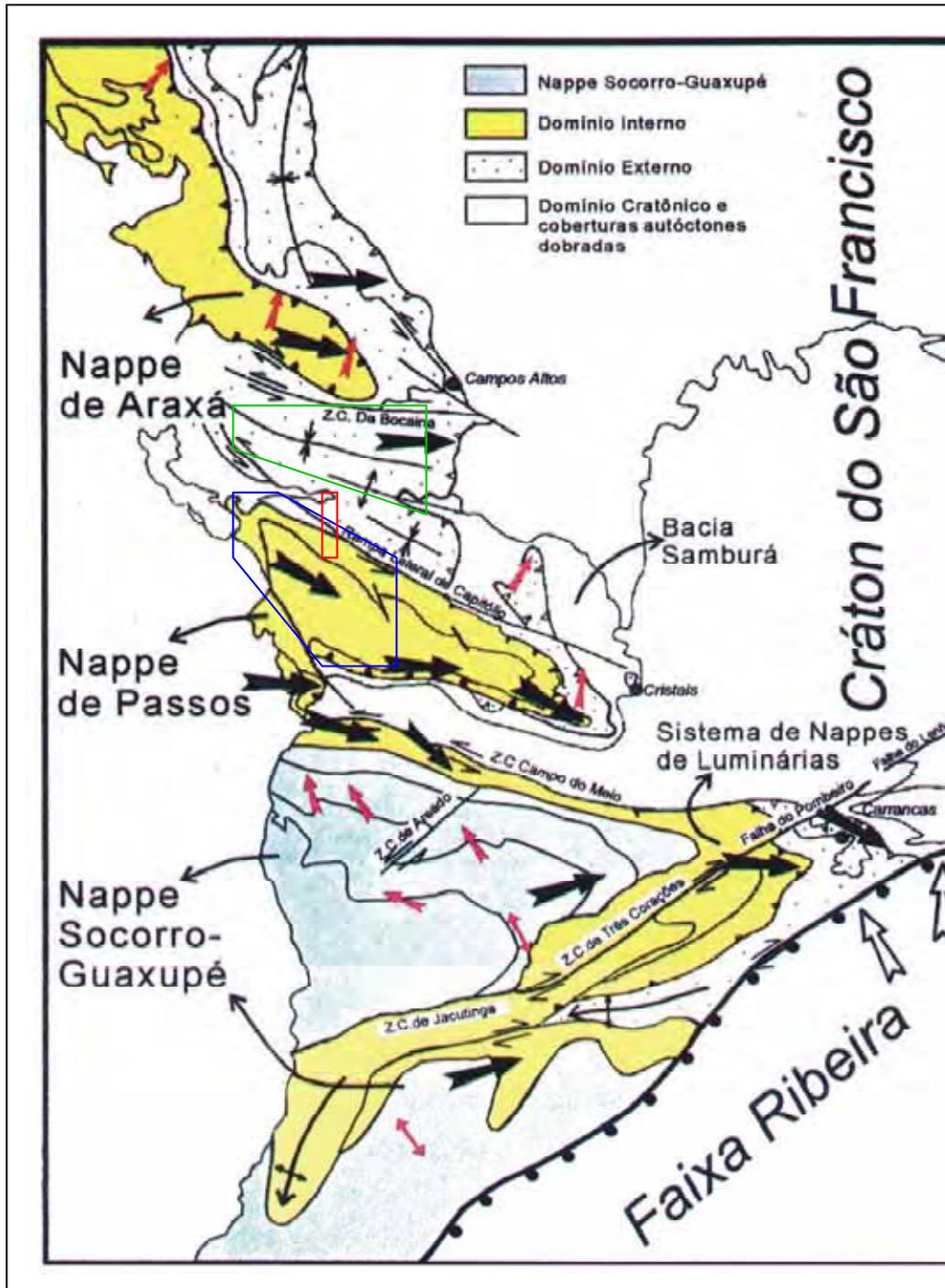


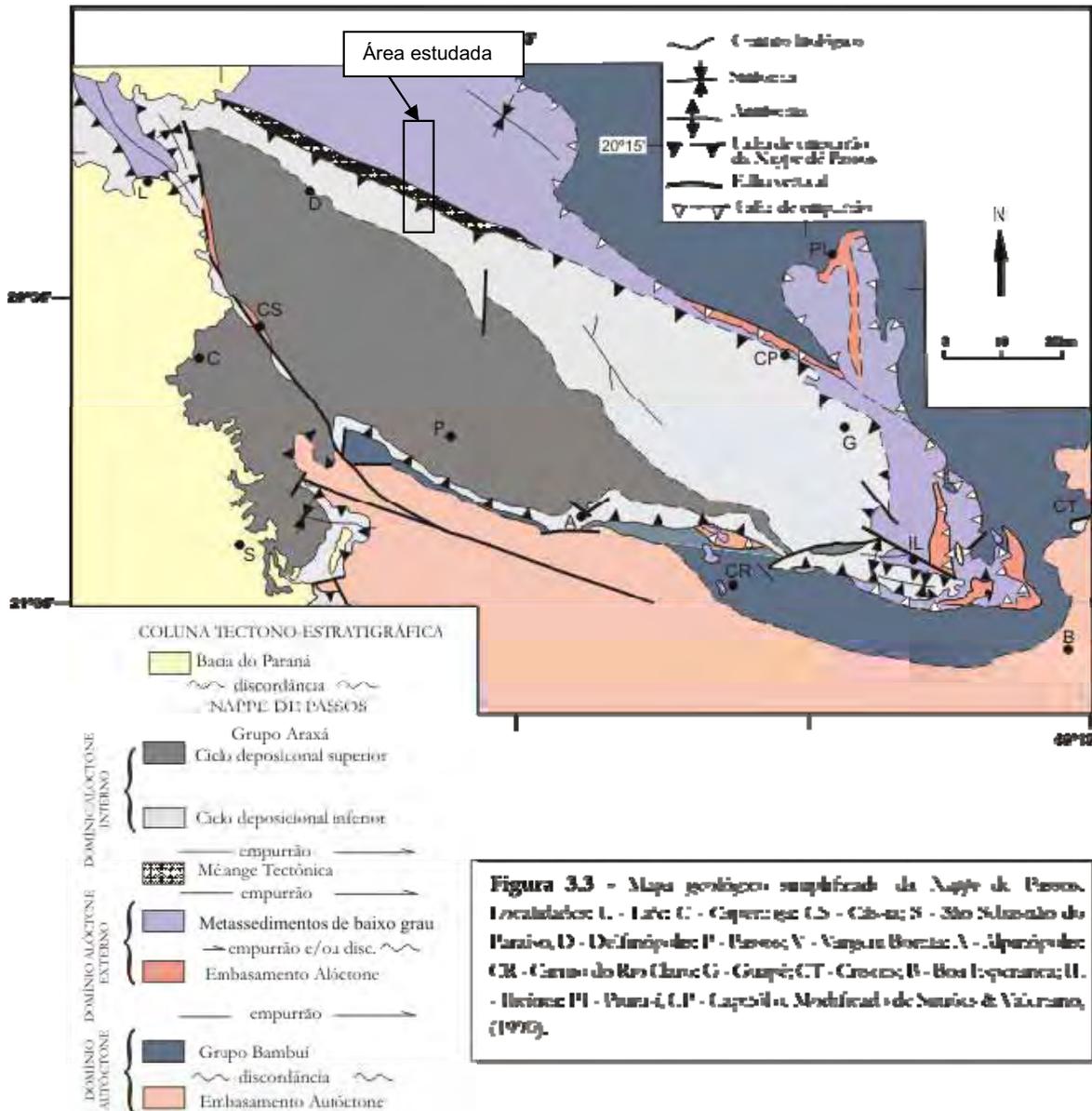
Figura 3.2 – Parte da Faixa Brasília Meridional. Setas em preto: sentido de transporte Brasileiro (640 – 620 Ma). Setas em vermelho: Transporte Tectônico pré-brasiliano; setas duplas onde o sentido não é claro. VALERIANO (1999). As áreas em verde e azul correspondem aproximadamente às áreas mapeadas por Silva (2003) e Simões (1995) respectivamente, de onde foram extraídos os dados para a confecção da Tabela 3.1 (pág. 42), e em vermelho a área estudada no atual projeto.

### 3.3.1 Domínio Interno

Na área investigada o Domínio Interno é representado pela *Nappe* de Passos (**Figura 3.3**), uma importante unidade geotectônica situada no sudoeste do estado de Minas Gerais, destacada primeiramente por Teixeira & Danni (1978), e posteriormente teve seus limites melhor definidos pelos trabalhos de diversos autores (MORALES *et al.*, 1983; HEILBRON *et al.*, 1987; SIMÕES *et al.*, 1988; VALERIANO *et al.*, 1995; SIMÕES, 1995a). Esta *nappe* se estende por pelo menos 150 km, na direção NW-SE, sendo limitada a norte pela denominada Rampa Lateral de Capitólio (VALERIANO *et al.*, 1995), uma estrutura originalmente dúctil de movimento sinistrógiro, mas que possivelmente teve reativações tardias em fases mais rúpteis; a sudeste é limitada pelo Sistema de Cavalgamentos Ilícinea-Piumhi (VALERIANO, 1995); e a sul, próximo a São Sebastião do Paraíso, por zonas de cisalhamento verticais com direção E-W relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (MORALES, 1993).

A *Nappe* de Passos é formada por 3 grandes dobras, denominadas de norte para sul de Braquissinforma de Passos (SIMÕES, 1995a), que compreende a maior parte da *nappe*, a Antiforma de Itaú de Minas e a Sinforma da Serra do Chapadão (MORALES *et al.*, 1996), resultando em uma grande estrutura sinclinorial.

O Grupo Araxá, no contexto da *Nappe* de Passos, foi dividido por Simões (1995a) em nove unidades litoestratigráficas, denominadas da base para o topo de A a I. As três primeiras unidades (A, B e C), compõem o Ciclo Deposicional Inferior, caracterizado por sedimentação essencialmente matura (quartzitos e metapelitos), representando metassedimentos plataformais. Esse ciclo evolui transicionalmente para o Ciclo Deposicional Superior, formado pelas unidades D a I, que são compostas essencialmente por xistos e paragnaisses, representando participação de sedimentação imatura em um ambiente de plataforma profunda a talude continental. Rochas metabásicas são encontradas subordinadamente ao longo de toda seqüência, representando possivelmente basaltos continentais e basaltos do tipo E-MORB (VALERIANO, 1992; VALERIANO & SIMÕES, 1996 e SIMÕES *et al.*, 1998).



**Figura 3.3 – Mapa Geológico simplificado da Nappe de Passos.**

Zanardo (1992) e Simões (1995a) também destacam a ocorrência de um metamorfismo invertido para as rochas que compõem a *Nappe* de Passos, onde os dados geotermobarométricos indicam temperaturas do auge metamórfico variando de 450° C e 6 kbar na base a 750° C e 11 kbar no topo. Luvizotto (2003) descreve a ocorrência de retroeclogitos em rochas do Grupo Araxá, na região de São Sebastião do Paraíso, e sugere temperaturas maiores que 750°, que indicam condições de reequilíbrio em fácies granulito e pressões superiores a 14 kbar. O auge metamórfico é datado de 640 +/- 4 Ma (U-Pb) (VALERIANO *et al.* 2004) e, essa inversão pode ser

explicada com uma subducção das rochas da *nappe* em fases precoces da orogênese brasileira, através de uma zona de subducção que mergulhava aproximadamente para W. Posteriormente, essas rochas foram rapidamente exumadas e empurradas contra o Cráton do São Francisco, preservando a inversão das isotermas geradas na zona de subducção (SIMÕES, 1995a).

### **3.3.2 Domínio Externo**

O Domínio Externo é cavalgado pela *Nappe* de Passos e cavalga o Domínio Cratônico. O limite entre esse domínio e o Interno (*Nappe* de Passos), no contexto estudado, é marcado pela Rampa Lateral de Capitólio. As rochas que compõem o Domínio Externo, na área trabalhada, são basicamente: quartzitos, xistos e filitos atribuídos ao Grupo Canastra; a sudeste, é representado por rochas do Grupo Bambuí e pelo Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi, uma complexa unidade tectônica imbricada e dobrada, que foi detalhada por Valeriano (1999), composta por numerosas escamas de empurrão, que envolvem rochas arqueanas pertencentes ao *Greenstone-belt* de Piumhi e metassedimentos de baixo grau metamórfico de idade posições duvidosas, também cavalgadas pela *Nappe* de Passos, em situação de rampa frontal.

Em mapeamento geológico em área adjacente à do presente estudo, na região de Tapira, Silva (2003) reconheceu vários domínios litotectônicos (denominados de Domínios Norte, Sul, Leste e Oeste) e definiu as rochas correlacionáveis com o Grupo Canastra como metassedimentos representantes de ambientes de plataforma proximal (Domínio Sul) e plataforma distal (escamas: inferior e intermediária, Domínio Leste; e, escama 1, Domínio Oeste).

No Domínio Sul foram divididas quatro unidades onde ocorre predominância de metassedimentos psamíticos, com seus constituintes bem selecionados, arredondados e com alto grau de maturidade. Essas unidades foram metamorfisadas em fácies xisto verde inferior e se encontram pouco deformadas, estando preservados grãos sedimentares e estruturas primárias, como acamamento e marcas de onda (SILVA, 2003).

As seqüências litoestratigráficas levantadas para as escamas Inferior e Intermediária, do Domínio Leste (DE), e a escama 1, do Domínio Oeste (DW), correspondem a um pacote que intercala metassedimentos psamíticos com psamo-pelíticos, marcados pela presença de um nível pelítico onde com freqüência ocorre

grafita. O metamorfismo nessas unidades alcança graus mais elevados, atingindo a zona da granada da fácies xisto verde nas escamas Intermediária (DE) e 1 (DW) (SILVA, 2003).

### **3.3.3 Geologia Estrutural da Faixa Brasília Meridional**

A Faixa Brasília Meridional (FBM) é marcada por cavalgamentos em direção a leste que promoveram a imbricação de diferentes unidades litoestratigráficas, dispostas com orientação aproximadamente NNW. Ainda são registradas ocorrências de diversas zonas de cisalhamento verticais com direção WNW-ESE, algumas contemporâneas aos cavalgamentos (ex. Rampa Lateral de Capitólio (VALERIANO *et al.* 1995; SIMÕES, 1995a)), outras posteriores (ex. Zona de Cisalhamento da Canastra (SILVA, 2003)), e outras ainda não estudadas em detalhe suficiente. Em função deste padrão estrutural, identifica-se na FBM uma compartimentação vertical marcada pela imbricação de domínios litotectônicos definidos por escamas de empurrão e, uma compartimentação longitudinal devida aos truncamentos causados pelas zonas de cisalhamento transversais (SILVA 2003).

O padrão estrutural descrito para *Nappe* de Passos inclui 4 fases deformacionais, sendo as duas primeiras as mais importantes, responsáveis pela formação da foliação principal (S1//S2) e pelo transporte da *nappe* (sin-D2). A foliação S2 geralmente é paralela à estratificação primária (S0). Sobre a foliação S2 observa-se uma forte lineação mineral de direção WNW-NW presente em todos os níveis estratigráficos, à qual são paralelos os eixos das abundantes dobras apertadas a isoclinais da fase D2. Os indicadores cinemáticos observados evidenciam transporte tectônico para ESE (SIMÕES, 1995a).

Esse padrão estrutural descreve bem a situação geral descrita para a *Nappe* de Passos, mas é incompleta para a parte norte, onde as estruturas tornam-se mais complexas devido à presença da rampa lateral. Nessa região predomina uma foliação vertical, mas ainda ocorre, em variados graus de intensidade e penetratividade, uma foliação de baixo ângulo que corta as estruturas de alto ângulo. A seqüência de superposição das estruturas de alto e baixo ângulo, bem como a cinemática e o significado tectônico das foliações de baixo ângulo tardias, ainda não são bem compreendidas (SIMÕES, 1995b).

Já no Domínio Externo, na região de Tapira, Silva (2003) descreve o desenvolvimento de seis fases de deformação, sendo as que as duas primeiras, juntamente com o S0 geraram uma foliação composta (S0//S1//S2), caracterizada pelo paralelismo de três estruturas, a estratificação primária (S0) e duas foliações tectônicas (S1 e S2). Essa foliação composta é dobrada com amplitudes quilométricas pela fase D3, sendo posteriormente cortadas pela foliação S4, a mais marcante na área mapeada pelo autor acima citado e, provavelmente, correspondendo à foliação S2 descrita por Simões (1995a) na Nappe de Passos. Abaixo segue uma tabela comparativa entre as fases deformacionais descritas para o Domínio Interno e Externo, modificada de Silva (2003).

<b>Domínio Interno (SIMÕES, 1995a).</b>		<b>Domínio Externo (SILVA, 2003).</b>	
<b>D1</b>	Dobras isoclinais recumbentes, eixos N-S; clivagem ardosiana S1 subhorizontal; lineação mineral N-S.	<b>D1</b>	Xistosidade S1
<b>D2 Precocce</b>	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbentes, eixos E-W a NW; clivagem / xistosidade de crenulação S2; lineação mineral/ estiramento paralelos ao eixo das dobras. Na parte norte da Nappe de Passos dobras de escala até quilométrica, com plano axial subvertical.	<b>D2</b>	Auge metamórfico; dobras apertadas, verticais, eixos variando de NW-SE, E-W a N-S; xistosidade/ clivagem de crenulação S2; lineação mineral/ estiramento; transporte tectônico para SE.
		<b>D3</b>	Dobras abertas, normais, com plano axial vertical. Eixo NW-SE, localmente clivagem ardosiana S3.
<b>D2 Tardio</b>	Exumação e colocação da Nappe de Passos e demais nappes internas sobre o Domínio Externo; transporte tectônico para SE; retrometamorfismo.	<b>D4</b>	Dobras apertadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes, eixos NW-SE a E-W; clivagem de crenulação S4; lineação mineral/ estiramento, paralela ao eixo das dobras; transporte em direção a SE.
<b>D3</b>	Dobras suaves a abertas com eixos WNW; falhas subverticais associadas.	<b>D5</b>	Dobras suaves a abertas com eixos NW-SE; zona de cisalhamento subverticais associadas.
<b>D4</b>	Dobras angulares empinadas, crenulações e kinks com eixos N-S; falhas associadas.	<b>D6</b>	Dobras suaves a abertas com eixo N-S; falhas subverticais associadas.

**Tabela 3.1 – Comparação entre as fases de Deformação descritas por Simões (1995) e Silva (2003) em áreas adjacentes a atualmente trabalhada. A disposição dessas áreas em relação a atual pode ser vista na Figura 3.2 (pág. 37).**

#### 4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A geologia da área será apresentada em dois itens principais: Litoestratigrafia e Geologia Estrutural. Esses itens serão prioritariamente descritivos, salvo algumas explicações necessárias para se manter a lógica do texto e as interpretações feitas no final de cada item, buscando a integração e correlação dos dados obtidos ao longo de toda a área. Esses capítulos serão baseados nos dados obtidos através de levantamentos de campo, acrescidos principalmente, das informações extraídas das descrições de lâminas delgadas.

A área enfocada no presente estudo situa-se no contexto da Faixa Brasília Meridional (FBM). Essa faixa é marcada por empurrões contra o Cráton do São Francisco em direção a leste, que promoveram o empilhamento de diversas escamas tectônicas. Limitando esses empurrões ocorrem grandes falhas direcionais que fazem alto ângulo com a direção dos mesmos. Algumas dessas falhas são tidas como posteriores aos cavalgamentos, outras sincavalgamentos, e outras ainda não compreendidas totalmente.

Segundo os critérios propostos por Simões e Valeriano (1990), que se baseiam no grau de deformação/ recristalização e metamorfismo das rochas, somados às informações estruturais aqui obtidas, dividimos a área estudada nos Domínios Interno e Externo da FBM (**Figura 4.1**). O limite entre esses dois domínios, nessa área, é marcado por uma grande falha direcional (rampa lateral), que coloca

lado a lado os referidos domínios, chamada de Rampa Lateral de Capitólio (RLC), balizando a extensão para norte da *Nappe* de Passos (Valeriano *et al.*, 1995 e Valeriano, 1999).

As rochas representantes do Domínio Externo são correlacionadas ao Grupo Canastra (SIMÕES, 1995a) e ainda, uma *mélange* tectônica, que pode ter envolvido além de rochas dos domínios Interno e Externo, rochas atribuídas ao embasamento e ao Grupo Bambuí. Todas essas unidades são afetadas por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil subvertical, associada ao desenvolvimento da RLC. O Domínio Externo é ainda subdividido em três subdomínios, Canastra/ Vão dos Cândidos, Gurita e Babilônia (**Figura 4.1**), separados por duas falhas oblíquas com forte componente direcional e mergulho de alto ângulo. As aqui denominadas de falhas correspondem, no sentido de Ramsay & Huber (1983), às descontinuidades geradas dentro de um cinturão de cisalhamento desenvolvido em regime dúctil-rúptil.

O Domínio Interno é representado por metassedimentos do Grupo Araxá (SIMÕES, 1995a), incluídos na *Nappe* de Passos, envolvidos em uma zona de cisalhamento com mergulho de baixo ângulo com sentido de transporte de topo para ESE, que colocou as rochas do Grupo Araxá sobre o Grupo Canastra. Ele é subdividido em dois subdomínios (Furna e Bateias) através da Falha das Bateias.

As descontinuidades que separam os Domínios Interno e Externo, bem como as que os subdividem, serão melhor discutidas no item Geologia Estrutural.

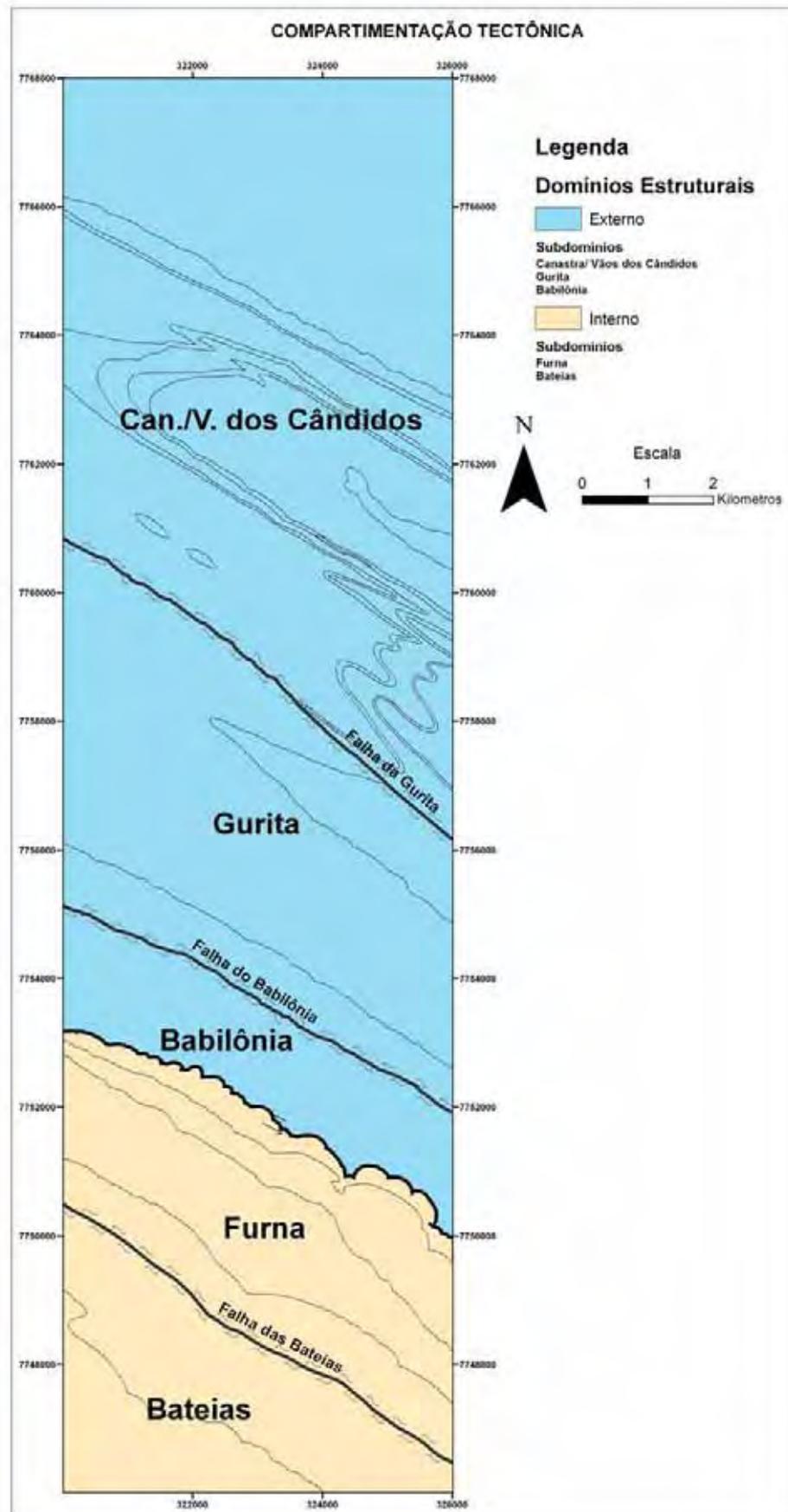


Figura 4.1 - Compartimentação tectônica adotada para a área em estudo.

## 5. LITOESTRATIGRAFIA

Nesse item são descritas separadamente as unidades litológicas reconhecidas nos Domínios Interno (DI) e Externo (DE) (Mapa Geológico Anexo 02/ **Figura 5.2**). A estratigrafia apresentada para ambos os domínios, deve ser encarada com algumas ressalvas, devido à história polifásica e à intensa deformação sofrida por essas rochas.

Visto que as rochas do DE provavelmente foram colocadas sobre o Domínio Cratônico através de cavalgamentos de baixo ângulo e, de maneira análoga, posteriormente o DI cavalgou o DE, poderiam ter se formado falhas inversas paralelas a subparalelas ao acamamento sedimentar.

Outro fator também importante a ser considerado é a deformação imposta a cada domínio. O DE primeiramente foi envolvido por uma zona de cisalhamento subhorizontal, que posteriormente foi sobreposta e mascarada por uma zona de cisalhamento subvertical, relacionada à colocação de *Nappe* de Passos. A *Nappe* de Passos, por sua vez, sofreu forte ação de uma zona de cisalhamento subhorizontal, que, como será mostrado a seguir (Capítulo 6 - Geologia Estrutural), agiu sobre estruturas pré-existentes. Essas complicações na história evolutiva de áreas polideformadas podem levar a geração de uma falsa estratigrafia, como citada por Simões (1995a), se referindo a própria *Nappe* de Passos, e Willians & Jiang (2005), investigando processos de deformação em níveis crustais profundos (**Figura 5.1**).

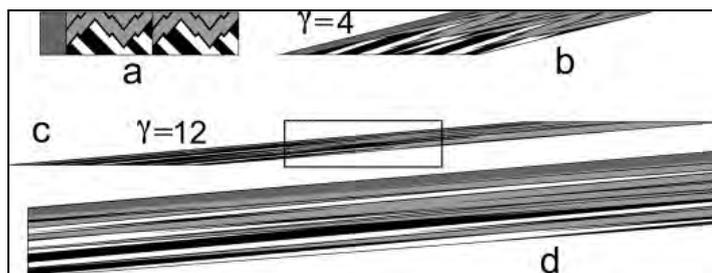


Figura 5.1 - Modificação de dobras normais e uma discordância angular por cisalhamento simples. Com o aumento da deformação cisalhante todos os marcadores são inclinados, até fazerem ângulos pequenos entre si, o que dificulta muito o reconhecimento de um não paralelismo em campo. Detalhe: (d) retangular indicado em (c), contém várias charneiras de dobras, bem como a discordância.

## 5.1 DOMÍNIO EXTERNO

O Domínio Externo corresponde à grande parte da área mapeada e foi dividido em três subdomínios (**Figura 4.1**). Os subdomínios Canastra/Vão dos Cândidos e Gurita são separados pela Falha da Gurita, situada no pé da serra de mesmo nome. Separando os subdomínios Gurita e Babilônia ocorre a Falha do Babilônia, aproximadamente paralela ao curso do Ribeirão da Babilônia.

A litologia que compõe esses subdomínios corresponde basicamente a metassedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos de baixo grau metamórfico. Os metassedimentos psamíticos e psamo-pelíticos muitas vezes apresentam o contorno dos grãos sedimentares preservados, principalmente a norte da Serra da Gurita. Ocorrem ainda subordinadamente rochas metabásicas, encontradas somente no subdomínio Canastra/Vão dos Cândidos. O subdomínio Babilônia possivelmente representa uma *mélange* tectônica, formada durante o desenvolvimento da RLC e que envolveu, provavelmente, rochas dos Domínios Crâtonico, Externo e Interno.

### 5.1.1 Subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos

O mapeamento desse subdomínio permitiu individualizar oito unidades litoestratigráficas, distinguidas por contrastes litológicos que ressaltam diferenças no relevo. Este conjunto de unidades está estruturado segundo grandes dobras e será descrito da base para o topo de acordo com o empilhamento estrutural/ estratigráfico identificado.

A unidade **CVC-1** é composta por muscovita quartzitos (**Figura 5.3**) de coloração esbranquiçada com intercalações milimétricas e raras centimétricas de níveis esverdeados formados por muscovita de cor verde; a coloração esverdeada dessa muscovita foi explicada por Simões (1995a), com base em dados de microsonda, como uma variedade desse mineral mais rico em ferro.



**Figura 5.2 – Mapa Geológico da área estudada.**

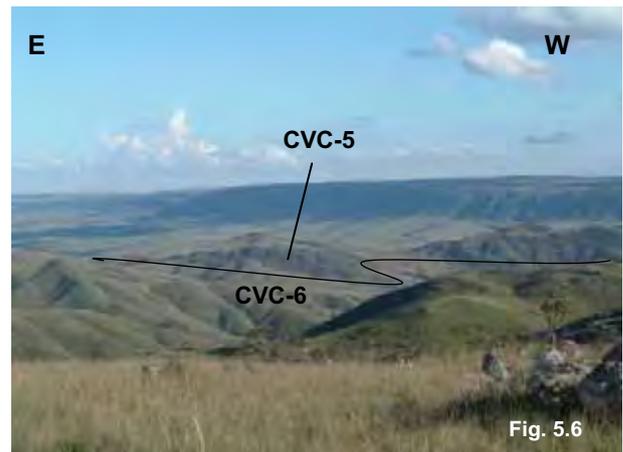
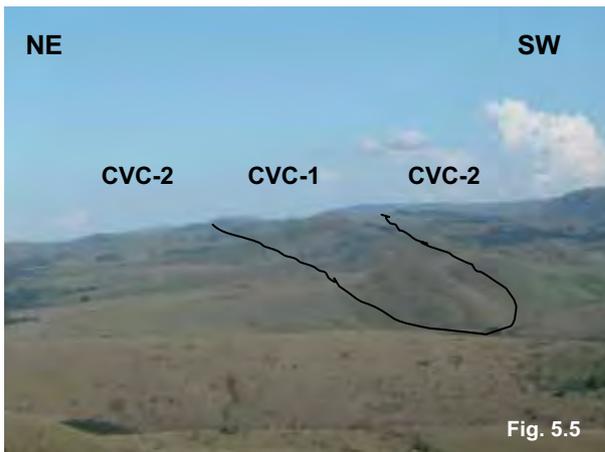
Essa litologia apresenta granulação fina a muito fina e se encontra geralmente muito alterada, tendo afloramentos freqüentes em cortes de trilhas e nos topos dos morros. Essa unidade sustenta morros com topos arredondados mais elevados (**Figura 5.5**), em meio ao relevo mais rebaixado da unidade **CVC-2**, correspondendo ao núcleo da Antiforma do Vão dos Cândidos (Capítulo 6 - Geologia Estrutural, Mapa Geológico **Anexo 02**).

O contato entre as unidades **CVC-1** e **CVC-2** aparenta ser brusco com os níveis xistosos, representados por muscovita xisto prateados, que apresentam coloração rosada quando alterados, dominando a porção basal da unidade **CVC-2**. Em direção ao topo, essa unidade gradualmente se enriquece nas frações quartzosas, resultando nos níveis intermediários em uma intercalação métrica de quartzo-muscovita xisto e quartzo xisto esbranquiçados com níveis de muscovita verde, que ficam vermelhas quando alteradas (**Figura 5.4**). No topo dessa unidade ocorrem, intercalados aos xistos, quartzitos micáceos (muscovita verde) beges, amarelados a esbranquiçados, com granulação fina a muito fina, indicando que essa unidade transiciona para a unidade estratigraficamente superior.

Alguns níveis decimétricos de xistos compostos essencialmente por muscovita verde ocorrem intercalados com os xistos acima citados, e essas camadas se encontram boudinadas, por serem mais resistentes; ainda, próximo à charneira da Antiforma do Vão dos Cândidos, ocorrem outros níveis de muscovita xisto verde, discordantes do S0 e paralelos ao S2 (Sne). O relevo sustentado pela unidade **CVC-2** é marcado por amplas colinas, apresentando-se pouco acidentado; principalmente na parte norte do Vão dos Cândidos (**Figura 5.5**), a sul do Córrego do Nogueira o relevo se torna pouco mais acidentado, provavelmente por essa unidade estar toda dobrada. Os afloramentos nessa unidade são escassos, ocorrendo principalmente em drenagens; os quartzitos e quartzo xistos também afloram em cortes de trilha e em alguns afloramentos rasteiros, onde o solo é pouco espesso.

As unidades **CVC-3**, **CVC-4** e **CVC-5** poderiam ser descritas conjuntamente como uma única unidade, entretanto, devido ao mapeamento detalhado dos quartzitos das unidades **CVC-3** e **CVC-5**, pôde-se individualizá-los do pacote de quartzitos micáceos, quartzo xistos e xistos, que ocorrem entre eles e compõem a unidade **CVC-4**. Na porção sul do Vão dos Cândidos, a sul do Córrego do Nogueira, e mais próximo ao paredão da Serra da Gurita, não conseguimos fazer o

mapeamento das unidades litológicas na mesma escala de detalhe que na parte norte do mesmo vale, como pode ser visto no Mapa de Pontos (**Anexo 01**). Dessa maneira extrapolamos os níveis de quartzito **CVC-3** e **CVC-5**, para base e topo, respectivamente, da unidade entendida como sendo a mesma que representa em conjunto as unidades **CVC-3**, **CVC-4** e **CVC-5**.



**Figura 5.3 – Quartzito micáceo da unidade CVC-1 (TM- 23). Detalhe mostrando a intercalação de níveis de muscovita verde, rica em ferro, com níveis esbranquiçados, ricos em quartzo.**

**Figura 5.4 – Quartzito xisto da unidade CVC-2 (TM-8). Intercalação milimétrica de níveis quartzosos com níveis micáceos. A muscovita alterada apresenta coloração avermelhada.**

**Figura 5.5 – Foto de paisagem mostrando os morros mais elevados sustentados pelos quartzitos da unidade CVC-1 em meio ao relevo suave formado a partir da unidade CVC-2. A unidade CVC-1 aflora no núcleo da Antiforma do Vão dos Cândidos (Capítulo 6 – Geologia Estrutural).**

**Figura 5.6 – Foto de paisagem tirada de cima da Serra da Canastra, mostrando as cristas mais elevadas formadas pelos quartzitos da unidade CVC-5, no domínio do Vão dos Cândidos. No fundo destaca-se a Serra da Gurita/Chapadão da Babilônia, sustentados pelos Quartzitos da unidade Gu-2 (Traço preto representando aproximadamente o topo da unidade CVC-5, mostrando a dobra parasítica da Antiforma do Vão dos Cândidos (Capítulo 6 – Geologia Estrutural)).**

As unidades **CVC-3** e **CVC-5** são compostas por camadas contínuas de quartzito de granulação mais grossa que os encontrados nas unidades anteriores, e por isso se destacam no relevo, em meio aos xistos que são predominantes no Vale entre as Serras da Canastra e Gurita (Vão dos Cândidos). Essas camadas serviram como guias por serem facilmente mapeadas e permitiram delinear com maior precisão as estruturas desenhadas pelo S0 nesse subdomínio, que serão detalhadas no capítulo de Geologia Estrutural (**Figura 5.6**).

Os quartzitos (**Figuras 5.8 e 5.9**) dessas unidades são geralmente bem foliados e possuem bons afloramentos, principalmente no flanco norte da Antiforma do Vão dos Cândidos, onde as cristas formadas por eles se destacam e formam alguns paredões, resultando em inúmeras cachoeiras (**Figura 5.7**). No flanco sul da Antiforme do Vão dos Cândidos, próximo a Serra da Gurita, os quartzitos dessas unidades não são tão expressivos no relevo, provavelmente pelo metamorfismo e deformação aumentarem em direção a sul (como será discutido nos capítulos posteriores), o que poderia facilitar a alteração dos mesmos, mas mesmo assim, em detalhe, continuam sendo boas camadas guias.

São compostos essencialmente por quartzo e muscovita, mas em geral são pouco micáceos (2-20% de mica), apresentam grãos sedimentares de quartzo arredondados a subarredondados preservados (até 35%), imersos em uma matriz fina de quartzo recristalizado (< 0,5mm). Os principais minerais acessórios correspondem a opacos, turmalina e zircão. Possuem coloração esbranquiçada a amarelada, sendo que os níveis mais micáceos ganham uma cor alaranjada devido à alteração das micas. Apresentam textura granoblástica, formada por grãos inequigranulares, e os agregados de grãos de quartzo apresentam morfologia do tipo seriada-interlobada (MOORE, 1970 *apud* PASSCHIER & TROUW, 1996). Raramente ocorrem intercalados a esses quartzitos níveis centimétricos de arenito seixoso, com raros seixos ultrapassando 1 cm de diâmetro. No flanco Sul da Antiforme do Vão dos Cândidos ocorrem veios de quartzo de espessura decimétrica, paralelos ao S0. A unidade **CVC-3** grada para a unidade **CVC-4**, mas o contato entre as unidades **CVC-5 e CVC-6** é brusco, aparecendo níveis xistosos logo acima do quartzito.



Fig. 5.7



Fig. 5.8



Fig. 5.9



Fig. 5.10



Fig. 5.11



Fig. 5.12

Figura 5.7 – Cachoeira formada no contato entre as unidades CVC-4 e CVC-5 (TM-61)

Figura 5.8 – Detalhe mostrando os quartzitos esbranquiçados que compõem a unidade CVC-5 (TM- 4). O S0 é marcado pela intercalação de níveis micáceos e de opacos; nessa foto ele se encontra subhorizontal cortado pela foliação principal (Sne), subvertical.

Figura 5.9 – Afloramento de quartzito micáceo (muscovita verde) da unidade CVC-2 (TM-191). O S0//Sne-1 é marcado pela intercalação desses níveis micáceos, que nesse ponto, desenha dobras em S olhando pra NW.

Figura 5.10 – Detalhe do gnaiss que aflora no ponto TM-53. Podemos ver os fenocristais de albíta (branco), epidoto (verde claro) e a matriz (verde escura) que é formada principalmente por clorita e quartzo.

Figura 5.11 – Fotomicrografia do gnaiss que aflora no ponto TM-53 (fig. 5.12). Base da foto – 5mm. Nicóis //.

Figura 5.12 – Fotomicrografia da rocha encontrada no ponto TM-202, muito parecida com a encontrada nos Pontos TM-53 e 207 (Fig. 5.11). Base da foto – 5mm. Nicóis X.

A unidade **CVC-4** é composta principalmente por muscovita xisto de coloração prateada, ocorrem ainda em menor quantidade camadas métricas de quartzitos micáceos e quartzo xisto esbranquiçados contendo muscovita esverdeada. Essas litologias ocorrem em um estreito baixo entre as cristas das unidades adjacentes. Os muscovita xisto normalmente se encontram alterados, apresentando coloração avermelhada a alaranjada, tendo bons afloramentos apenas em drenagens na forma de lajeiros. Nota-se o aumento da quantidade de quartzo nas rochas dessa unidade em direção às cristas das unidades **CVC-3** e **CVC-5**, resultando nos níveis de composição intermediária entre os quartzitos dessas unidades e o muscovita xisto prateado. Nessa unidade, perto da charneira da Antiforme do Vão dos Cândidos, também foram observados os níveis de muscovita xisto (verde), citados na descrição da unidade **CVC-2**, discordantes do S0, e subparalelos ao S2 (Sne); seguindo esses níveis, vimos que eles cortam as unidades **CVC-5**, **CVC-4**, **CVC-3** até a unidade **CVC-2**, não sendo observado na unidade **CVC-6**. As muscovitas vistas nessa rocha apresentam granulação mais grossa do que nas demais.

Ainda nessa unidade, foi encontrada no flanco sul da Antiforme do Vão dos Cândidos (pontos TM-53 e TM-207 – **Figuras 5.10 e 5.11**) uma rocha de composição gnáissica, formada basicamente por quartzo, albita e clorita, com os cristais de albita alterados para epidoto; e no ponto TM-202 (**Figura 5.12**), na parte sul do Vão dos Cândidos, uma rocha bem parecida composta por quartzo, clorita e epidoto, possivelmente não tendo albita por já ter se transformado em epidoto. Essas rochas aparentemente são concordantes com S0 e estão em posições estratigráficas semelhantes, bem próximas ao contato com a unidade **CVC-3**; ocorrem ainda, em ambas, traços de turmalina, sulfetos (pirita), biotita, estilpnomelana e actinolita. Apresentam textura porfirolepidoblástica, resultado da presença de porfiroblastos inequigranulares de epidoto e albita, e de clorita e quartzo marcando a foliação.

A unidade **CVC-6** é constituída por uma intercalação (métrica) de muscovita xisto, quartzo muscovita xisto e albita-muscovita xisto (às vezes muito ricos em albita, podendo ser chamados de gnaisses), com crescentes ocorrências em direção ao topo de lentes e camadas (decimétricas) de quartzitos micáceos de coloração esbranquiçada e alguns de coloração acinzentada devido à presença de opacos.

As cores dos xistos variam de cinza mais escuro (menos muscovíticos) a prateados (mais micáceos). Nos quartzos xistosos os níveis mais quartzosos apresentam coloração amarelada. Esses xistos são compostos essencialmente por quartzo, muscovita e albita, que ocorrem em proporções variadas. A albita geralmente é difícil de ser notada em campo devido ao grau de alteração das rochas, mas é facilmente confirmada em descrição microscópica em praticamente todos os xistos, mesmo nos mais micáceos. Como minerais acessórios ocorrem opacos e epidoto, e ainda traços de titanita (**Figuras 5.14 e 5.16**).

É possível notar um bandamento composicional marcado pela intercalação de níveis mais ricos em muscovita e níveis mais quartzo-feldspáticos, conferindo à rocha uma textura granolepidoblástica formada por grãos anedrais de quartzo e albita e palhetas de muscovita. Em alguns lajeiros mais amplos encontrados em drenagens é possível notar, em escala menor, a variação entre os termos mais muscovíticos, que são mais prateados, os termos mais albiticos e ricos em opacos, que são cinza escuros, e as frações mais quartzosas. Ocorrem ainda camadas centimétricas de quartzitos, sendo que nessas porções mais psamíticas aparecem grãos sedimentares preservados.

Em geral, os afloramentos são escassos na parte norte do Vão dos Cândidos, onde esta unidade aflora como uma faixa mais estreita, sendo mais encontrados em drenagens e com forte grau de intemperismo (**Figura 5.13**), o que torna difícil em campo a distinção das litologias xistosas. Na parte sul do Vão dos Cândidos, onde esta unidade aflora com maior extensão, pela envoltória de S0 estar subhorizontal, o relevo se torna bastante suave e essas litologias afloram constantemente na forma de blocos (**Figuras 5.15 e 5.17**). Normalmente as frações mais muscovíticas ocorrem na parte basal dessa unidade e geram voçorocas, onde elas afloram com uma cor de alteração arroxeada.

As rochas interpretadas como metabásicas (TM-67 e TM-68 – **Figura 5.18**) ocorrem como lentes intercaladas aos xistos acima descritos e são compostas principalmente por clorita, albita, ocorrendo quartzo em proporções variadas. Os minerais que aparecem como acessórios são: titanita, que formam aglomerados, dando impressão de se tratarem de opacos; muscovita, muito pequena; e opacos que às vezes podem chegar a 10% da composição. Apresentam coloração verde escura.



Fig. 5.13



Fig. 5.14



Fig. 5.15

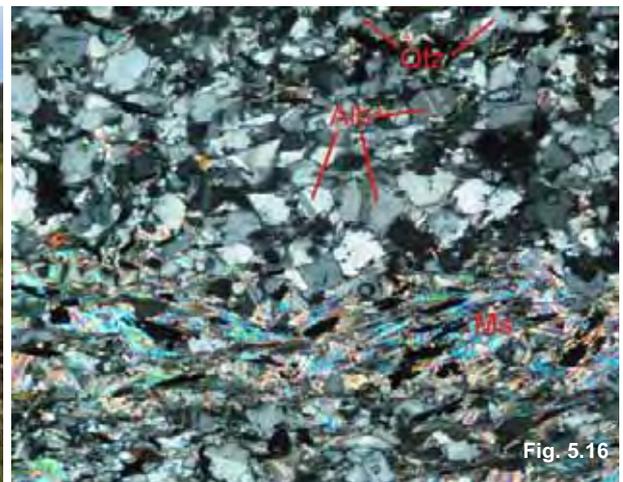


Fig. 5.16

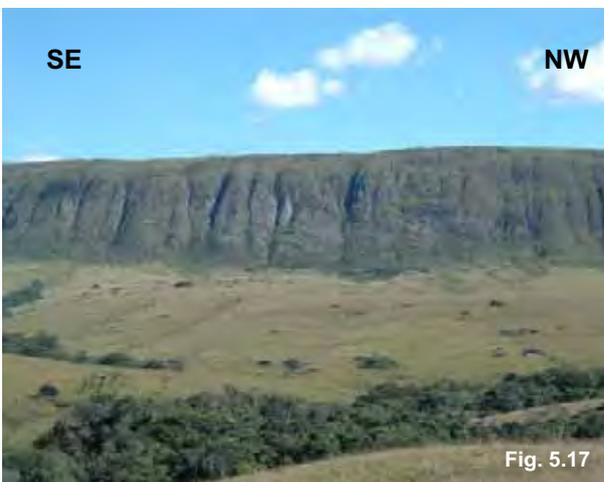


Fig. 5.17

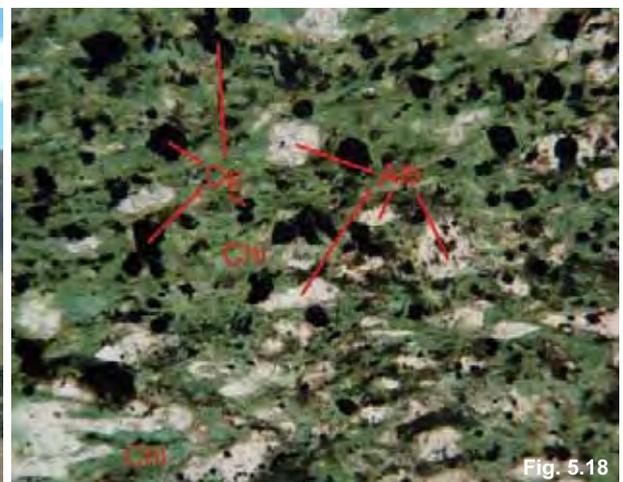


Fig. 5.18

Figura 5.13 – Afloramento de muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-16). Os xistos da unidade CVC-6 possuem poucos afloramentos, apresentando alguns afloramentos em drenagens, mas mesmo assim bastante alterados.

Figura 5.14 – Fotomicrografia do albita-muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-16). Rocha com textura lepidoblástica marcada pelas muscovitas. Base da foto – 1mm. Nicóis X.

Figura 5.15 – Afloramento de albita-muscovita xisto da unidade CVC-6 (TM-211), esse tipo de afloramento é bastante comum na parte sul do Vão dos Cândidos.

Figura 5.16 – Fotomicrografia de albita-muscovita xisto que compõe a unidade CVC-6 (TM-211). Rocha composta por albita, muscovita e quartzo, com opacos como acessórios. Ocorrem também traços de um mineral marrom, podendo se tratar de estilpnomelana ou biotita.

Figura 5.17 – Foto mostrando o relevo suave sustentado pela unidade CVC-6. Notar a presença da quantidade de afloramentos, que ocorre nessa unidade (pontos pretos no relevo suave),

alguns atingindo dimensões decamétricas (Figura 5.15). Ao fundo paredão da Serra da Guarita, sustentada pelos quartzitos da unidade Gu-2.

Figura 5.18 – Fotomicrografia de rocha interpretada como metabásica (TM-67) que ocorre na unidade CVC-6. Ela é composta essencialmente por clorita e albita, com porções mais ricas em quartzo e forte presença de opacos.

O contato com a unidade subjacente é gradacional, marcado pelo aumento da frequência de níveis quartzíticos. A parte basal da unidade **CVC-7** é marcada por uma camada de quartzito de aproximadamente 30 metros, que gradua para quartzo xisto e filitos, que são predominantes nessa unidade, mas com freqüentes intercalações quartzíticas.

Os quartzitos mais micáceos apresentam cor branca a amarelada e encontram-se finamente foliados; os mais maciços são acinzentados devido à presença significativa de opacos. São compostos por quartzo e muscovita, e os minerais acessórios são: opacos, turmalina e zircão. Apresentam textura granoblástica, marcada por grãos de quartzo anedrais; e a morfologia dos agregados de grãos é do tipo seriado-interlobado. Os quartzos-muscovita xisto são de coloração amarelada, com os níveis muscovíticos arroxeados e tendo minerais opacos como acessórios. Os filitos (**Figura 5.21**) são basicamente sericíticos, textura lepidoblástica e apresentam uma coloração roxa marcante. Quando afloram os afloramentos se confundem com os de quartzito.

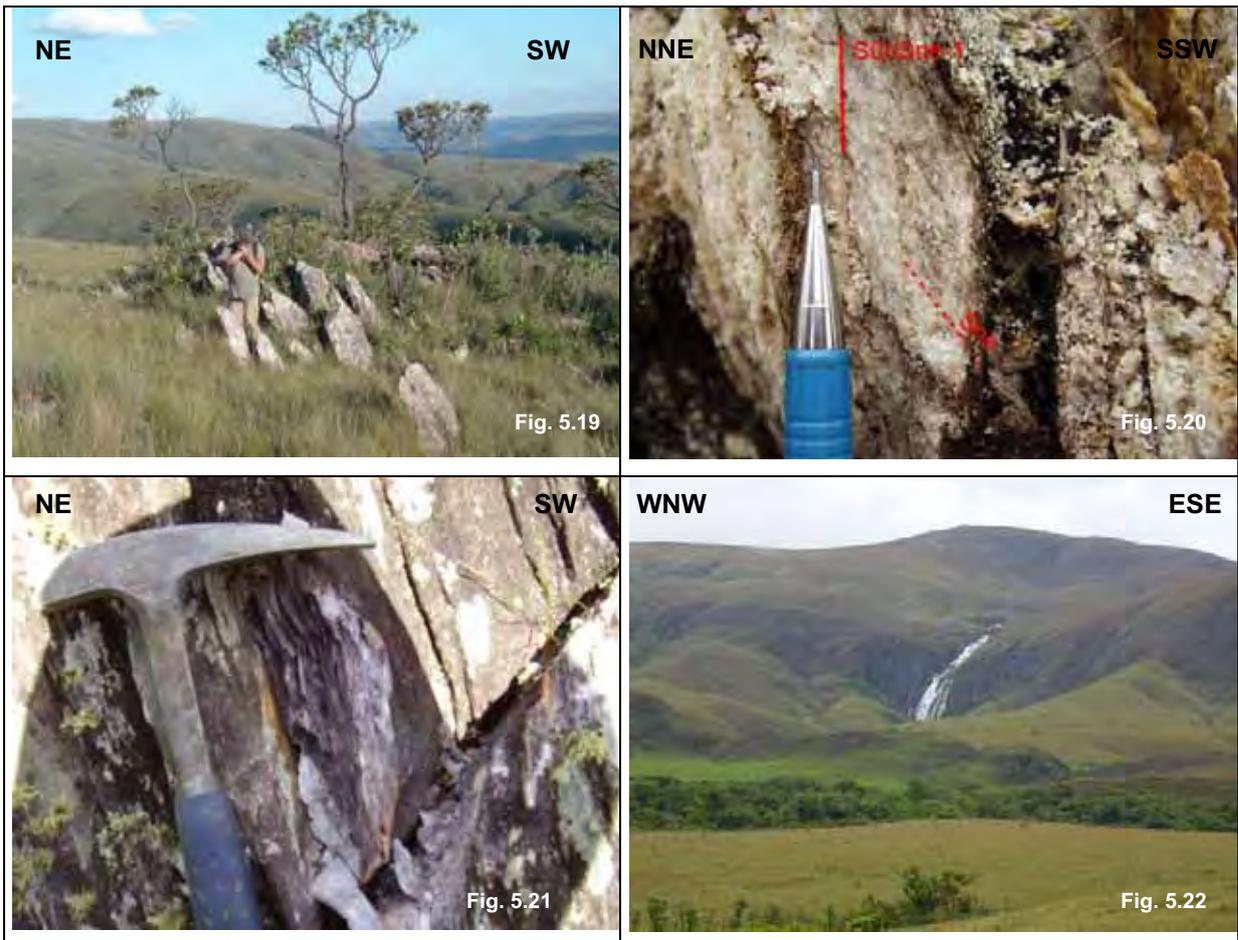
Os afloramentos de quartzito são mais constantes nas cristas ressaltadas no relevo que eles sustentam, enquanto os xistos e filitos afloram em drenagens, nas partes mais rebaixadas do relevo.

O contato com a unidade subjacente é interpretado como gradacional, marcado pelo aumento na frequência das camadas de quartzito, mas não podendo ainda se descartar a possibilidade de se tratar de uma falha paralela ou subparalela ao acamamento sedimentar. A unidade **CVC-8** é essencialmente quartzítica, e sustenta uma feição marcante no relevo da área, a Serra da Canastra (**Figura 5.22**). Seu limite a sul é marcado por uma escarpa íngreme, que no noroeste da área apresenta alguns recortes, o que torna o relevo bastante acidentado. Essa feição poderia ser resultado de alguma complicação estrutural, mas que não foi constatada no mapeamento.

Os quartzitos (**Figura 5.20**) são maciços e apresentam muitos grãos de quartzo com contorno sedimentar preservado (até 80%), imersos em uma matriz muito fina de quartzo recristalizado. Apresentam como minerais acessórios

muscovita, turmalina, zircão e opacos. São de cor branca, cinza e rosados e afloram constantemente como blocos por toda a extensão dessa unidade (**Figura 5.19**). A textura da rocha, o formato dos grãos de quartzo e dos agregados de grãos são iguais aos da unidade **CVC-7**.

Intercaladas com os quartzitos ocorrem camadas métricas do filito arroxeadado descrito na unidade subjacente.



**Figura 5.19** – Afloramento de quartzito da unidade CVC-8 (TM-7), topo da Serra da Canastra. As rochas dessa unidade comumente afloram dessa maneira. Notar camadas (S0//Sne) mergulhando com alto ângulo.

**Figura 5.20** – Detalhe de quartzito da unidade CVC-8 (TM-149). O S0 (bandamento composicional) se encontra subvertical, a foliação Sne, está oblíqua ao S0, mergulhando para SSW.

**Figura 5.21** – Detalhe de afloramento de xisto/filito roxo (TM-181) que ocorre intercalado aos quartzitos da unidade CVC-8 e com mais frequência na unidade CVC-7.

**Figura 5.22** – Vista parcial da Serra da Canastra (ao fundo). Feição Geomorfológica marcada pela unidade CVC-8, dominada por quartzitos.

Cabe ressaltar que em grande parte das litologias, de todas as unidades que ocorrem no subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos, foi observado um mineral marrom que por estar mal formado e em cristais muito pequenos não conseguimos uma identificação segura entre biotita e estilpnomelana. Na lâmina delgada de um

quartzito (TM-14), em que ele ocorre em cristais mais bem formados, definimos esse mineral como sendo estilpnomelana, pela ausência de *bird eyes*. Dessa forma acreditamos que nas demais rochas esses raros e finos cristais devam ser estilpnomelana, mas não descartando a possibilidade de se tratar de biotita.

### **5.1.2 Subdomínio Gurita**

O subdomínio Gurita foi subdividido em três unidades, denominadas de **Gu-1**, **Gu-2** e **Gu-3**. A unidade **Gu-1**, como pode ser visto no Mapa de Pontos (**Anexo 01**), foi pouco visitada, não sendo possível fornecermos muitos detalhes das litologias que ocorrem nessa unidade. Em um único perfil que fizemos foi possível perceber que as rochas que afloram nessa unidade são muito parecidas com as que afloram no Subdomínio anteriormente descrito. Afloram albita-muscovita xistos, com os mesmos tipos de afloramentos descritos para a unidade **CVC-6**, quartzitos micáceos, com mica verde e, muscovita xisto prateados.

A unidade **Gu-2** sustenta, na região central da área, a Serra da Gurita, limitada por duas escarpas íngremes e com o topo bastante aplainado (**Figuras 5.6 e 5.17**), resultado da ação de uma superfície de aplainamento.

Essa unidade é representada por intercalações métricas a centrimétricas de quartzitos com quartzitos micáceos (**Figuras 5.23 e 5.24**), com raras intercalações xistosas que controlam os vales mais encaixados sobre o chapadão. Os níveis de quartzitos mais puros são muito maciços e sustentam verdadeiros muros naturais de quartzito sobre o relevo plano do topo dessa serra.

Os quartzitos geralmente apresentam cores claras variando entre o branco passando pelo amarelo até o alaranjado. Nos níveis mais micáceos, e, ou com opacos é facilmente reconhecido o bandamento composicional (**Figuras 5.24 e 5.25**), que normalmente se encontra dobrado. São compostos por quartzo e quantidades variáveis de muscovita (até 15%), tendo como minerais acessórios: opacos, zircão e turmalina. A textura granoblástica dessas rochas difere das encontradas nos subdomínios anteriormente descritos por apresentarem praticamente todos os cristais de quartzo finamente recristalizados, restando apenas alguns resquícios de grãos sedimentares já bastante deformados. O formato dos agregados de grãos é classificado como inequigranular-interlobado. Na parte mais sul da Serra da Gurita foram encontrados grãos de feldspato em alguns quartzitos, fortemente argilizados, não sendo possível a determinação do tipo dos mesmos.

Os níveis mais micáceos apresentam muscovita xisto e quartzo muscovita xisto prateados, intercalados com níveis centimétricos de um quartzito mais rosado. Afloram raramente no topo da serra, principalmente em trilhas e em cortes de estrada, coincidindo com cabeceiras de algumas drenagens que cortam o chapadão paralelamente a direção das camadas, devendo ter melhores afloramentos dentro das drenagens, que nesta área se encontram bem encaixadas.



**Figura 5.23 – Afloramento de quartzito da Unidade Gu-2 (TM-90). Os quartzitos da unidade Gu-2 sustentam a Serra da Gurita na parte Central da área, e é representada por uma intercalação centimétrica a métrica de quartzitos com diferentes proporções de mica (muscovita), na foto é possível notar esse bandamento composicional (S0), que nesse ponto se encontra íngreme, paralelo a Sne, mas no geral se encontra todo dobrado.**

**Figura 5.24 – Afloramento dos quartzitos da unidade Gu-2 (próximo ao ponto TM- 83). Nesse local o S0 se encontra subhorizontal, sendo marcado pela alternância de quartzitos mais puros e quartzitos micáceos. O Sne se encontra subvertical, sendo seu plano aproximado do corte do afloramento.**

**Figura 5.25 – Detalhe de quartzito da unidade Gu-2 (TM-81), onde podemos ver o S0 em posição subhorizontal, cortado por uma foliação vertical (Sne), subparalela a direção da lapiseira.**

**Figura 5.26 – Detalhe de quartzito (em planta) que marca o topo da unidade Gu-3 (TM-97). O S0 se encontra paralelo ao Sne, subvertical, marcado pela intercalação de níveis mais ou menos micáceos resultando nas camadas de diferentes cores.**

A unidade **Gu-3** é formada pela intercalação de camadas métricas a decamétricas de quartzo xisto, com variadas proporções de quartzo, com algumas intercalações métricas de quartzitos micáceos (**Figura 5.26**), que erguem cristas mais elevadas no relevo rebaixado sustentado pelos xistos. O contato com a unidade **Gu-2** é transicional, marcado pelo aumento da frequência das camadas quartzíticas em direção a Serra da Gurita. Os xistos e quartzitos dessa unidade equivalem praticamente aos encontrados na unidade **Gu-2**, aparecendo raramente os quartzitos maciços e predominando os muscovita xisto e os quartzo-muscovita xisto, que ocorrem em maior frequência e espessura que os quartzitos.

### **5.1.3 Subdomínio Babilônia**

Os litotipos envolvidos nesse subdomínio são muito variados, e fortemente milonitizados, sendo por isso interpretado como uma *mélange* tectônica (SIMÕES, 1995a), formada adjacente ao plano principal da Rampa Lateral de Capitólio.

Essa *mélange* corresponde a um baixo topográfico situado entre a Serra da Furna e aproximadamente o curso do Ribeirão da Babilônia.

Nas proximidades do Ribeirão Babilônia ocorre uma variação maior na litologia, podendo se tratar de lentes ou de finas camadas alternadas. Todas as litologias apresentam porfiroclastos de albita e muscovita, e em algumas litologias também de opacos; esses porfiroclastos apresentam sombras de pressão bem desenvolvidas. Essas rochas são:

- Gnaisses de cor cinza clara (**Figura 5.27**), compostos principalmente por quartzo, albita, epidoto (pistacita) e muscovita; como minerais acessórios ocorrem: biotita, titanita e opacos. Ainda no ponto TM-95, foi encontrado granada em um desses gnaisses; e também allanita, com as bordas de epidoto.

- Gnaisses e xistos de cor verde escura a cinza esverdeado, compostos por quartzo, albita (proporções variadas), muscovita, clorita e biotita; como minerais acessórios ocorrem: epidoto, calcita, titanita e opacos (pirita). A biotita e a clorita ocorrem em proporções variadas. A biotita apresenta feições que indicam estar em condições instáveis, retrometamorfizando, formando clorita e titanita.

- Quartzitos micáceos de cor creme, com algumas manchas avermelhadas devido à alteração de opacos. Apresentam a granulação muito fina, por estarem milonitizados e, além de quartzo e muscovita, apresentam em sua composição opacos com sombras de pressão bem formadas e turmalina.

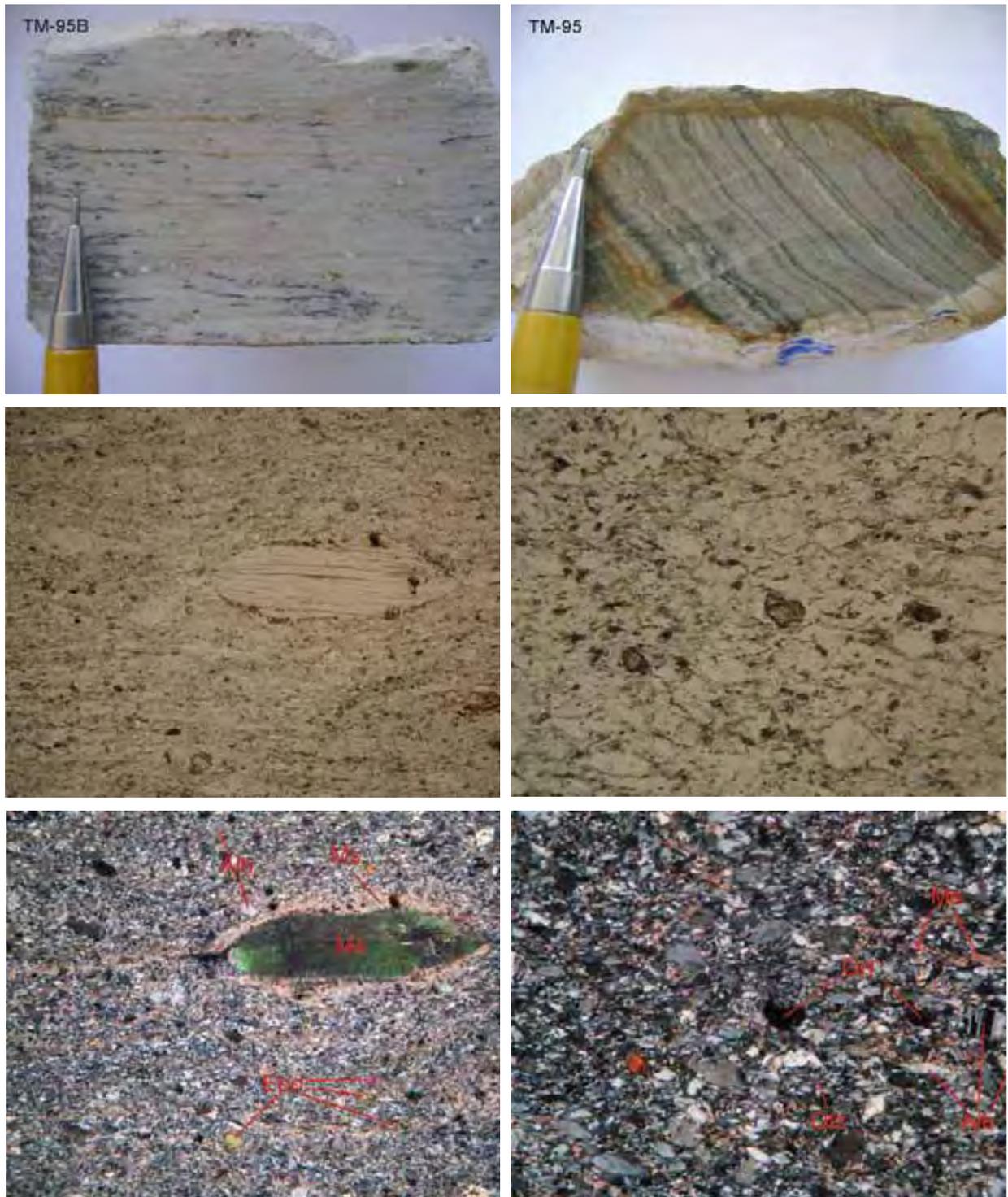


Figura 5.27 – Painel mostrando feições mesoscópicas e microscópicas dos Gnaisses milonitizados de cor cinza claro que ocorrem na Mélange Tectônica. Cada coluna corresponde a uma amostra, e de cima para baixo: foto de amostra de mão, fotomicrografias – polarizadores paralelos e cruzados.

Na coluna da esquerda temos um gnaisse com fortes feições miloníticas, perceptíveis a olho nu. É composto principalmente por albita, quartzo, muscovita e epidoto. A albita e a muscovita ocorrem como porfiroclastos. Base das fotomicrografias – 5mm

Na coluna da direita temos um outro gnaisse, no qual as feições miloníticas não são tão evidentes quanto na rocha anterior. Na amostra de mão é possível ver um bandamento composicional, paralelo a S<sub>1</sub>, cortado por uma foliação posterior. É composto por albita, quartzo e muscovita. Ainda ocorrem epidoto, que é comumente observado nas outras litologias; e também granada, que só foi observada nessa rocha. Base das fotomicrografias – 1mm.

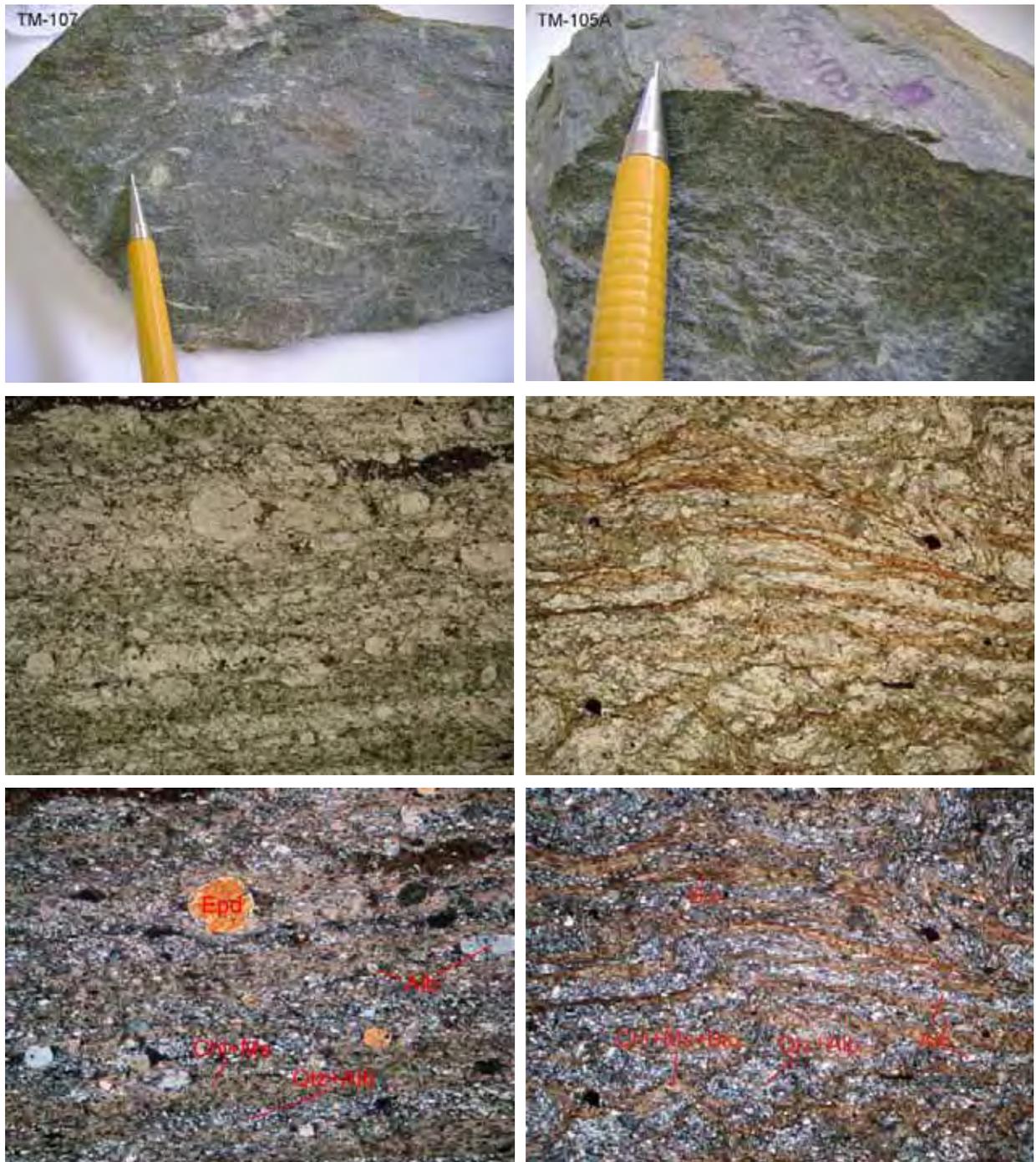


Figura 5.28 – Painel mostrando feições mesoscópicas e microscópicas dos gnaisses e xistos milonitizados de cor verde escuro que ocorrem na Mélange Tectônica. Cada coluna corresponde a uma amostra, e de cima para baixo: foto de amostra de mão, fotomicrografias polarizadores paralelos e cruzados.

Na coluna da esquerda temos um gnaisse composto por albita, quartzo, muscovita, epidoto e clorita. Na fotomicrografia vemos um bandamento composicional marcado por níveis quartzo-feldspáticos e níveis micáceos; e porfiroclastos de albita e epidoto. Base das fotomicrografias – 5mm

Na coluna da direita temos um xisto feldspático, composto por quartzo, muscovita, biotita, clorita e albita. Também ocorre um bandamento composicional marcado por níveis mais quartzo-feldspáticos e outros mais micáceos. Esse bandamento composicional é // a foliação  $S_{ne}$  e se encontra dobrado. Base das fotomicrografias - 5mm.

Em direção a sul, se afastando do Ribeirão da Babilônia, o relevo se torna mais acidentado e dominam os xistos e gnaisses verde escuros, compostos por quartzo, clorita, biotita e albita, com epidoto e minerais opacos sendo acessórios intercalados com alguns níveis de quartzito.

## **5.2 DOMÍNIO INTERNO**

O Domínio Interno é representado por metassedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, representando o ciclo deposicional inferior (SIMÕES, 1995a), dominado por sedimentos psamíticos. As rochas que ocorrem nesse domínio estão mais deformadas que as do Domínio Externo, não sendo possível identificar grãos sedimentares preservados nos níveis psamíticos; a maioria dos minerais se encontra totalmente recristalizada, não preservando nas rochas estruturas sedimentares, a não ser o bandamento composicional, que no geral deve refletir parte da estratificação primária.

O Domínio Interno é subdividido, na área do presente estudo, em dois subdomínios, Furna e Bateias, separados pela Falha das Bateias, que também apresenta mergulho íngreme, como as encontradas no Domínio Externo.

### **5.2.1 Subdomínio Furna**

A unidade basal desse subdomínio, **Fu-1**, é composta por muscovita xisto intercalado com camadas decimétricas a decamétricas de quartzitos e quartzo xisto, com alguns quartzitos atingindo até 25 m. Esses xistos geralmente apresentam-se alterados, sendo mais comuns os afloramentos de quartzito, exceto em cortes de estrada, onde esses afloram com certa frequência. Apresentam coloração acinzentada e quando alterados tendem ao rosado e ao vermelho. São compostos principalmente por quartzo e muscovita, podendo ocorrer biotita e clorita; como acessórios são encontrados opacos, turmalina e zircão.

A transição para a unidade **Fu-2** é gradual marcada pelo aumento na frequência das camadas quartzíticas, que começam a dominar e se tornam mais espessas, representando a unidade **Fu-2**. Nessa unidade ocorrem camadas de quartzitos com até 50m de espessura, intercalados com camadas métricas de muscovita xisto, quartzitos micáceos e quartzo xisto.

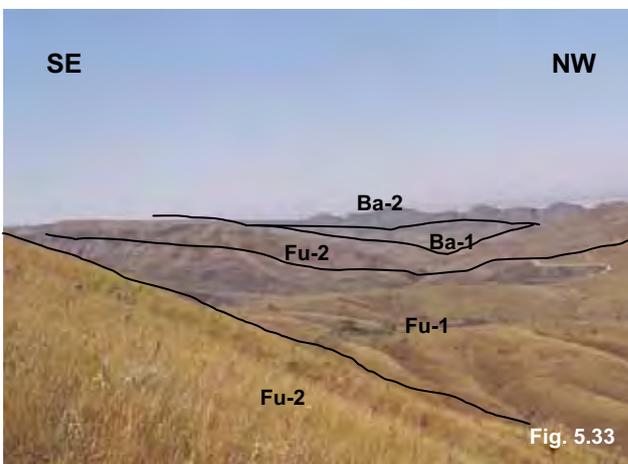


Figura 5.29 – Estrada em Quartzito branco da Unidade Fu-2, topo da Serra da Furna (TM-135). Logo a SW, Vale das Bateias, onde afloram os xistos da Unidade Ba-1.

Figura 5.30 – Afloramento de quartzito da Unidade Fu-2 (TM- 122). Quartzito finamente bandado, com bandamento marcado por intercalações milimétricas de muscovita.

Figura 5.31 – Afloramento de muscovita xisto da Unidade Ba-1. Essa litologia provavelmente ocorre em todo o Vale das Bateias, sendo raros os afloramentos como este, visto em corte de estrada desativada.

Figura 5.32 – Detalhe da figura anterior, onde é possível observar a intercalação de níveis quartzíticos centimétricos com o muscovita xisto, S0, que se encontra dobrado nesse ponto.

Figura 5.33 – Foto de paisagem mostrando as unidades em que o Domínio Interno foi subdividido.

Figura 5.34 – Quartzito maciço da unidade Ba-2. Notar a forte lineação de intersecção gerada entre o S0 que mergulha para NE e a foliação S1, que mergulha pra SW.

Os quartzitos são brancos, com cor de alteração amarelada (**Figuras 5.29 e 5.30**), são compostos essencialmente por quartzo e muscovita e observamos níveis mais escuros, formados por máficos e turmalina, que marcam o acamamento sedimentar. Apresentam textura granoblástica, os grãos de quartzo são anedrais e a morfologia dos agregados de quartzo do tipo equigranular-interlobado. Esses quartzitos se esboroam facilmente, formando uma areia muito branca em diversas estradas que cortam essa unidade, e constantemente estão muito fraturados.

Ocorrem esporadicamente camadas métricas de muscovita xisto prateados a arroxeados com foliação anastomosada, aonde se encaixam algumas drenagens mais profundas. As litologias que compõem essa unidade afloram de maneira constante nos topos das cristas sustentadas pelas mesmas (**Figura 5.33**), possuindo ainda bons afloramentos em cortes de estradas.

### **5.2.2 Subdomínio Bateias**

As litologias que compõem esse domínio podem ser divididas em duas unidades, **Ba-1 e Ba-2**.

A unidade **Ba-1** ocorre no Vale das Bateias. É muito difícil encontrar bons afloramentos dessa unidade, devendo ser composta provavelmente por um material predominantemente xistoso que se encontra encoberto por sedimentos aluvionares. Os afloramentos encontrados já são próximos ao contato com a unidade sobrejacente (**Ba-2**), e ocorrem muscovita xisto intercalados com quartzitos, o que pode não ser representativo para a parte mais central do Vale das Bateias.

O muscovita xisto é composto por quartzo e muscovita, com pouca ocorrência de opacos e biotita. Apresenta cor prateada marcante, e quando alterado fica vermelho e amarelado. Microscopicamente vemos um bandamento de níveis micáceos e quartzosos, com os níveis micáceos apresentando textura lepidoblástica e os quartzosos textura granoblástica, com os grãos de quartzo equigranulares, subeudrais, formando uma morfologia mais poligonizada. Intercalado com esses xistos ocorrem níveis centimétricos de quartzitos, de coloração acinzentada (**Figuras 5.31 e 5.32**), nesses locais é possível reconhecer o S0 e notar que esse se encontra bastante dobrado. O contato com a unidade estratigraficamente superior é gradacional, marcado pela ocorrência de níveis quartzosos em direção ao contato entre as duas.

A unidade **Ba-2** sustenta uma serra no extremo sudoeste da área (**Figura 5.33**). Essa unidade é composta essencialmente por quartzitos de coloração bege. Esses quartzitos são bem mais puros que os encontrados na unidade **Ba-1**, e as feições microscópicas desses dois quartzitos também são diferentes. Apresentam textura granoblástica, os grãos de quartzo são equigranulares, apresentando formato subeudrais a eudrais, a morfologia dos agregados de grãos se encontra mais poligonizada do que em todos os quartzitos descritos anteriormente.

### 5.3 METAMORFISMO

Tendo em vista que o foco principal do atual trabalho é discutir o padrão estrutural desenvolvido ao longo do contato Domínio Externo/ Domínio Interno, e que as litologias envolvidas nesse contexto, apresentados no capítulo de Litoestratigrafia, são basicamente quartzosas, não oferecendo bons parâmetros para caracterizarmos o metamorfismo, esse item será apresentado sucintamente.

Damázio (2002) e Silva (2003) caracterizaram o pacote metassedimentar representado pelos quartzitos do Grupo Canastra, que afloram na Serra da Canastra, como metamorfisados em fácies xisto verde baixa, na zona da clorita.

Já a *Nappe* de Passos apresenta uma história metamórfica mais complexa, caracterizada um metamorfismo invertido, que varia desde a zona da biotita da fácies xisto verde, na base; até fácies anfibolito superior no topo da seqüência (ZANARDO, 1992; SIMÕES, 1995).

#### Domínio Externo

Com exceção do Subdomínio Babilônia, em que foi caracterizada um mélange tectônica, o Domínio Externo é representado por uma seqüência metassedimentar composta basicamente por quartzitos, mais ou menos micáceos, xistos, xistos feldspáticos e filitos; com ocorrências de lentes de rochas interpretadas como metabásicas.

As paragêneses metamórficas reconhecidas para essas rochas são: quartzo + muscovita, em grande parte dos quartzitos e xistos; albita + muscovita + quartzo, nos xistos feldspáticos da unidade CVC-6; clorita + albita + quartzo nas rochas

interpretadas como metabásicas intercaladas na unidade CVC-6; e quartzo + muscovita + estilpnomelana, em alguns quartzitos.

Essas paragêneses indicam que as rochas dos subdomínios Canastra/Vão dos Cândidos e Gurita do Domínio Externo foram metamorfisadas em fácies xisto verde, na zona da clorita, sob condições que podem atingir temperaturas pouco acima de 400°C (YARDLEY, 1989). Não foram identificados minerais que permitissem avaliar a condição de pressão. Em geral as rochas da Faixa Brasília são atribuídas ao tipo Barroviano de metamorfismo, de pressão intermediária, em função da presença de cianita em xistos dessa faixa.

Todas as associações minerais descritas acima, definem à foliação principal presente no Domínio Externo (Sne), discutida adiante no capítulo de Geologia Estrutural. Foi reconhecida uma paragênese pré-deformação principal, paralela ao bandamento composicional entendido como S0, formada por muscovita + opaco; essa paragênese também é estável na zona da clorita da fácies xisto verde, não devendo haver muita diferença nas condições de pressão e temperatura entre essas duas fases deformacionais.

Nas rochas do subdomínio Babilônia foram identificadas paragêneses minerais que apontam metamorfismo mínimo na zona da biotita da fácies xisto verde. As paragêneses reconhecidas nos gnaisses e xistos desse subdomínio são: albita + epidoto + muscovita; clorita + muscovita + epidoto + albita; biotita + muscovita + clorita + albita; e em um local encontramos granada: granada + epidoto + albita + muscovita, que pode indicar metamorfismo na zona da granada, ou tratar-se de granadas manganésíferas que se formam a temperaturas mais baixas.

Apesar dessas paragêneses já estarem totalmente paralelizadas a foliação principal presente no Domínio Externo (Sne), elas apresentam indícios de que estavam instáveis durante a formação dessa foliação: biotitas alteradas para titanita e clorita; e a presença de epidoto + albita pode indicar a presença de um plagioclásio com composição mais rica em anortita, que se alterou para epidoto e albita. Baseado nessas observações, interpretamos que as paragêneses que indicam graus mais elevados de metamorfismo, no mínimo na zona da biotita, são pré-deformação principal, e foram retrometamorfisadas durante o evento de deformação principal que afetou o Domínio Externo.

## **Domínio Interno**

Na área estudada o Domínio Interno é representado uma seqüência de rochas metassedimentares, composta por quartzitos, xistos e quartzo xistos.

A paragênese mineral principal observada é quartzo + muscovita; em um afloramento (TM-129) foi observada a paragênese: biotita + muscovita+ quartzo.

Segundo Simões (1995), a base da *Nappe* de Passos, apresenta metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita, indicando condições de temperatura que podem variar de 400° a 450°C. A ausência de biotita em grande parte das rochas estudadas nesse domínio pode ser reflexo apenas da composição das mesmas, desfavorável a formação desse mineral.

A foliação principal que ocorre no Domínio Interno (Sni), é marcada principalmente pela paragênese muscovita + quartzo. Como reconhecido por alguns autores (ZANARDO, 1992; SIMÕES, 1995; VALERIANO, 1999; LUVIZOTTO, 2003), o auge metamórfico da *Nappe* de Passos é relacionado a um evento pré/cedo deformação principal, então a paragênese biotita + muscovita está correlacionada a um evento anterior ao que gerou a Sni.

Simões & Valeriano (1990) dividiram os Domínios Externo e Interno baseando-se no contraste metamórfico apresentado pela seqüência metassedimentar dos dois domínios. Na área estudada, desconsiderando-se as rochas da *mélange* que ocorre entre os dois domínios, temos as rochas do Domínio Externo metamorfasadas na zona da clorita da fácies xisto verde, e passamos no Domínio Interno para metassedimento metamorfasados na zona da biotita, não encontrando no Domínio Externo rochas que tenham biotita.

## 6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Seguindo a proposta de Hobbs *et al.* (1976) para mapeamento de áreas complexas, a área estudada foi subdividida em domínios separados por falhas (**Figura 4.1** – Capítulo Litoestratigrafia). A individualização desses domínios é sugerida com base em que cada um desses compartimentos possa ter passado geológico distinto, sendo posteriormente justapostos. Dessa maneira, obtém-se uma maior liberdade descrevendo individualmente as estruturas presentes em cada domínio, entendendo a relação entre elas e só depois tentar obter uma correlação dos elementos estruturais entre os domínios.

Neste capítulo são descritas separadamente as estruturas presentes nos Domínios Externo e Interno, para depois propormos uma correlação entre eles. As estruturas de ambos os domínios foram agrupadas em fases de deformação, utilizando-se dos critérios de superposição de estruturas. Entende-se aqui como “fase de deformação” um evento deformacional que gera um conjunto de estruturas geometricamente afins, dentro de uma área restrita e em um certo período de tempo; sendo preciso cautela para considerações regionais.

Na descrição abaixo acrescentaremos um “e” às siglas das fases de deformação e estruturas (Dne, Sne-1, etc) relacionadas ao Domínio Externo, e um “i” às do Domínio Interno (Dni, Sni, etc). Apesar da confusão criada pela quantidade de termos gerados, concluímos que assim seria a maneira mais coerente de apresentar os dados obtidos.

## 6.1 DOMÍNIO EXTERNO

A estrutura principal presente no Domínio Externo é uma foliação aproximadamente vertical com direção NW-SE (310-330), vista praticamente em todos os afloramentos de todos os subdomínios (Sne). Esta foliação corta um bandamento composicional reconhecido como a estratificação primária preservada (S0). Onde ocorrem dobras dessa fase (Dne, das quais Sne é uma foliação plano axial), é possível notar uma outra foliação (Sne-1) marcada principalmente pela orientação de micas e paralela ao S0, também dobrada. Dobras recumbentes (Dne+1) afetando Sne ocorrem principalmente nos subdomínios Gurita e Babilônia, gerando uma foliação incipiente em alguns locais. Estruturas tardias foram observadas em poucos locais, tratando-se de dobras abertas, crenulações e *kink bands*, que afetam Sne e Sne+1; possuem duas direções principais de eixos (230/65 e 318/60) e, em alguns pontos, desenvolvem foliação plano axial. Não conseguimos uma relação temporal entre essas duas famílias de dobras e são consideradas como relacionadas às fases pós-Dne+1.

A foliação Sne é vista em todos os subdomínios do Domínio Externo e serve como marco para correlação de estruturas entre esses diferentes compartimentos. Dessa maneira, ficaria repetitivo descrever todos separadamente, visto que a maioria das estruturas presentes no Domínio Externo é comum a todos os subdomínios. O S0//Sne-1 é mais bem observado onde ocorrem quartzitos em meio aos xistos, marcando bem o S0; e onde os xistos são predominantes os planos de S0, Sne-1 e Sne se encontram paralelos, com Sne possivelmente transpondo totalmente os planos S0//Sne-1.

Dessa maneira, baseado no critério de superposição de estruturas no Domínio Externo, podem ser definidas no mínimo 04 fases de deformação. Essas fases de deformação, com as estruturas afins relacionadas, serão descritas conjuntamente para todos os subdomínios e, quando necessário, comentadas as particularidades de cada um.

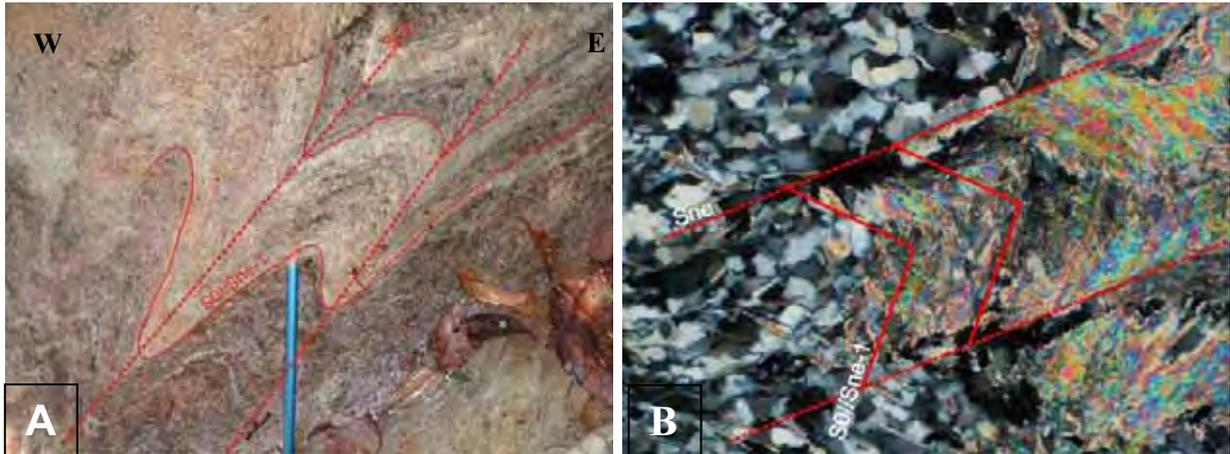
### 6.1.1 Fase Dne-1

A principal estrutura gerada nessa fase é uma xistosidade (Sne-1) paralela a um bandamento composicional. Esse bandamento composicional é marcado, principalmente, pela intercalação de níveis (milimétricos a métricos) de composição quartzítica a xistosa e, apesar de terem sido reconhecidas estruturas sedimentares apenas em alguns quartzitos da Serra da Canastra (provavelmente apagadas pela ação conjunta da deformação e metamorfismo), o bandamento composicional é interpretado como a preservação de camadas originalmente sedimentares de diferentes composições (S0) (**Figuras 6.1A, 5.3 e 5.4**); outra evidência de S0 são níveis mais ricos em opacos e minerais pesados (turmalina e zircão), vistos em alguns quartzitos sob o microscópio.

A foliação Sne-1 é formada principalmente pela orientação preferencial de micas (muscovita), além de alguns opacos (**Figura 6.1B**).

Como essa foliação está geralmente paralela à S0 e à Sne, formando uma foliação composta S0//Sne-1//Sne, é difícil notá-la inicialmente, ficando clara a sua existência em dobras Dne, principalmente nas charneiras, onde S0//Sne-1 faz alto ângulo com Sne, como visto na **Figura 6.1**.

Uma estrutura de grande escala que foi correlacionada à fase Dne-1 é a antiforma mapeada no subdomínio Canastra/Vão dos Cândidos, a Antiforma do Vão dos Cândidos (Ver **Anexo 02** – Mapa Geológico). A primeira impressão que se teve, na fase de fotointerpretação, é que ela teria sido gerada na fase Dne, ou seja, sin foliação principal. Mas as primeiras observações de campo no flanco norte dessa grande dobra já mostraram incompatibilidades: a relação S0 x Sne obtida no campo mostrou que os dois mergulham para sudoeste, só que o S0 com um ângulo mais suave que o Sne (Mapa Geológico – **Anexo 02** e Seção Geológica – **Anexo 03**); isso indicaria uma sinforma da fase Dne fechando pra sul, caracterizando que existe um tipo de incongruência da relação Sne x S0 e a estrutura antiformal mapeada.



**Figura 6.1 – Muscovita quartzitos do Domínio Externo, mostrando a xistosidade Sne-1 // a S0, dobrados pela fase Dne, tendo como plano axial Sne. Essa xistosidade (Sne-1) é formada principalmente pela orientação de micas e opacos, pois o quartzo em geral apresenta-se marcando a foliação Sne, indicando que foi recristalizado durante a fase Dne. Enquanto S0 e Sne podem ser facilmente reconhecidos na escala de afloramento, Sne-1 é mais seguramente identificado sob a lupa ou microscópio. A – Muscovita quartzito da unidade CVC-2 em planta (TM-8). B- Fotomicrografia de Muscovita quartzito da unidade CVC-5 (TM-14), S0//Sne-1, marcado por muscovitas que estão dobradas, formando arcos poligonais. A foliação Sne, trata-se de uma clivagem de crenulação com os septos marcados também por muscovitas. Base da Foto – 1mm.**

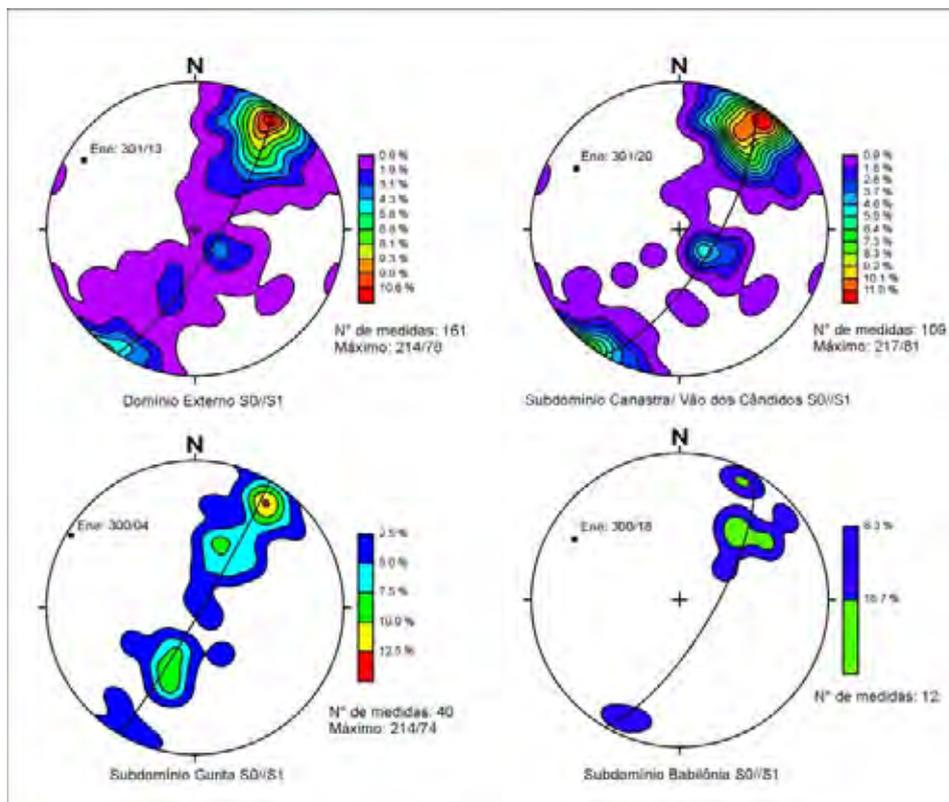
Com a continuidade do mapeamento e as observações feitas conjuntamente com o mapa geológico (**Anexo 02**) e seção geológica (**Anexo 03**) torna-se mais claro que essa dobra apresenta os dois flancos cortados pela foliação Sne, sendo por isso interpretada como uma dobra Dne-1.

Outro ponto a favor dessa interpretação é que, próximo à charneira dessa dobra, ocorrem muitas dobras menores com orientação dos eixos diferentes das geralmente observadas para a fase Dne, mergulhando para SE; isto pode ser reflexo das variações do S0 próximo à charneira de uma dobra pré-existente, que sob ação da compressão da fase Dne resultaria em dobras (Fne) com eixos diferentes dos comumente observados que mergulham para NW, o que também geraria variações na direção da lineação de intersecção. Ainda assim, em alguns pontos, teve-se a impressão de que o Sne cortava os dois flancos dessas dobras menores, o que indicaria que essas dobras sejam parasíticas da Antiforma do Vão dos Cândidos relacionadas à fase Dne-1.

Outro fato que notamos é que mesmo na charneira dessa dobra continuamos a ter uma foliação paralela ao S0; isso implicaria na presença de uma foliação pré-Dne-1. Por outro lado alguns autores advogam que, em um sistema transpressivo, podem ser geradas dobras com os dois flancos cortados por uma foliação sin

dobramento (dobras transectas, TREAGUS & TREAGUS, 1983), e essa simetria de corte, eixo da dobra/foliação, no sentido horário, como ocorre na área mapeada, indicaria um sistema transpressivo sinistral coerente com os outros indicadores cinemáticos encontrados. Isso faria com que essa dobra pudesse ser correlacionada à fase Dne.

Os estereogramas do S0//Sne-1 são apresentados conjuntamente para todo Domínio Externo e também separadamente para cada subdomínio, para notarmos possíveis diferenças entre eles (**Figura 6.2**).



**Figura 6.2** – Estereogramas mostrando as direções preferências do S0//Sne-1 no Domínio Externo e nos seus diferentes subdomínios. Dispersão das medidas permite reconhecer o eixo das dobras da fase Dne, descrita a seguir.

O padrão de dobramento apresentado pelos planos S0//Sne-1, baseado nas observações de campo e na seção geológica construída (**Anexo 03**), pode ser observado na **Figura 6.3** e na própria seção geológica; e é refletido pelo estereograma geral de S0//Sne-1 (**Figura 6.2**). As dobras apresentadas ocorrem nas escalas mais variadas e representam o dobramento gerado, em grande parte, pela fase Dne: dobras abertas a isoclinais, principalmente de escala milimétrica a métrica, em que o Sne se encontra em posição plano axial; notamos claramente em uma dobra isoclinal quilométrica (Antiforma do Vão dos Cãndidos), que a foliação Sne

não se encontra em posição plano axial, restando dúvidas em algumas dobras de escala decimétrica; e em alguns locais onde o S0//Sne-1 se encontra paralelo ao Sne, notamos algumas vezes dobras intrafoliais.

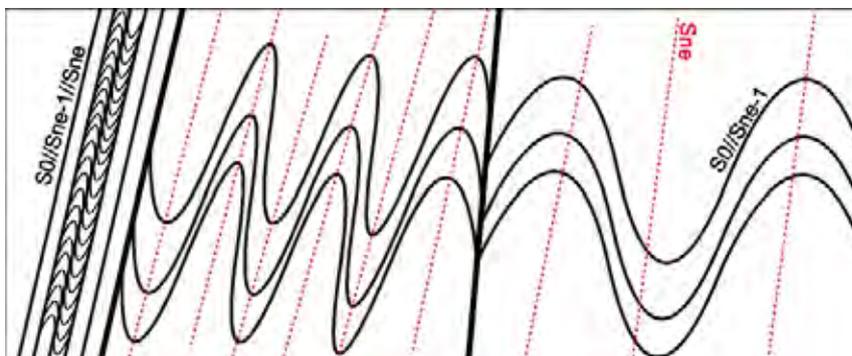


Figura 6.3 – Padrão de dobramento observado para os planos S0//Sne-1 e que é refletido no estereograma da Figura 6.2.

### 6.1.2 Fase Dne

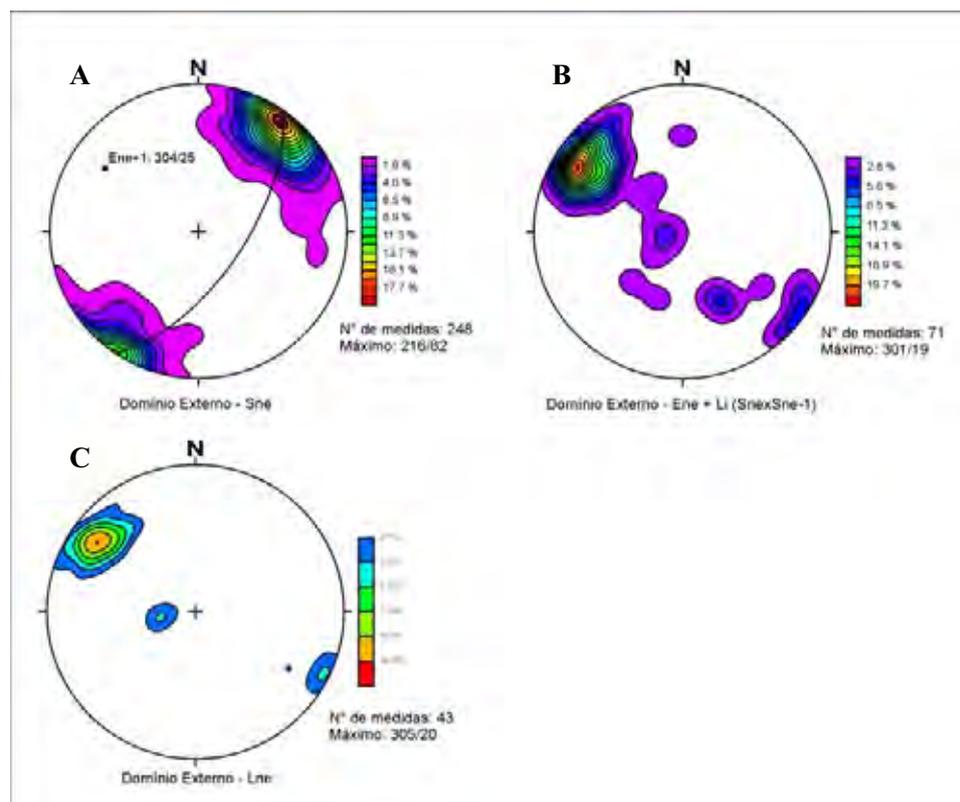
Essa fase é responsável pela geração da estrutura mais marcante no Domínio Externo: uma foliação Sne presente em praticamente todos os afloramentos visitados. Essa foliação é marcada, principalmente, pela forma alongada de cristais de quartzo, além da orientação de micas: muscovita, clorita e biotita. Em alguns locais no subdomínio Babilônia, quando a litologia é favorável, essa foliação também é marcada por cristais de feldspatos alongados.

Essa foliação aparentemente é uma xistosidade, mas em alguns afloramentos e em seções delgadas percebe-se que é uma clivagem de crenulação (**Figura 6.1-B**; alguns aspectos de Sne também podem ser visto nas **Figuras 5.8, 5.20, 5.21, 5.25, 5.27 e 5.28** do Capítulo 5 de Litoestratigrafia); e é possível que se manifeste com as duas morfologias, dependendo do grau de desenvolvimento da foliação Sne. Vista em lâmina essa foliação apresenta simetria do tipo S-C.

A orientação principal dessa estrutura é NW-SE (310-330), apresentando mergulho íngreme (60° a 90°) preferencialmente para SW (**Figura 6.4**). No Subdomínio Gurita e em parte do Canastra/ Vão dos Cândidos essa foliação é facilmente distinguida de Sne-1 por se encontrarem geralmente fazendo alto ângulo, mas nas rochas da Serra da Canastra e do Subdomínio Babilônia elas se encontram paralelas, dando origem a uma foliação composta S0//Sne-1//Sne.

A essa fase associa-se também o desenvolvimento de um conjunto de dobras que variam de escala milimétrica a quilométrica. As dobras milimétricas e

centimétricas são mais comumente observadas (**Figura 6.1** e Figuras do Capítulo 5 de Litoestratigrafia), enquanto que as dobras maiores foram principalmente reconhecidas na Serra da Gurita (**Figura 6.5**). A superfície que se encontra dobrada corresponde a um bandamento composicional reconhecido como sendo o plano de  $S_0//S_{ne-1}$ . São dobras isoclinais a abertas, em alguns locais intrafoliais com  $S_{ne}$  em posição plano axial. As dobras abertas são mais comuns longe das falhas mapeadas (**Figura 6.6**) e vão gradativamente se tornando mais fechadas próximo às mesmas. Onde as dobras são muito apertadas  $S_{ne}$  se paraleliza a  $S_0//S_{ne-1}$ , formando a foliação composta  $S_0//S_{ne-1}//S_{ne}$ . Os eixos dessas dobras têm caimento para NW com atitude principal entre  $300-310/10-30^\circ$  (**Figura 6.4**), conforme comentado anteriormente, e na charneira da Antiforma do Vão dos Cândidos foram vistas dobras que podem ser relacionadas a essa fase com eixos caindo para SE, resultado da ação da fase  $D_{ne}$ , sobre planos com orientações diferentes.



**Figura 6.4 – Estereogramas de estruturas desenvolvidas na Fase  $D_{ne}$ . A – Foliação  $S_{ne}$ . B – Eixos de dobras (Ene) somadas as lineações de intersecção entre os planos  $S_{ne}$  e  $S_{ne-1}$ . C – Lineações de estiramentos.**

No plano  $S_{ne}$  desenvolveu-se uma lineação de estiramento/mineral marcada principalmente pelo estiramento de cristais de quartzo e o crescimento orientado de micas. Essa lineação pode ser vista em todos os subdomínios, mas é claramente

marcada em quartzitos micáceos, quando Sne se encontra paralelo ao S0//Sne-1. Como resultado desse estiramento, onde ocorrem litologias mais resistentes intercaladas com menos resistentes, há a formação de *boudins* (**Figura 6.7**). Essa lineação é em geral paralela ao eixo das dobras descritas para essa fase (300-310/4 – 30°), exceto no topo da Serra da Canastra, onde essas lineações possuem mergulhos íngremes para SSW, estando em posição *dip* (**Figura 6.3**).

Todos indicadores cinemáticos encontrados no Domínio Externo indicam sentido de movimento sinistral para a componente direcional, indicando alçamento dos blocos à SW, devido à componente de mergulho da lineação de estiramento. Foram observados alguns poucos *tension gashes* em quartzitos das unidades CVC-5 e CVC-3 (140-150/80-90). No subdomínio Babilônia foram vistos sigmóides de quartzo (**Figura 6.8A**) e, principalmente próximo a Falha da Babilônia, um plano de foliação oblíqua (N180/85) à foliação principal (Sne), causando uma deformação sinistral no plano Sne; esta estrutura é interpretada como bandas de cisalhamento C', sin-Dne (**Figura 6.8A**). Em descrições microscópicas foi observada recristalização oblíqua de cristais de quartzo (CVC-3 e CVC-5), *mica fishes* de muscovita (CVC-5) e sombras de pressão assimétricas, principalmente em piritas (Ba-1) (**Figura 6.8B**).

A intersecção do Sne com o plano S0//Sne-1 forma, principalmente nas camadas quartzíticas em regiões muito dobradas, como na Serra da Guarita/Cemitério, uma forte lineação de intersecção (**Figura 6.6**) com a formação de estruturas em lápis.

Todas as falhas maiores que ocorrem no Domínio Externo e controlam a compartimentação tectônica apresentada também são correlacionadas à fase Dne. Essas falhas são de difícil distinção em campo, devido à falta de bons afloramentos que exponham os planos de falha e foram inferidas com base em alguns critérios para o reconhecimento de falhas: truncamento de camadas, justaposição de litologias incompatíveis, incoerências estruturais e estratigráficas (HOBBS *et al.*, 1976; DAVIS, 1984).

Elas foram correlacionadas a essa fase pelo fato da foliação Sne, acompanhar o traçado das mesmas, não sendo observado o truncamento dos planos Sne com os planos de falha.

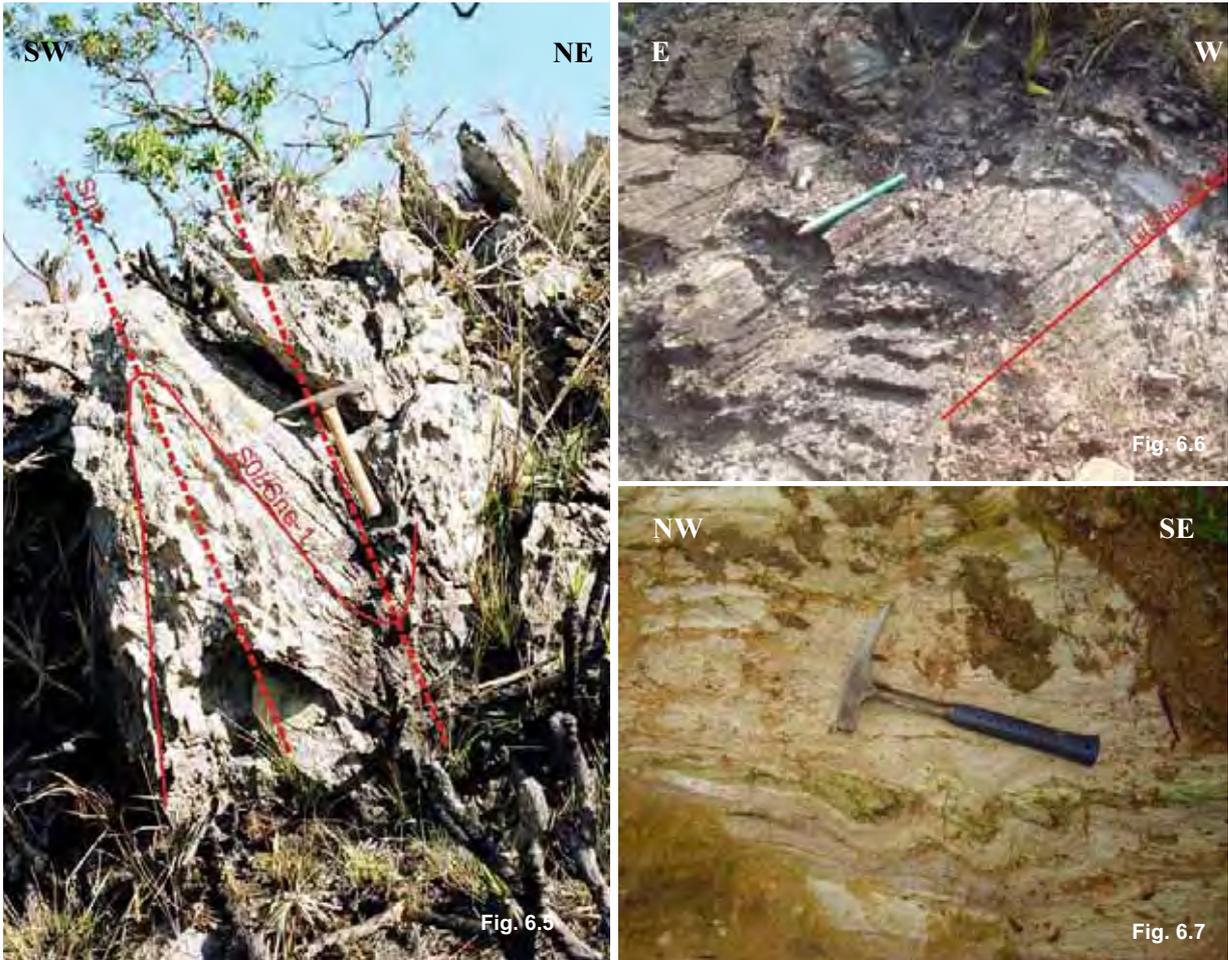


Figura 6.5 – Dobras apertadas em quartzitos da unidade Gu-2, no topo da Serra da Gurita (TM – 80). A superfície que se encontra dobrada corresponde ao S0//Sne-1, tendo como plano axial o Sne. Nos flancos dessas dobras S0//Sne-1 se paralelizam ao Sne, formando uma foliação composta (S0//Sne-1//Sne). No topo da Serra do Cemitério foram encontradas as maiores dobras relacionadas à fase D2, algumas quilométricas.

Figura 6.6 – Dobras abertas desenhadas pelo S0// Sne-1 em quartzitos da unidade Gu-2 (TM-77). Sne se encontra em posição plano axial, e gera forte lineação de intersecção com o plano S0//Sne-1. As dobras abertas são mais comuns na parte sul da Serra da Gurita, enquanto as mais fechadas se encontram na borda norte da mesma.

Figura 6.7 – Boudins formados por muscovita xisto verde, intercalado com quartzitos micáceos (TM-27 – CVC-2). Esses *boudins* são formados paralelamente à direção de estiramento. Foliação Sne se encontra paralela ao bandamento composicional (S0//Sne-1)

No subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos, em uma observação geral (Mapa Geológico – **Anexo 02**), vemos que o Sne se encontra oblíquo à Falha da Gurita, mas, em direção à SW, as foliações rotacionam até se paralelizarem ao traçado da falha, indicando possivelmente uma concentração de deformação nesse plano. Ou seja, na região norte desse subdomínio, a foliação S faz um maior ângulo com a zona de cisalhamento indicando menor deformação, pois não foi totalmente paralelizada às paredes da zona de cisalhamento, como nos outros subdomínios. A associação dessas falhas com dobras, cuja foliação plano axial é Sne, evidenciam

que foram desenvolvidas em um regime dúctil/rúptil com forte contribuição da componente dúctil, uma vez que Sne ocorre ao longo da extensão de todo Domínio Externo estudado e que não são observadas brechas ou milonitos afetando Sne junto às falhas.

Os dados da cartografia geológica, bem como as observações diretas no campo, mostram que estas falhas têm mergulhos íngremes, próximos aos dos planos Sne e com sentido de movimento sinistral, como os mostrados pelos indicadores cinemáticos observados.

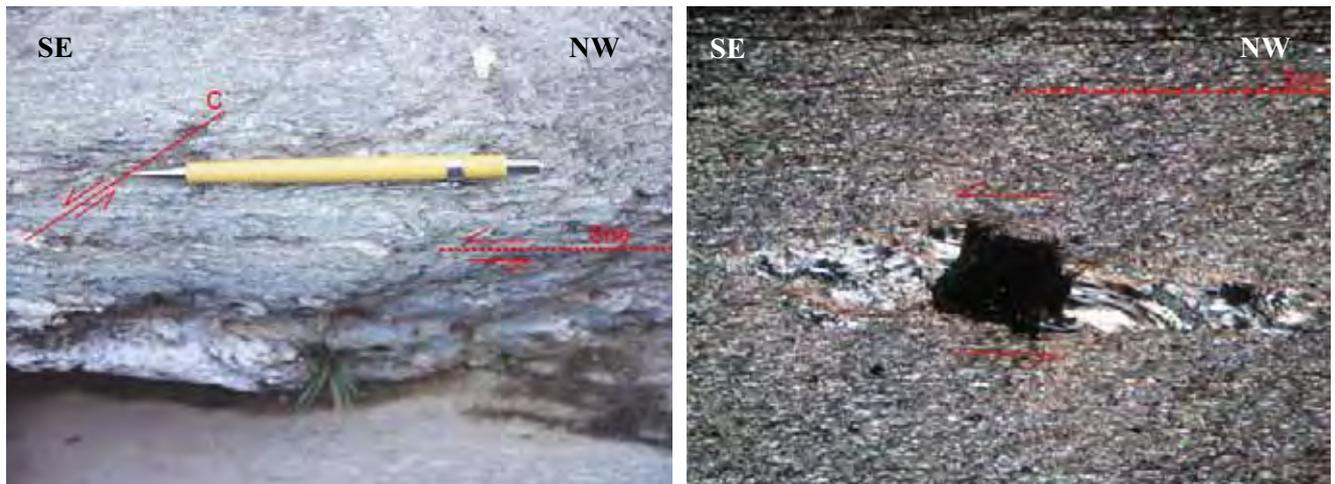


Figura 6.8 – Indicadores cinemáticos relacionados à fase Sne encontrados no subdomínio Babilônia. A - Sigmóide de quartzo indicando sentido sinistral de movimento, em albita-muscovita-clorita xisto (TM-107 - visto em planta), próximo a falha da Babilônia desenvolvem-se também foliações interpretadas como C', também indicando sentido sinistral de movimento. B – Sombra de pressão assimétrica formada em pirita (TM-94), também indicando sentido de transporte sinistral (corte da lâmina visto, visto em planta). Base da foto 5mm.

### 6.1.3 Fase Dne+1

Essa fase de deformação originou dobras subrecumbentes que afetam as estruturas previamente formadas, gerando uma foliação (Sne+1) em posição plano axial a essas dobras.

As estruturas relacionadas a essa fase ocorrem raramente no subdomínio Canastra/Vão dos Cândidos e começam aumentar de freqüência em direção a sul sendo identificadas com maior constância foliações de baixo ângulo e dobras subrecumbentes a partir do subdomínio Gurita, e se tornando comum nas rochas do subdomínio Babilônia.

A foliação originada nessa fase é do tipo clivagem de crenulação, marcada principalmente pela forma alongada de grãos de quartzo e alguns cristais de

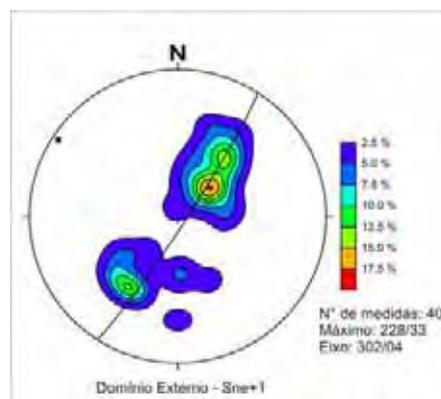
muscovita orientada (**Figura 6.13**). Apresenta direção principal NW-SE, mergulhando principalmente para SW (228/ 30-50) (**Figura 6.9**). Em alguns locais em que essa foliação mergulha para NE, notamos claramente ser efeito de refração da clivagem, mas em outros deve ser causado por dobramentos posteriores.

As dobras observadas com mais freqüência são de escala milimétrica a centimétrica (**Figura 6.11 e 6.12**), e ocorrem principalmente no Vão da Gurita, afetando as rochas dos Subdomínios Babilônia e Gurita. Na borda norte da Serra da Gurita foram observadas dobras de escala métrica que podem ser relacionadas a essa fase (**Figura 6.10**). Não foi coletado um número significativo de medidas de eixo dessas dobras, mas onde observados mergulham para noroeste, 300-310/ 1-6°.

O plano  $S_{ne}$  é identificado desenhando essas dobras somente no subdomínio Babilônia, nas dobras com a mesma simetria encontradas a norte, o único plano reconhecido é o  $S_0//S_{n-1}$  (**Figura 6.10**), podendo se tratar de dobras pré-D<sub>ne</sub>, preservadas em domínios de menor deformação.

Não conseguimos reconhecer uma lineação de estiramento relacionada a essa fase.

O contato entre os Domínios Interno e Externo é marcado por uma falha de baixo ângulo, paralela a  $S_{n+1}$ . Por isso a correlacionamos com a colocação do Domínio Interno sobre o Domínio Externo. As evidências para isso são observações em perfis de drenagens que cortam essa falha, que mostra claramente o intenso desenvolvimento da foliação  $S_{ne+1}$  nas rochas Domínio Externo, próximo ao contato com o Domínio Interno, mas ainda sendo possível reconhecer  $S_{ne}$  todo dobrado (**Figura 6.11**).



**Figura 6.9** – Estereograma mostrando a direção preferencial da foliação  $S_{ne+1}$ . A dispersão dos pontos pode indicar dobramentos de fases posteriores.

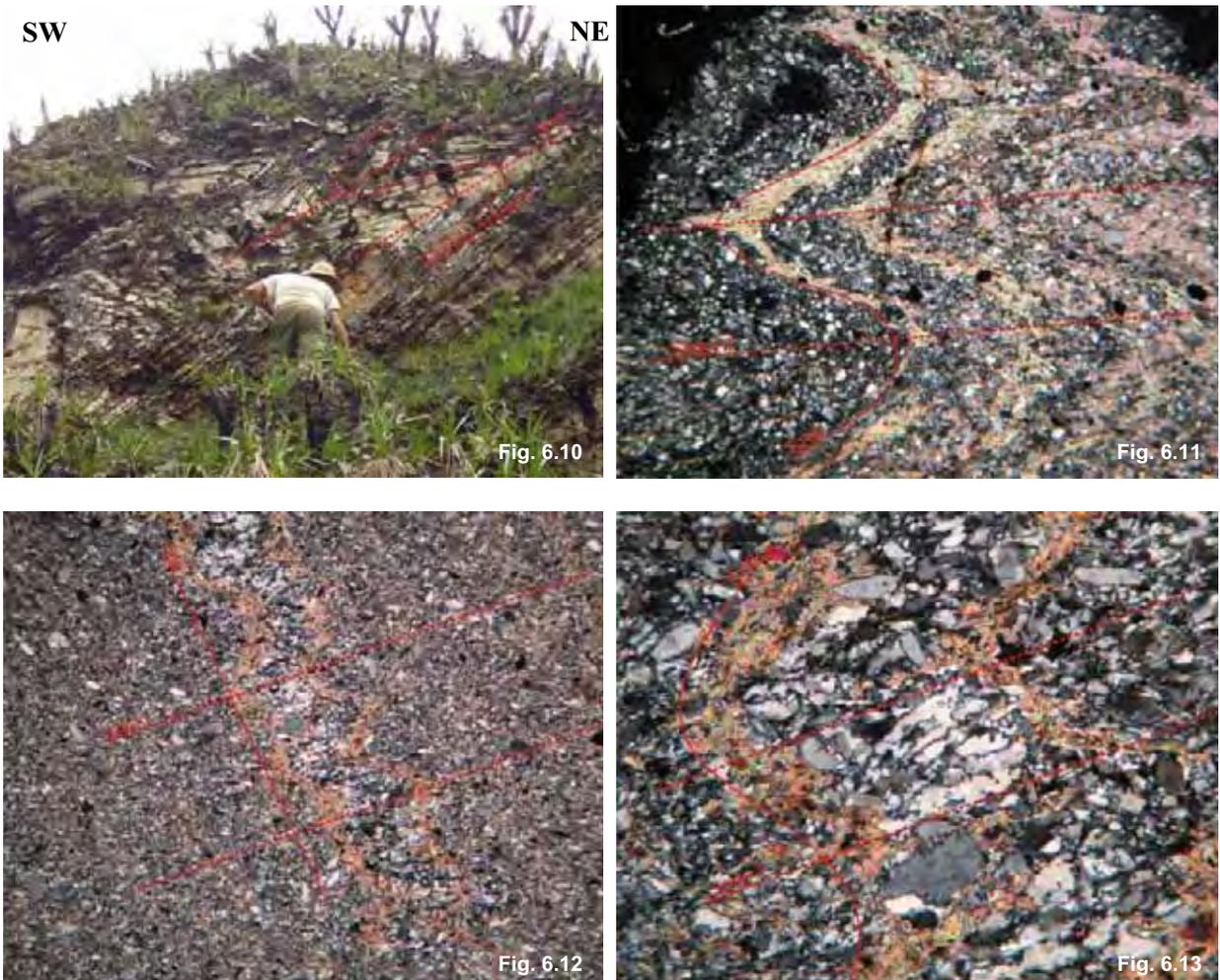


Figura 6.10– Dobras subrecumbentes em quartzitos da unidade Gu-2. Nesse ponto (TM-215) o plano dobrado é reconhecido como o S0//Sn-1, deixando dúvidas se essas dobras são relacionadas a fase Dne+1, ou dobras pré-Dne em domínios preservados de deformação.

Figura 6.11 – Fotomicrografia de clorita-muscovita xisto (TM-221 – Ba-1) próximo ao contato do Domínio Externo com o Interno. As dobras recumbentes na foliação Sne, passam a ser mais comuns próximo ao contato DI/ DE, tendo a foliação Sne+1 como plano axial. Base da foto 5mm.

Figura 6.12 – Fotomicrografia de epidoto-muscovita gnaisse (TM-95) mostrando um bandamento composicional, paralelo ao Sne, sendo dobrado pela fase Dne+1. Base da foto 5mm.

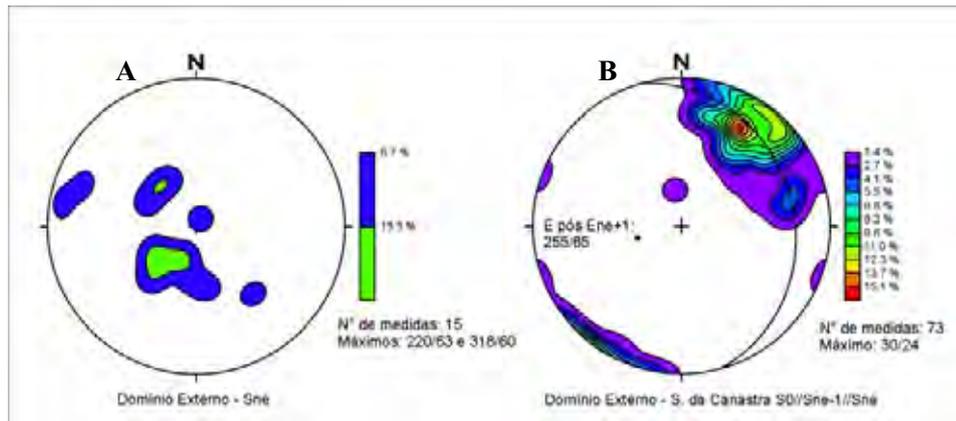
Figura 6.13 – Detalhe da figura anterior, mostrando cristais alongados de quartzo e de muscovita marcando a foliação Sne+1. Base da foto 1mm.

#### 6.1.4 Fases posteriores

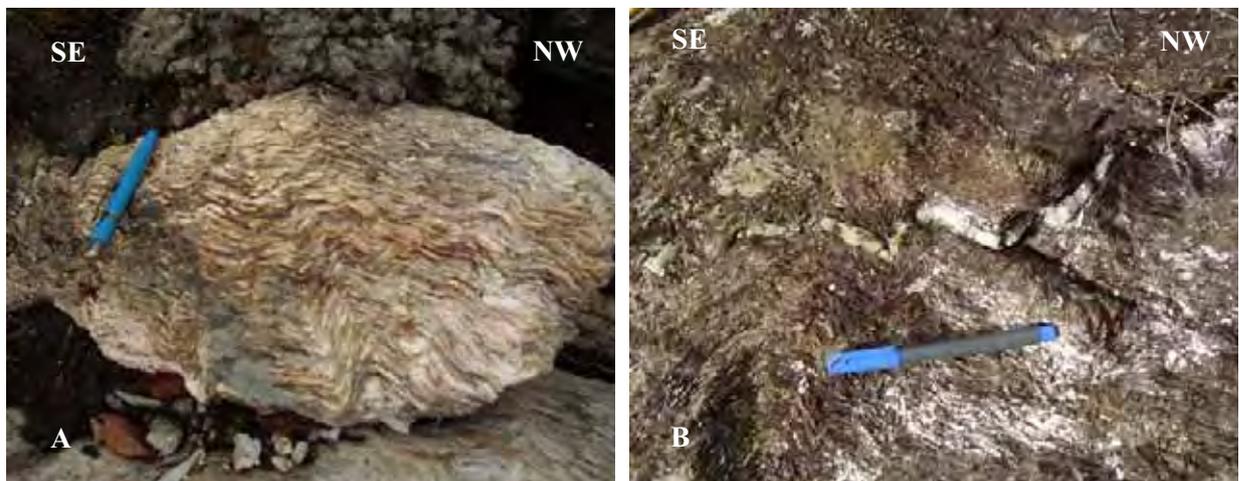
Foram observadas dobras abertas e do tipo *kink* com eixos mergulhando SSW-SW e NW, aonde a superfície dobrada corresponde ao Sne, não conseguimos uma relação dessas estruturas com as relacionadas à fase Dne+1; mas, baseados na bibliografia já existente, são aqui consideradas como tardias.

As dobras com eixo mergulhado para SW são mais freqüentes e aparecem principalmente nos quartzitos da Serra da Canastra (**Figura 6.15**). O eixo dessas

dobras possui direção 190-220 e mergulham com alto ângulo 65-80° (**Figura 6.14**), sendo que, em alguns pontos, chegam a gerar foliação. Na Serra da Canastra foi mapeado um antiforme relacionado a essa fase que pode ser notado se analisarmos separadamente a foliação composta S0//Sne-1//Sne observadas, nessa Serra que mostra uma dispersão principal em torno de um eixo que mergulha para SW (**Figura 6.14**).



**Figura 6.14** – A – Estereograma de eixos das dobras formadas em fase tardias, mergulhando para NW e SW. B – Análise individual das medidas de S0//Sne-1//Sne que ocorrem na Serra da Canastra. Nessa serra foi onde mais foram vistas as dobras tardias, e as medidas mostram uma dispersão da foliação em torno do eixo que mergulha para SW.



**Figura 6.15** – Dobras tardias vistas em quartzitos da Serra da Canastra (A - TM -169, B – TM-168). Essas dobras possuem eixo mergulhando para SW.

## 6.2 DOMÍNIO INTERNO

No Domínio Interno a estrutura mais marcante impressa nas rochas corresponde a uma foliação Sni, que é vista em praticamente todos os afloramentos. Esta foliação possui atitudes praticamente iguais à apresentada pela Sne, 310 -330,

mas com mergulhos mais suaves, para SW, em torno de 36 a 55°. Esta foliação sobrepõe-se a S0 e, onde é possível notar dobras da fase Sni, é notada uma foliação paralela ao S0. Com as medidas tomadas para o S0 observamos que este se encontra dobrado com amplitudes quilométricas e que essas dobras são cortadas pela foliação principal da área. Dessa forma, atribuímos a foliação paralela ao S0 como sendo gerada em uma fase Dni-2 e as dobras desenhadas pelo S0//Sni-2 como sendo de uma fase Dni-1. No plano do Sni foi notado principalmente kinks, atribuído a fases de deformação posteriores.

Nesse Domínio podem ser definidas no mínimo quatro fases de deformação, através dos critérios de superposição de estruturas. Além da fase de deformação principal, Dni, duas anteriores e no mínimo uma posterior que gerou dobras que deformam Sni.

### **6.2.1 Fase Dni-2**

Essa fase é responsável pela geração de uma xistosidade Sni-1, que se encontra paralela a um bandamento composicional e, pelos mesmos critérios utilizados no Domínio Externo, foi considerado como sendo o acamamento sedimentar S0. Essa xistosidade é marcada principalmente pela orientação de muscovita, opacos e turmalina; em poucos locais onde a litologia é favorável, notamos a presença de biotita.

Essa estrutura fica evidenciada quando ocorrem dobras centimétricas atribuídas à fase Dni, onde se nota que o plano dobrado corresponde não só ao bandamento composicional S0, mas também a uma xistosidade Sni-2 igualmente dobrada. Nesta situação, Sni, que se encontra em posição plano axial dessas dobras, faz alto ângulo com a foliação dobrada, permitindo uma clara distinção entre as duas estruturas (**Figura 6.17**). O estereograma da **Figura 6.16**, mostra a direção preferencial de S0//Sni-2 no Domínio Interno.

Não foram encontradas outras estruturas relacionadas à fase Dni-2, como dobras e lineações, provavelmente obliteradas pelas fases posteriores.

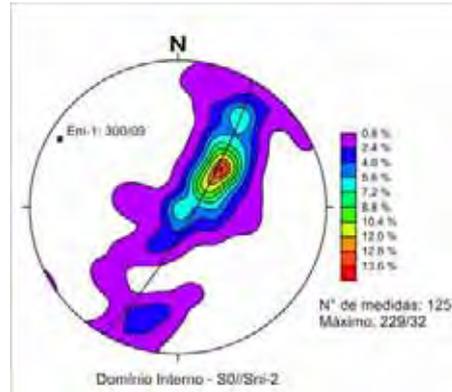


Figura 6.16 – Estereograma mostrando a orientação preferencial do S0//Sni-2. A dispersão dos pontos permite reconhecer o Eixo da fase Dni-1.



Figura 6.17 – Quartzito micáceo da Unidade Fu-2 (TM-119). Nesse ponto é possível notar o S0//Sni-1, marcado pela intercalação de camadas mais quartzosas (mais esbranquiçadas) e outras mais micáceas (mais escuras, com as micas orientadas paralelamente ao S0), dobrados, tendo o Sni como Plano axial.

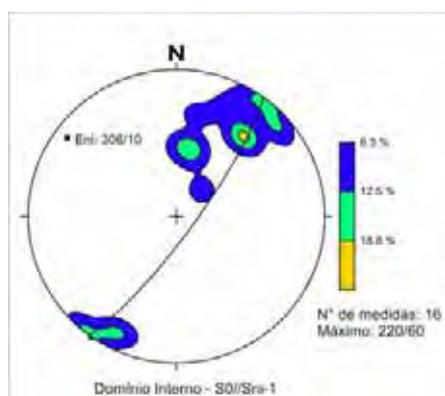
### 6.2.2 Fase Dni- 1

Essa fase gera dobras de comprimento de onda principalmente quilométrico que afetam S0//Sni-2 (Figura 6.19). Essas dobras são abertas e a princípio são de difícil percepção por geralmente não terem uma foliação plano axial associada. Essa

foliação foi notada apenas em alguns pontos de maneira bastante incipiente, não tendo sido coletado um número significativo de medidas. A foliação gerada mergulha pra SW com alto ângulo (220/60) (**Figura 6.18**), correspondendo ao plano axial dessas dobras como pode ser visto no Perfil geológico (**Anexo 03**).

O flanco sudoeste das antiformes geradas nessa fase mergulha com ângulos mais suaves (30 – 50°), se encontrando por vezes paralelo ao Sni, formando uma foliação composta S0//Sni-2//Sni; enquanto o flanco nordeste possui mergulhos subverticais e é claramente cortado pelo Sni (**Figura 6.19 e 6.21**). Nas sinformes estão preservados os quartzitos da unidade Fu-2, que sustentam as cristas que marcam a Serra da Furna. Os eixos dessas dobras, pelo desenho feito pelas camadas no mapa geológico, caem para SE (130–140), com as sinformes fechando a NW e as antiformes a SW. O eixo estimado a partir da dispersão das orientações preferenciais da foliação S0//Sni-2, mergulha pra NW com mergulho suave (300/10°); essa inversão pode ser resultado da ação das fases subseqüentes, e também devido à falta de medidas da superfície dobrada em regiões de charneira.

A foliação Sni se mantém constante ao longo dessas dobras, cortando os dois flancos dessas dobras, sendo este o argumento para interpretá-las como pré-Dni.



**Figura 6.18 – Estereograma mostrando a orientação preferencial da foliação Sni-1**

### **6.2.3 Fase Dni**

Essa é a principal fase de deformação que atua no Domínio Interno, responsável pela geração da foliação Sni, que está presente em praticamente todos os afloramentos. Em alguns afloramentos essa foliação apresenta-se como uma xistosidade e em outros como uma clivagem de crenulação. É marcada principalmente pela forma alongada dos cristais de quartzo, e também pela orientação de muscovita. Essa foliação possui direção NW-SE (N310-330),

mergulhando com ângulos entre 20 e 60 graus pra SW, como pode ser visto no estereograma da **Figura 6.20**.



**Figura 6.19** – Antiforme Dni-1 que ocorre na Serra da Furna. No núcleo das antiformas aflora a unidade Fu-1 e nas sinformas são conservadas as camadas quartzíticas da unidade Fu-2.

Ligadas a essa fase de deformação ocorrem dobras subrecumbentes centimétricas a decimétricas, abertas a isoclinais (**Figuras 6.17 e 6.21**), tendo Sni como plano axial. O eixo dessas dobras tem caimento para NW (300-320) com ângulos suaves (0 –10 graus) – **Figura 6.20**. A superfície dobrada corresponde ao S0//Sni-2.

Sobre essa foliação desenvolveu-se uma forte lineação mineral/estiramento, marcada pelo crescimento orientado de micas e o estiramento de cristais de quartzo. Essa lineação possui direção paralela ao eixo das dobras geradas nessa fase, com o máximo estando em torno de 300/07 (**Figura 6.20**).

Foram observados indicadores cinemáticos apenas em seções delgadas, correspondendo a *mica fishes* indicando direção do cisalhamento como de topo para SE.

A intersecção dessa foliação com o S0//Sni-2 gera uma lineação de intersecção bem evidente principalmente em pontos onde afloram quartzitos com mergulhos íngremes.

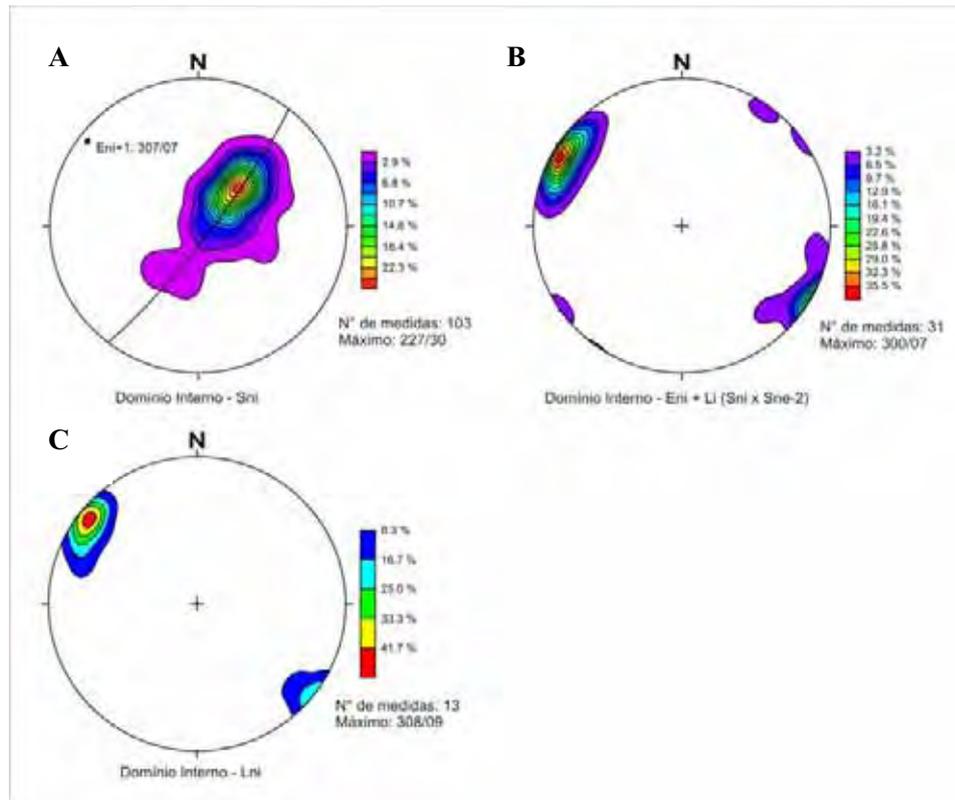


Figura 6.20 – Estereogramas relacionados as estruturas desenvolvidas na fase Dni A – Foliação Sni. B – Eixos de dobras (Eri) somadas as lineações de intersecção entre os planos Sni e Sni-1. C – Lineações de estiramentos (Lni)

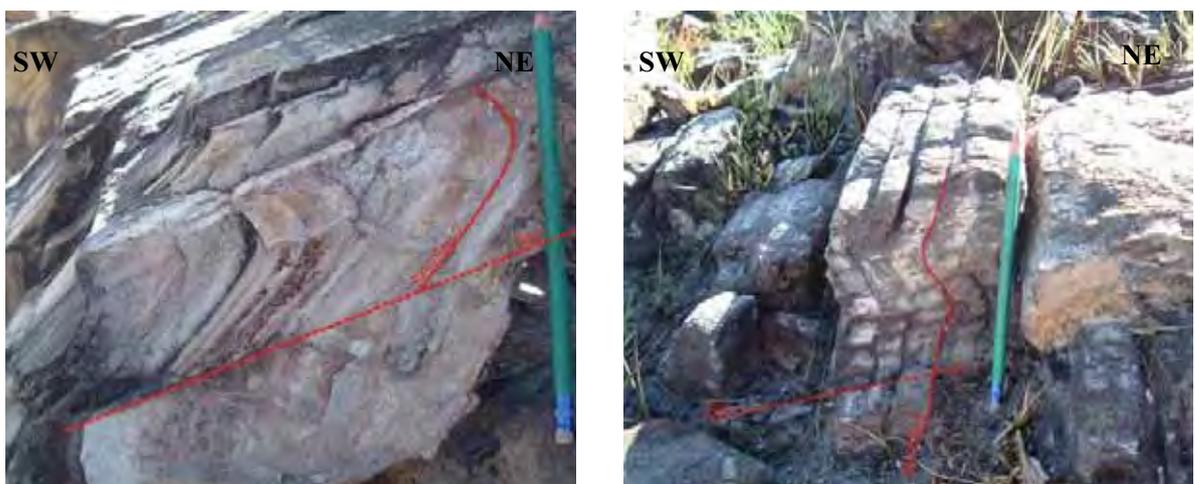


Figura 6.21 – Quartzitos da Unidade Fu-1, com o S0//Sni-1 apresentando mergulhos íngremes (A – TM-123; B- TM-140). Nesses afloramentos notamos claramente a foliação Sni, com mergulhos mais suaves, cortando o S0//Sni-1, formando uma clivagem de crenulação, ainda bastante espaçada nestes locais.

#### **6.2.4 Fases posteriores**

No Domínio Interno raramente foram encontradas estruturas relacionadas a fases tardias, e igualmente ao Domínio Externo tratam-se de dobras abertas e *kinks* com eixos mergulhando para NW-SE (126/2 e 305/5) e para SW (230/2), onde o plano dobrado corresponde a Sni. Em alguns raros pontos desenvolvem uma foliação, onde também é observada uma lineação de crenulação. Não foi observada relação de corte entre essas estruturas e são consideradas em conjunto pós-Dni.

As direções das dobras tardias nos Domínios Externo e Interno são iguais e os diferentes valores de mergulho dos eixos resultam apenas dos diferentes mergulhos dos planos que estão sendo dobrados, subvertical no Domínio Externo e subhorizontal no Interno.

### **6.3 INTEGRAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS EM ÁREAS CORRELATAS**

Aqui serão expostas algumas observações feitas em localidades próximas à área estudada, para melhor embasar e dar um caráter regional à comparação entre as estruturas do Domínio Externo e Interno que será proposta.

Essas observações foram feitas em trabalhos de campo relacionados às disciplinas: Mapeamento de Áreas Cristalinas (2005) (Campo 2), e Geologia Estrutural (2006), que fazem parte da grade curricular do Curso de Graduação em Geologia da UNESP, nas quais o autor participou como monitor.

A disposição dessas áreas em relação a estudada, bem como um esquema das estruturas observadas, podem ser vistos na **Figura 6.22**.

#### **6.3.1 Disciplina “Campo 2 – 2005”**

A área abordada para estudo na disciplina Campo 2 – 2005 corresponde, da mesma maneira que a área estudada nesse trabalho, a um perfil norte-sul que cruza o limite entre os Domínios Externo e Interno (RLC), indo da Serra da Canastra até a Serra Preta. O padrão estrutural é semelhante ao descrito para a área de estudo.

Porém, foram freqüentemente observadas nos domínios do Vão dos Cândidos, as dobras subrecumbentes que afetam a foliação principal, aqui denominada de Sne.

Onde estas estruturas foram notadas, constatou-se que o plano dobrado corresponde o S0//Sne-1//Sne, e há o desenvolvimento de uma foliação que

mergulha com baixo ângulo para SW. Em muitos locais, principalmente próximo à borda norte da Serra da Gurita, esta foliação, em geral uma clivagem de crenulação, torna-se forte, passando a ser a foliação principal predominante do afloramento. Esta correspondente a  $S_{ne+1}$ .

Na área atualmente estudada foi observada esta foliação principalmente nos domínios Gurita e Babilônia, indicando que a penetratividade desta estrutura é variada ao longo da região.

### **6.3.2 Disciplina “Geologia Estrutural – 2006” Perfil do Letreiro**

Esse perfil é realizado em rochas enquadradas no Domínio Interno, correspondente à *Nappe* de Passos. Sua localização em relação à área estudada pode ser vista na **Figura 6.22**.

As rochas aflorantes constituem basicamente quartzitos que marcam bem o plano  $S_0$ , sendo possível notar claramente a presença de dobras kilométricas normais, abertas a fechadas, que são cortadas por uma foliação de baixo ângulo.

Através dos critérios de superposição de estruturas foi elaborado um esboço das estruturas presentes e a relação entre elas, como é mostrado no detalhe do Perfil do Letreiro da **Figura 6.22**. Nesse detalhe, que representa um esquema simplificado do perfil elaborado, podemos ver o bandamento composicional ( $S_0$ ), paralelo a uma foliação ( $S_1$ ); dobrados por uma fase  $D_2$ , gerando dobras quilométricas normais, abertas a fechadas, não havendo, em geral, o desenvolvimento de uma foliação plano axial; estas dobras são cortadas por uma foliação ( $S_3$ ) que mergulha com baixo ângulo para SW, que corresponde à  $S_{ni}$  na área aqui trabalhada. Essas dobras, do “tipo Letreiro”, são correlacionadas com as dobras descritas como sendo da fase  $S_{ni-1}$  aqui nesse trabalho, confirmando a ocorrência das mesmas.

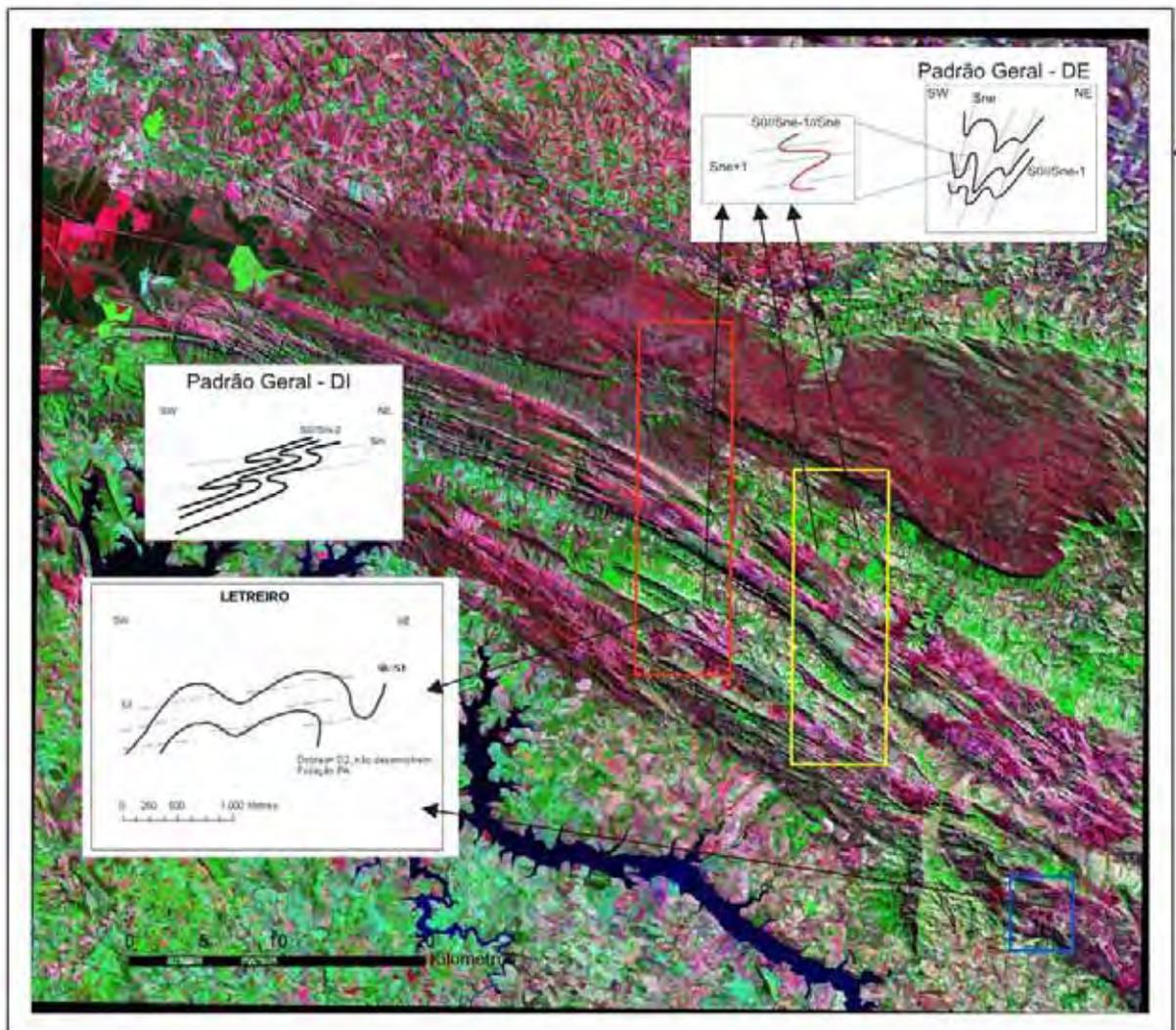


Figura 6.22 – Imagem mostrando a disposição das áreas correlatas estudadas. Em vermelho, a área atualmente estudada; em amarelo, a área estudada na disciplina “Campo 2 – 2005”; e em azul o Perfil do Letreiro, feito na disciplina “Geologia Estrutural – 2006”. Nos detalhes podemos ver as estruturas observadas nas áreas estudadas e a relação entre elas (explicação no texto).

### 6.3.3 Correlação entre as estruturas do DE e DI

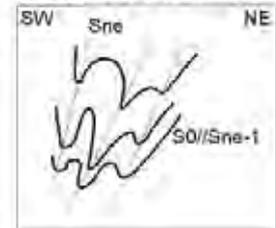
Nesse item será apresentada nossa interpretação da correlação entre as estruturas presentes nos Domínios Interno e Externo.

Com base nas observações feitas em campo (descritas no item 6.2) e consultas na literatura, para enquadrar as estruturas pós-fase principal (Dne e Dni) vistas em cada Domínio, podemos apresentar o quadro abaixo, resumindo o padrão estrutural de cada Domínio:

### Domínio Externo

	FOLIAÇÃO	DOBRA	LINEÇÃO	FALHAS
<b>Dne+3</b>	Clivagem de crenulação - rara	Dobras/kinks abertos - eixo SW (230/83)	Lineação decrenulação	?
<b>Dne+2</b>	?	Dobras/kinks abertos - eixo NW (316/60)	?	?
<b>Dne+1</b>	Clivagem de crenulação de penetrabilidade heterogênea Subhorizontal (228/33)	Dobras Semirecumbentes (mm a m)	?	Contato DI/DE - (Rampa Lateral de Capitólio)
<b>Dne</b>	Foliação Principal, Sne - Subvertical (216/82) Foliação Q' (180/85)	Frequentes - Abertas a isoclinais (mm a km) Eixos (301/13)	Le/Lm (306/10) Lineação de interseção	Falhas Sinistrais Obliquas - Arranjo Estrutural DE
<b>Dne-1</b>	Xistosidade // ao S0	Uma Grande Antiforma no Subdomínio Canastral/Vão dos Cântidos	?	?

#### Padrão Geral - DE



### Domínio Interno

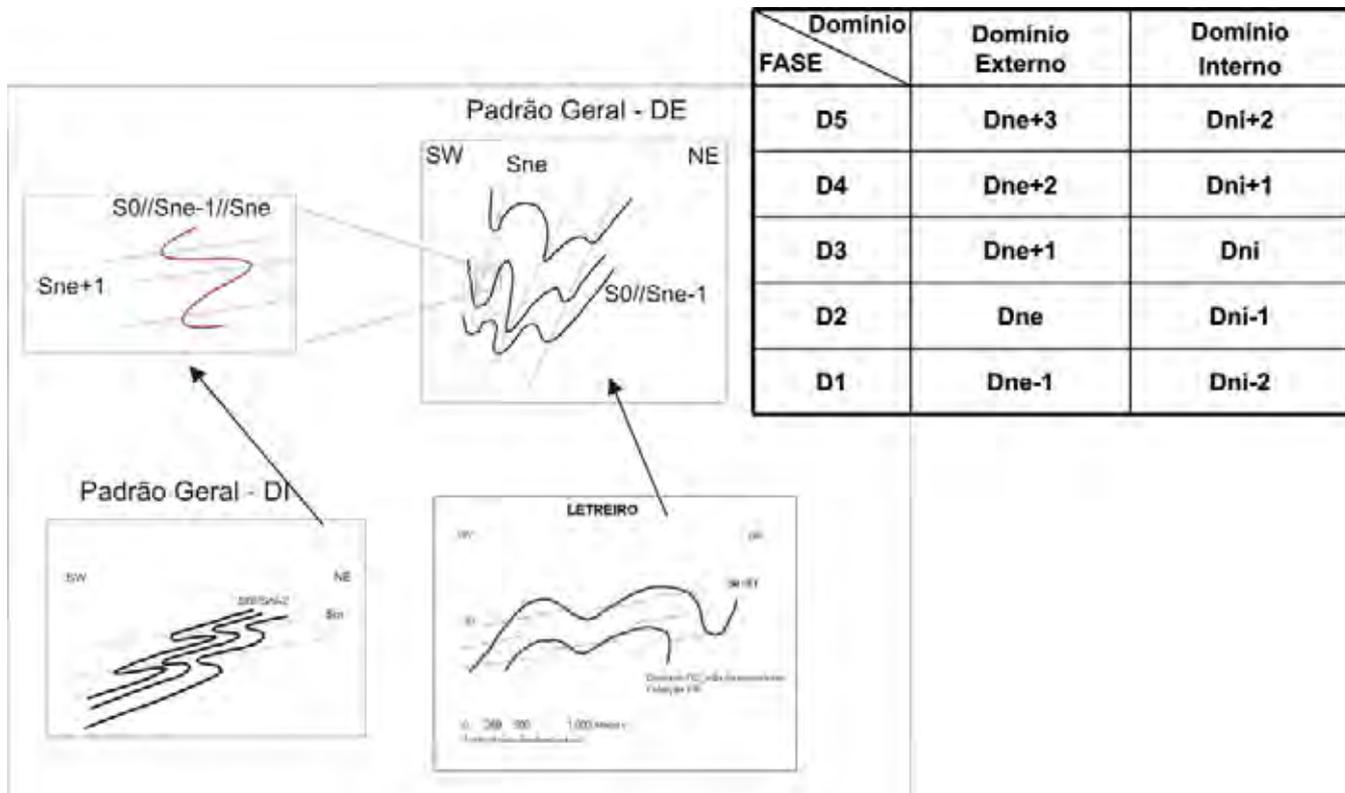
	FOLIAÇÃO	DOBRA	LINEÇÃO	FALHAS
<b>Dni+2</b>	?	Dobras/kinks abertos - eixo SW	?	?
<b>Dni+1</b>	?	Dobras/kinks abertos - eixo NW	?	?
<b>Dni</b>	Foliação principal Clivagem de crenulação - subhorizontal (227/30)	Dobras Semirecumbentes (mm - m) - Eixo (300/07)	Le/Lm (308/09) Lineação de interseção	Cavalgamento DI-DE - Rampa Lateral de Capitólio
<b>Dni-1</b>	Foliação Subvertical incipiente (220/60)	Kilométricas - Abertas, Eixo (135/08)	?	?
<b>Dni-2</b>	Clivagem Andesiana - Xistosidade // ao S0	?	?	?



Figura 6.23 – Quadro apresentando resumo das estruturas encontradas nos Domínios Interno e Externo, com o padrão estrutural geral, mostrado no detalhe.

A comparação entre estas tabelas, acrescida das observações feitas nas áreas correlatas, descritas no item 6.3, conduzem uma correlação entre as estruturas presentes nos Domínios Interno e Externo (**Figura 6.23**). Se observarmos o padrão geral descrito para o Domínio Externo, podemos comparar as dobras geradas na fase Dne, com as dobras do “tipo Letreiro” no Domínio Interno (Dni-1). E da mesma maneira, as dobras recumbentes geradas na fase Dni, podem ser

vinculadas às dobras recumbentes que afetam Sne, no Domínio Externo (**Figura 6.24**).



**Figura 6.24** – Painel comparativo, mostrando uma possível correlação entre as estruturas presentes nos Domínios Externo e Interno, agrupadas na tabela em 5 fases de deformação.

Desta maneira podemos agrupar as estruturas observadas nos dois Domínios em 5 fases de deformação. Apesar de na tabela da **Figura 6.24** as fases Dne-1 e Dni-1 estarem lado a lado, agrupadas em uma fase D1, provavelmente elas representam processos distintos em cada domínio, tendo esses compartimentos tectônicos uma história comum a partir da fase D2, onde possivelmente foram colocados lado a lado. A **Figura 6.25** mostra um perfil geológico com indicações de como as estruturas encontradas foram interpretadas em relação às fases de deformação.

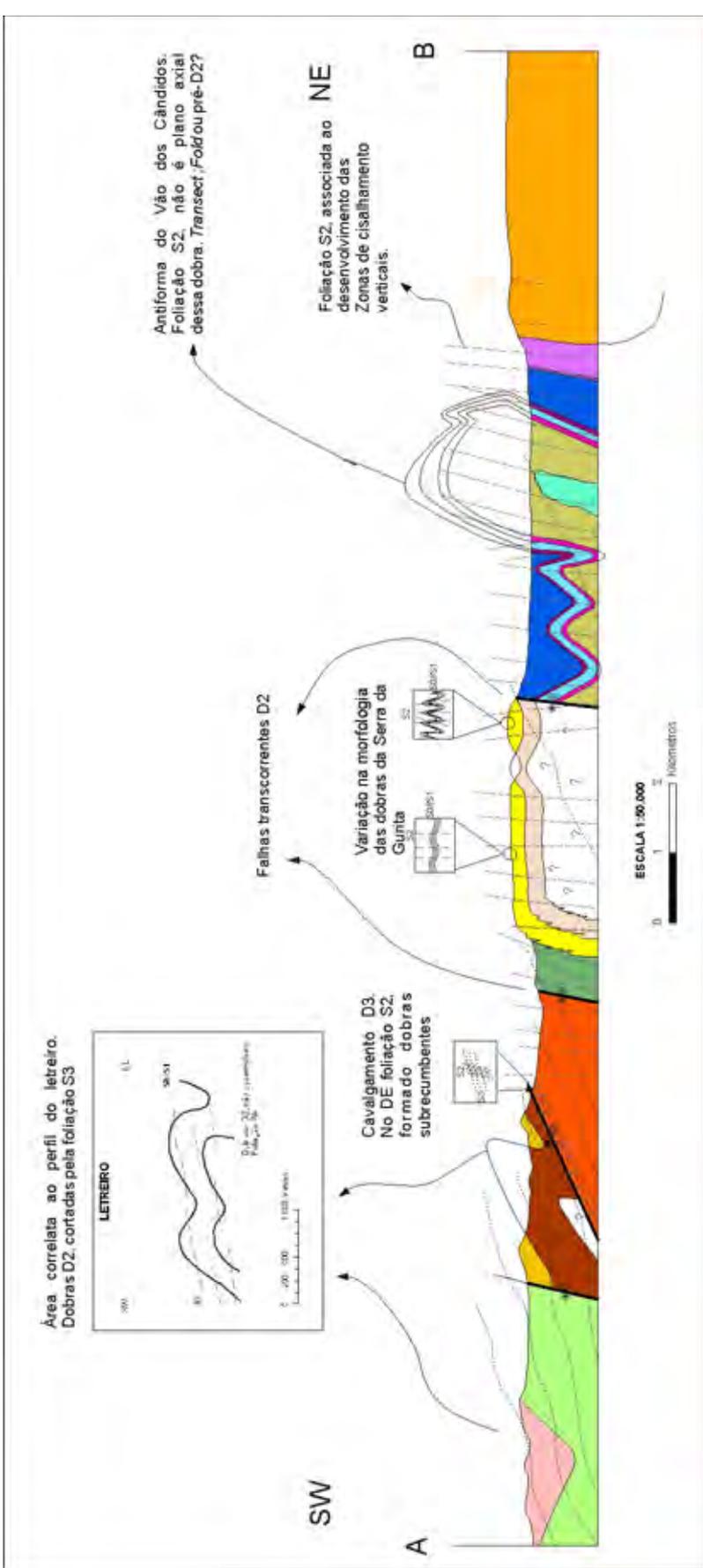


Figura 6.25 – Perfil geológico com indicações de como foram interpretadas as estruturas mapeadas.

## **7. ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO**

### **7.1 ESCOLHA DOS MARCADORES DE DEFORMAÇÃO E MÉTODOS DE ANÁLISE**

Foram coletadas amostras orientadas de quartzito ao longo de todo Domínio Externo na área mapeada para ser feita a análise da deformação relacionada à Fase D2. Essas litologias foram escolhidas por serem encontradas frequentemente por toda extensão desse domínio e pelo conhecimento prévio da existência de grãos de quartzo sedimentares preservados nestas rochas, que seriam usados como marcadores de deformação.

Com o avanço dos estudos notamos que a presença dos grãos de quartzo sedimentares se tornava escassa a sul do flanco sul da Antiforma do Vão dos Cândidos, e praticamente ausentes nos subdomínios Gurita e Babilônia, não sendo assim possível realizar a análise da deformação através desses marcadores.

Os quartzitos coletados para esse fim são geralmente pouco micáceos (<15% de muscovita) e possuem uma porcentagem variável de grãos de quartzo sedimentares preservados (15% a 60%). A presença de subgrãos margeando os clastos sedimentares de quartzo dificultou a definição precisa do limite do que seria o grão sedimentar original, que acabou sendo considerado como os grãos maiores rodeados por grãos menores da matriz da rocha.

Assumindo que o plano da foliação corresponde ao plano XY do elipsóide de deformação e a lineação de estiramento (e/ou mineral) ao eixo X do mesmo, foram feitos dois cortes orientados em cada amostra, perpendiculares entre si e ambos perpendiculares à foliação, sendo um deles paralelo a lineação de estiramento, correspondendo aos planos XZ e YZ; de onde foram feitas seções delgadas.

Para determinar a razão de deformação em duas dimensões foram tiradas fotografias digitais dessas duas seções, os contornos dos grãos sedimentares digitalizados e analisados através do programa SPO (*Shape Preferred Orientation*) (LAUNEAU & ROBIN, 1996). A partir do contorno de 40 – 85 grãos, os métodos *Rf/phi* (RAMSAY & HUBER, 1983) e *Intercept Method* (LAUNEAU & ROBIN, 1996), foram utilizados para se obter o formato médio dos grãos e o elipsóide de deformação. Para a estimativa do elipsóide de deformação em 3 dimensões foi utilizado o programa *Ellipsoid 2003* (ROBIN, 2002; LAUNEAU & ROBIN, 2005). Um resumo da metodologia utilizada se encontra na **Figura 7.1**.

A partir dos elipsóides de deformação foram utilizados diagramas de Flinn e Hossack (RAMSAY & HUBER, 1983), para avaliar a forma dos elipsóides e a intensidade de deformação.

### **7.1.1 Apresentação e discussão dos resultados**

A análise da deformação através de grãos de quartzo sedimentares preservados em quartzitos foi feita em 11 amostras, apenas do Subdomínio Canastra/Vão dos Cândidos (**Figura 7.3**). Em cada uma das lâminas de cada amostra, como dito anteriormente, foram delimitados os marcadores e, em seguida, mensurados através do programa SPO o ângulo, *phi*, entre o eixo maior e a base da lâmina, e os comprimentos dos semi-eixos maiores e menores ( $1+e_1$ ,  $1+e_2$  ou  $1+e_3$ ) de cada grão de quartzo utilizado.

Não consideramos o problema de variação volumétrica dos marcadores, causada por dissolução por pressão. Os dados aqui apresentados devem então ser considerados como valores mínimos de deformação.

Primeiramente calculamos a razão axial final da deformação ( $R_f$ ) para cada corte de cada amostra, através das médias aritmética (A), geométrica (G) e harmônica (H).  $R_f$  corresponde à relação semi-eixo maior do grão de quartzo analisado/ semi-eixo menor (**Tabela 7.1**). Em seguida estimamos o elipsóide de deformação para cada face através dos métodos *Rf/phi* e *Intercept Method* (I.M.) - **Figura 7.1 (d) e (e)**, e **Tabela 7.1**.

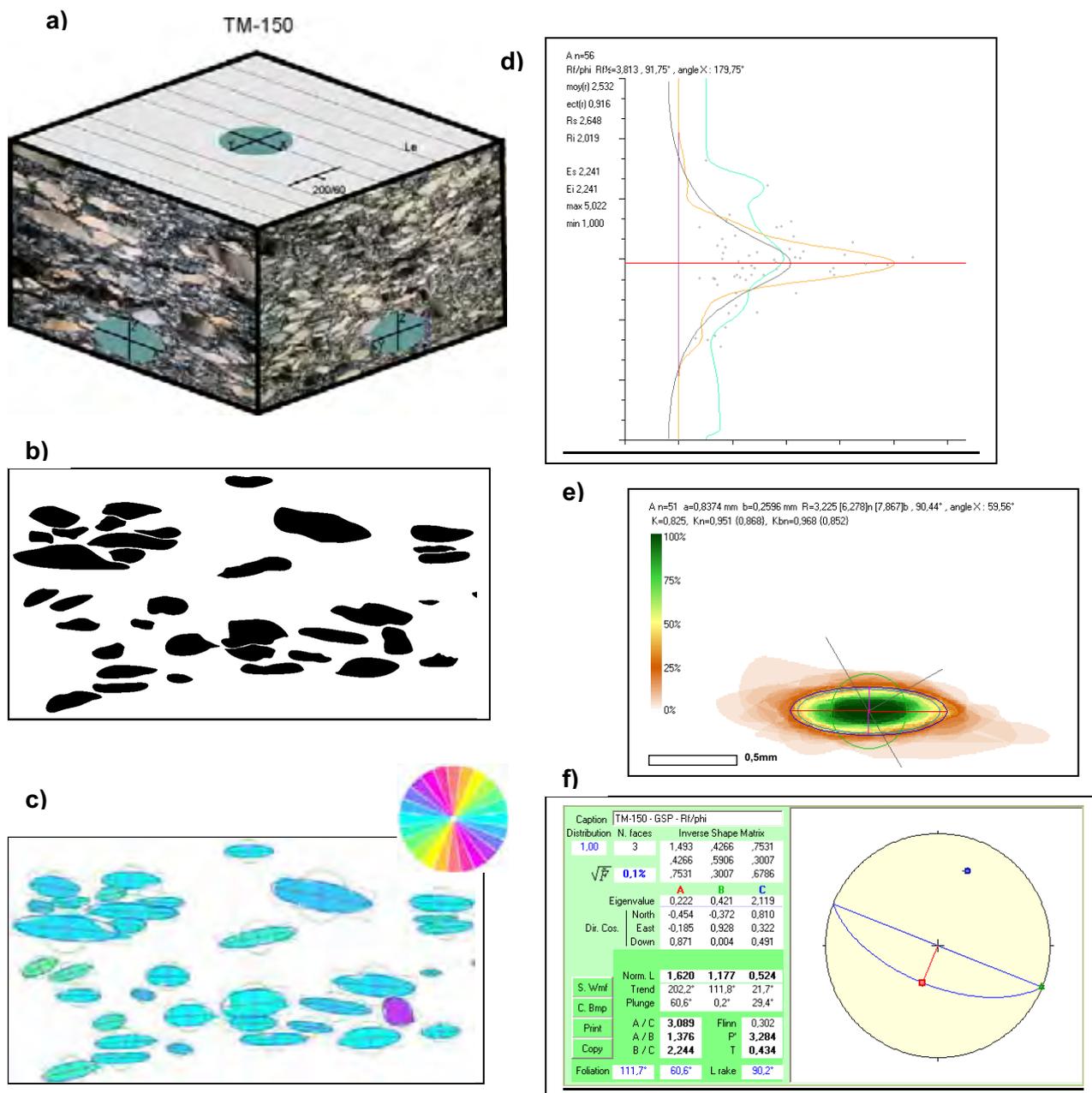


Figura 7.1 – Apresentação dos procedimentos utilizados para se obter os elipsóides de deformação, utilizando como exemplo o ponto TM-150. a) Bloco diagrama esquematizando a amostra orientada de quartzito coletada no ponto TM-150. Plano XY representando a foliação S2, orientada em campo; lineação, Lne – paralela ao eixo X. Fotomicrografias representando os cortes XZ e YZ. b) Contorno dos grãos de quartzo sedimentares digitalizados da face XZ representada na figura (a). c) Imagem (b) processada no programa SPO (LAUNEAU & ROBIN, 1996), apresentando elipsóides médios traçados para cada grão digitalizado; a cor é relacionada à roseta no canto superior direito, indicando a direção do eixo maior. d) Gráfico Rf/phi para a face XZ. e) Através do *Intercep Method* (LAUNEAU & ROBIN, 1996) o programa SPO reconhece os grãos digitalizados e nesse diagrama sobrepõe o centro de gravidade de cada um. Os *pixels* sobrepostos são somados o que resulta em um diagrama de freqüência, apresentado na coluna ao lado. Como resultado, temos uma elipse que representa o formato médio dos grãos e a orientação do eixo maior. f) Após gerarmos os dados em 2D, através dos métodos apresentados nas figuras (d) e (e) para as faces XZ e YZ, estimamos o elipsóide em 3D através do programa *Ellipsoid 2003* (ROBIN, 2002; LAUNEAU & ROBIN, 2005) para cada método. O estereograma apresentado mostra as atitudes da foliação (plano em azul), e dos 3 eixos finitos (X=A; B=Y e C=Z), obtidos através do método Rf/phi; notar a similaridade da foliação gerada (212/61) e da foliação obtida em campo (210/60 – figura (a)), bem com da lineação.

Amostra	Média (A)	Média (G)	Média (H)	Rf/phi	I.M.
TM-1A (XZ)	1,63146025	1,58046286	1,5369473	1,554	1,286
TM-1B (YZ)	1,65294721	1,58436678	1,52820105	1,366	1,168
TM-3A (XZ)	1,70870756	1,67323488	1,63808226	1,538	1,362
TM-3B (YZ)	1,69790928	1,64363162	1,59307587	1,512	1,223
TM-11A (XZ)	2,00217234	1,90929929	1,83300302	1,711	1,632
TM-11B (YZ)	1,75580279	1,68063502	1,61181899	1,635	1,362
TM-14A (XZ)	2,14479202	2,0116822	1,89040075	1,969	1,677
TM-14B (YZ)	1,69520215	1,63682178	1,58728114	1,723	1,469
TM-36A	1,82664678	1,73816759	1,65992552	1,651	1,47
TM-36B	1,82795737	1,75486022	1,68020668	1,88	1,452
TM-39A (XZ)	2,08133816	1,94694482	1,83440245	1,744	1,73
TM-39B (YZ)	1,74143717	1,68952848	1,63976227	1,579	1,463
TM-58A (XZ)	1,87589652	1,81691558	1,76380333	1,761	1,68
TM-58B (YZ)	1,69146342	1,63311873	1,58275648	1,627	1,396
TM-150A (YZ)	2,5317883	2,38760808	2,26344095	2,241	2,067
TM-150B (XZ)	3,75510582	3,5136336	3,27278638	3,084	3,225
TM-153A (XZ)	3,33219208	3,09265728	2,85824387	2,785	3,05
TM-153B (YZ)	3,24440242	3,02531356	2,82510981	2,497	2,591
TM-178A (YZ)	1,60567235	1,56032201	1,51911056	1,58	1,351
TM-178B (XZ)	2,05732443	1,96489187	1,88043817	1,92	1,705
TM-181A (XZ)	1,92847845	1,82195629	1,73079542	1,713	1,586
TM-181B (YZ)	1,72976074	1,66683266	1,61036849	1,618	1,407

**Tabela 7.1 – Razão axial final da deformação  $R_f$  obtida para cada face de cada amostra, através das médias aritmética (A), geométrica (G) e harmônica (H) e, dos métodos Rf/phi e *Intercept*. Em preto os valores para os cortes XZ, e, em vermelho os cortes YZ. Para a amostra do Ponto TM-36, cada método indicou uma posição para o eixo X, mas a lineação observada em campo corresponde à indicada pelo método I.M.**

A análise da **Tabela 7.1** mostra o que geralmente se encontra na literatura, com valores da média aritmética > média geométrica > média harmônica. Esses valores variam pouco, com as diferenças entre as médias aritmética e harmônica geralmente não ultrapassando 0,2. Esses resultados não apresentam uma clara relação com os valores obtidos pelos outros dois métodos, apenas confirmam, comparativamente, valores maiores no plano XZ em relação ao YZ. Lisle (1977 *apud* RAMSAY & HUBER, 1983) indica os equívocos que podem ser causados pelo cálculo da deformação através das médias aritmética, geométrica e harmônica; que indicaria apenas uma estimativa da magnitude da deformação em duas dimensões, e sugere que a média harmônica é a mais coerente comparada com outros métodos.

Os valores obtidos para os métodos Rf/phi e I.M. apresentam uma variação de até 0,4. Com os valores de Rf/phi normalmente sendo maiores, exceto nas amostras TM-150 e TM-153, que apresentam os maiores valores de  $R_f$ . A comparação entre eles, plano a plano, também mostra uma boa relação pelo menos

na indicação do eixo de maior estiramento, exceto na amostra TM-36, onde cada um dos métodos indica um plano.

As **Tabelas 7.2 e 7.3**, respectivamente para os métodos Rf/phi e I.M., apresentam os tamanhos dos semi-eixos  $1+e_1$ ,  $1+e_2$  e  $1+e_3$ , as razões  $R_{xy} = 1+e_1/1+e_2$ ,  $R_{xz} = 1+e_1/1+e_3$  e  $R_{yz} = 1+e_2/1+e_3$  e a atitude dos eixos X, Y e Z dos elipsóides de deformação; estimados no programa *Ellipsoid 2003* através da integração em 3D dos dados obtidos.

Amostra	$1+e_1$	$1+e_2$	$1+e_3$	$R_{xz}$	$R_{xy}$	$R_{yz}$	X	Y	Z
TM-1	1,196	1,14	0,733	1,631	1,05	1,554	299/31	156/53	41/18
TM-3	1,163	1,143	0,753	1,544	1,018	1,518	312/41	144/48	47/06
TM-11	1,212	1,201	0,687	1,765	1,009	1,75	139/29	01/54	241/20
TM-14	1,312	1,155	0,66	1,988	1,136	1,751	330/44	104/36	214/24
TM-36	1,325	1,258	0,6	1,909	1,148	1,662	111/54	319/32	221/14
TM-39	1,245	1,127	0,713	1,746	1,104	1,581	308/56	130/34	40/01
TM-58	1,243	1,145	0,703	1,768	1,085	1,629	336/84	117/05	208/4
TM-150	1,62	1,177	0,524	3,089	1,376	2,244	202/61	112/0	22/30
TM-153	1,46	1,309	0,523	2,789	1,115	2,5	122/26	290/64	30/05
TM-178	1,339	1,09	0,685	1,955	1,228	1,591	202/46	99/13	357/41
TM-181	1,231	1,151	0,706	1,744	1,07	1,63	220/59	102/16	04/26

**Tabela 7.2 – Comprimento dos semi-eixos, razões axiais finais de deformação ( $R_f$ ) e orientação dos eixos do elipsóide de deformação obtidos através do método Rf/phi.**

Amostra	$1+e_1$	$1+e_2$	$1+e_3$	$R_{xz}$	$R_{xy}$	$R_{yz}$	X	Y	Z
TM-1	1,113	1,07	0,84	1,324	1,04	1,273	298/38	143/49	38/13
TM-3	1,149	1,032	0,843	1,363	1,113	1,224	313/41	140/49	46/03
TM-11	1,24	1,088	0,741	1,672	1,139	1,468	357/52	136/31	239/20
TM-14	1,243	1,092	0,737	1,687	1,137	1,483	327/45	106/37	213/22
TM-36	1,142	1,141	0,768	1,486	1,001	1,485	344/60	127/25	225/16
TM-39	1,269	1,074	0,734	1,73	1,182	1,464	312/56	126/34	218/3
TM-58	1,266	1,05	0,752	1,683	1,205	1,397	342/81	115/06	206/6
TM-150	1,715	1,098	0,531	3,321	1,561	2,069	202/60	111/0	21/30
TM-153	1,532	1,302	0,501	3,055	1,177	2,596	122/26	288/63	29/06
TM-178	1,302	1,021	0,752	1,733	1,275	1,359	202/34	100/17	349/51
TM-181	1,221	1,077	0,761	1,605	1,134	1,415	222/60	104/15	07/25

**Tabela 7.3– Comprimento dos semi-eixos, razões axiais finais de deformação ( $R_f$ ) e orientação dos eixos do elipsóide de deformação obtidos através do método I.M.**

Comparando os valores obtidos para os dois métodos notamos que os valores dos comprimentos dos semi-eixos obtidos são bem similares, com poucas amostras em que a variação desse valor ultrapassa 0,1 (10%). Para os valores de razão de deformação final ( $R_f$ ), já que relacionamos dois semi-eixos, a variação aumenta principalmente nas razões  $R_{xz}$  e  $R_{yz}$ , chegando a até 0,4. As orientações obtidas para os eixos dos elipsóides são bem próximas, com algumas exceções relacionadas às amostras TM-11 e TM-36.

Para comparação dos elipsóides em 3D obtidos, calculamos alguns parâmetros que avaliam a forma dos elipsóides: **k** – Flinn (RAMSAY & HUBER, 1983) e **v** – Parâmetro de Lode (LODE, 1926 *apud* RAMSAY & HUBER, 1983); e parâmetros que avaliam a intensidade de deformação: **d** – Flinn (RAMSAY & HUBER, 1983) e **Cs** (NADAI, 1963 *apud* RAMSAY & HUBER, 1983). Esses dados são apresentados nas **Tabelas 7.4** e **7.5**, para os métodos Rf/phi e I.M., respectivamente.

Tabela 7.4 - Rf/phi				
Amostra	k	v	d	Cs
TM-1	0,090	0,804	0,557	0,382
TM-3	0,035	0,920	0,518	0,348
TM-11	0,012	0,968	0,748	0,460
TM-14	0,181	0,629	0,762	0,517
TM-36	0,224	0,572	0,680	0,482
TM-39	0,179	0,643	0,590	0,420
TM-58	0,135	0,712	0,635	0,436
TM-150	0,302	0,434	1,302	0,823
TM-153	0,077	0,787	1,507	0,797
TM-178	0,386	0,386	0,634	0,486
TM-181	0,111	0,758	0,634	0,429

Tabela 7.5 - I. M.				
Amostra	k	v	d	Cs
TM-1	0,147	0,720	0,277	0,215
TM-3	0,504	0,306	0,251	0,222
TM-11	0,297	0,492	0,489	0,378
TM-14	0,284	0,504	0,501	0,385
TM-36	0,002	0,996	0,486	0,324
TM-39	0,392	0,391	0,498	0,397
TM-58	0,516	0,282	0,446	0,373
TM-150	0,525	0,239	1,207	0,837
TM-153	0,111	0,709	1,609	0,854
TM-178	0,766	0,114	0,451	0,389
TM-181	0,323	0,469	0,436	0,346

Tabela 7.4 – Resultados dos parâmetros de deformação para os elipsóides obtidos através do método Rf/phi e integrados pelo programa *Ellipsoid 2003* (ROBIN, 2002; LAUNEAU & ROBIN, 2005).

Tabela 7.5 – Resultados dos parâmetros de deformação para os elipsóides obtidos através do I.M. e integrados pelo programa *Ellipsoid 2003* (ROBIN, 2002; LAUNEAU & ROBIN, 2005).

Para análise dos dados obtidos nas **Tabelas 7.4** e **7.5** utilizamos os diagramas de Flinn (RAMSAY & HUBER, 1983) e Hossack (HOSSACK, 1968 *apud* RAMSAY & HUBER, 1983). No diagrama de Flinn são correlacionados os parâmetros **k** e **d** e no de Hossack, **v** e **Cs**.

A distância da origem dos diagramas indica a intensidade de deformação, representados por crescentes valores de **d** e **Cs**. Já os parâmetros relacionados à forma do elipsóide controlam a inclinação das curvas nos gráficos. No digrama de Flinn  $1 > k > 0$  representa o campo dos oblatos;  $k=1$  deformação plana; e  $\infty > k > 1$  campo dos prolatos. No diagrama de Hossack  $1 > v > 0$ , campo dos oblatos,  $v=0$  deformação plana e  $-1 < v < 0$ , campo dos prolatos.

Todos os elipsóides gerados estão no campo dos oblatos, mas, analisando conjuntamente os diagramas apresentados na **Figura 7.2** com os mapas da **Figura 7.3**, podemos notar algumas diferenças nos resultados gerados pelos dois métodos.

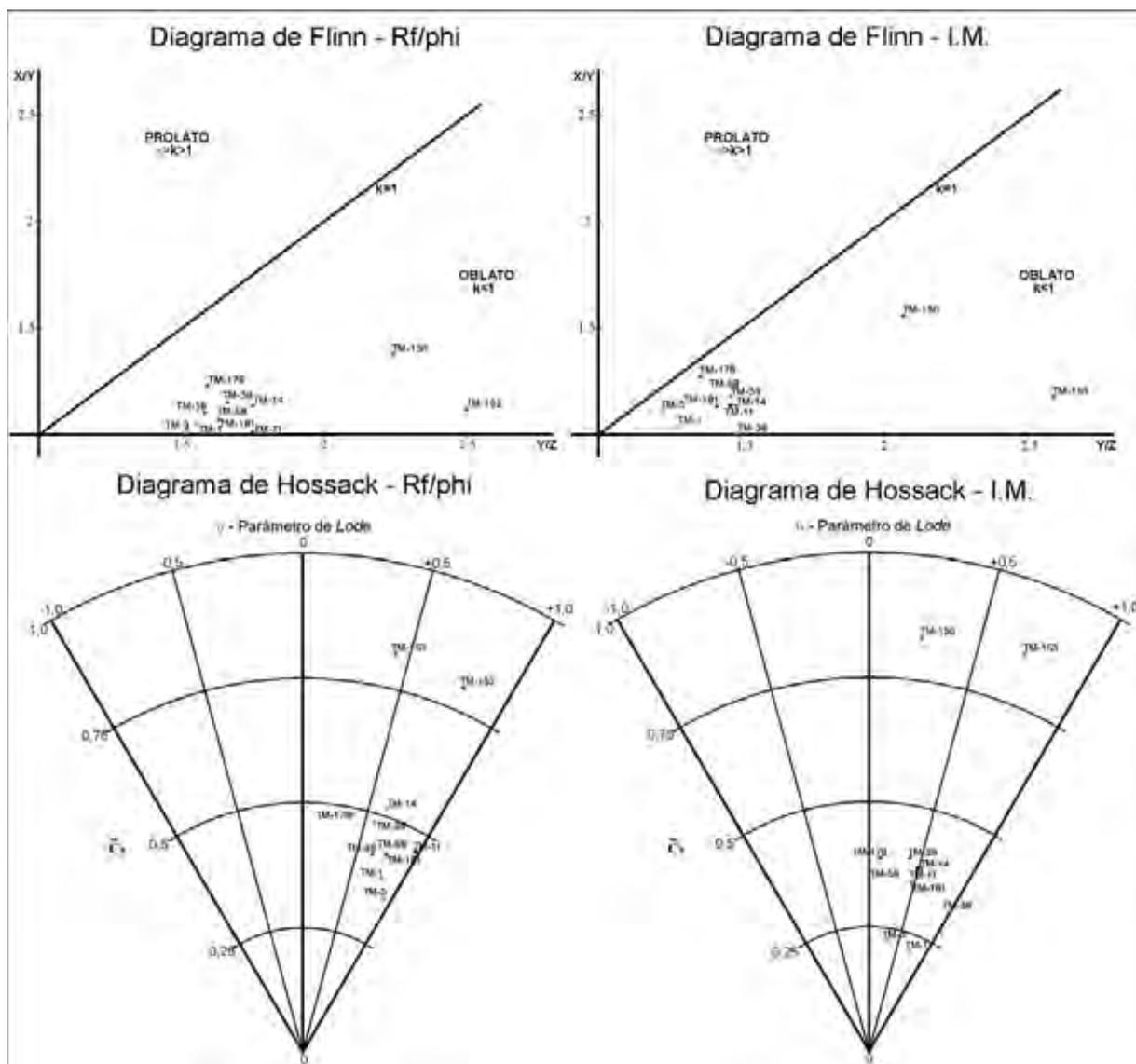
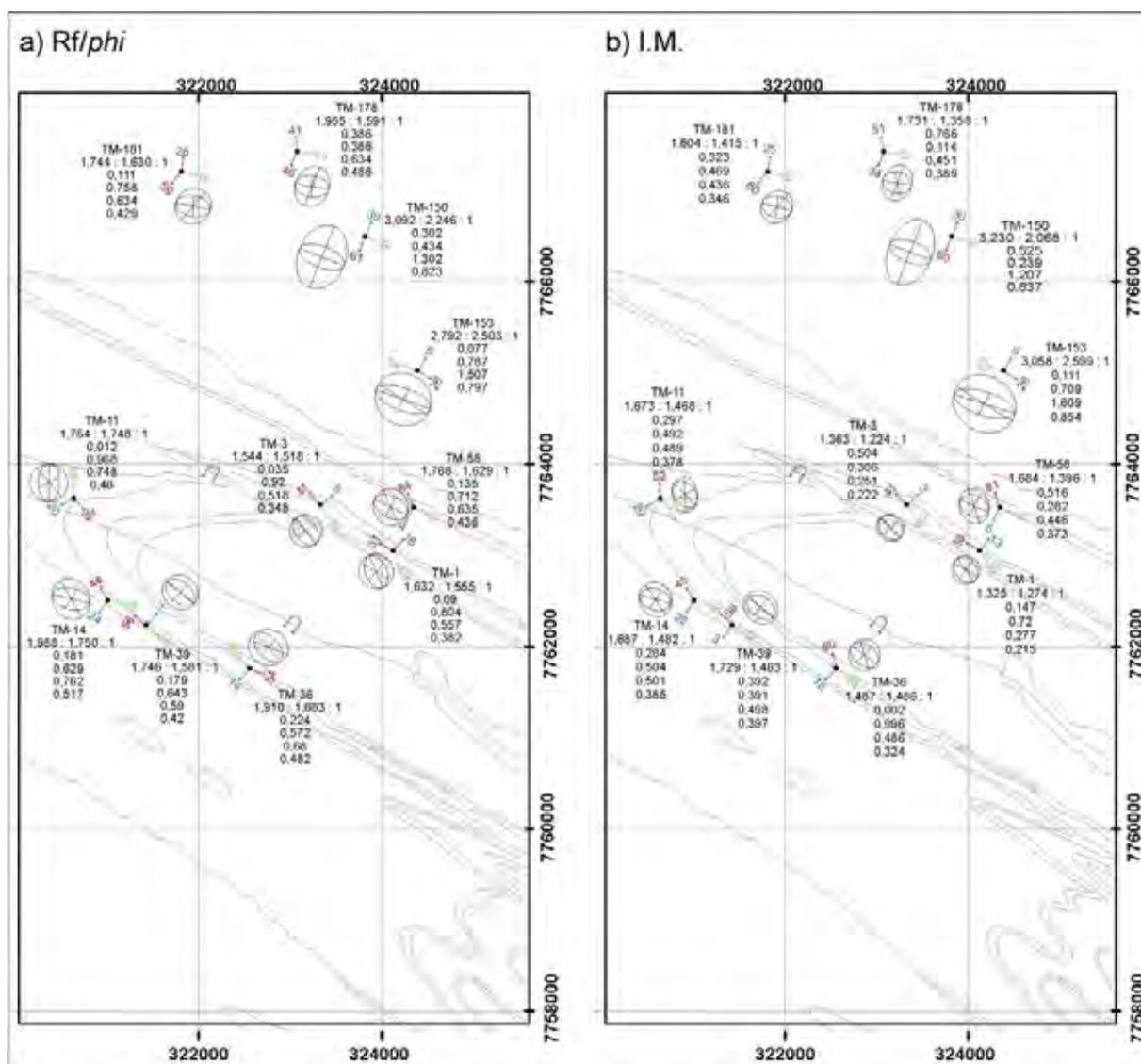


Figura 7.2 – Diagramas Flinn e Hossack para as amostras analisadas pelos métodos Rf/phi (coluna da esquerda) e I.M. (coluna da direita). Pontos verdes: Amostras coletadas no Flanco norte da Antiforme do Vão dos Cândidos (A.V.C.) – Unidade CVC-5; Ponto preto: charneira da A.V.C. – Unidade CVC-5; Pontos Roxos: Flanco Sul da A.V.C. – Unidades CVC-3 e CVC-5; Ponto Amarelo: base da unidade CVC-7; Pontos vermelhos: Topo da Serra da Canastra – Unidade CVC-8.

A partir do método Rf/phi temos os menores valores relacionados à intensidade de deformação ( $d$  e  $\epsilon_s$ ) nos pontos TM-1 e TM-3, que se situam no flanco norte da Antiforma do Vão dos Cândidos (AVC). Em direção a sul, a intensidade de deformação cresce até chegar aos picos de deformação dentro do Vale dos Cândidos, representados pelas amostras TM-11 e TM-14 no diagrama de Flinn e, TM-14 e TM-36 no de Hossack. O aumento da intensidade em direção a sul era esperado, pois estamos caminhando em direção ao plano de cisalhamento principal, que estaria relacionado ao limite norte da *Nappe* de Passos, e os valores

pouco maiores da intensidade de deformação nos pontos TM-11 e TM-14, podem indicar uma concentração de deformação na charneira da AVC.

Outro ponto que fica evidente na AVC nos dados gerados pelo método  $Rf/\phi_i$ , é que os elipsóides de deformação são mais oblatos no flanco norte e na charneira desse antiforme, indicado pelos baixos valores de  $k$  e altos valores de  $\nu$ , nas amostras TM-1, TM-3 e TM-11, que os posicionam próximo aos oblatos puros; e no flanco sul eles se tornam menos oblatos; essa divisão pode ser vista nos dois diagramas da **Figura 7.2**.



**Figura 7.3** – Mapa de localização das amostras onde foi feita a análise da deformação. Ponto preto – localização da amostra; setas – eixos do elipsóide de deformação com indicação do mergulho: seta vermelha- X, verde – Y, Azul – Z; Elipsóide de deformação: círculo maior – X-Y, círculo menor Y-Z. Legenda ao lado de cada ponto: 1ª linha: número da amostra; 2ª: razão do tamanho dos eixos em relação ao valor de Z, normalizado para 1 (X:Y:Z); 3ª:  $k$ ; 4ª:  $\nu$ ; 5ª:  $d$ ; 6ª:  $E_s$ .

Em relação ao flanco norte da AVC a deformação cresce sutilmente em direção a norte (TM-58, 178 e 181). Apresentando valores bem próximos das amostras do flanco sul do AVC, sendo ligeiramente menores. Os picos de deformação no topo da Serra da Canastra, nas amostras TM-150 e TM-153, que devem representar alguns planos de concentração de deformação, visto que apresentam valores anômalos aos outros observados.

Os dados gerados a partir do I.M., de uma maneira geral, delineiam o mesmo padrão mostrado pelo método  $Rf/\phi$ , mas não indicam uma tendência quanto à forma dos elipsóides, separa com mais clareza nichos de intensidade de deformação.

As direções dos eixos dos elipsóides de deformação, como já citado anteriormente (**Tabela 7.2**), mostram resultados muito próximos para ambas as metodologias utilizadas. Se analisarmos a direção do eixo X (**Figura 7.3**) vemos que elas se apresentam em posição direcional nas amostras coletadas mais a sul (TM-1, 3, 11, 14, 36 e 39), e passam para posição de mergulho nas amostras mais a norte (TM-58, 150, 178 e 181), com exceção da amostra TM-153. Esse fato pode indicar uma mudança no Tipo de Transpressão/ Zona de Cisalhamento Monoclínica que será discutida posteriormente.

## 7.2 DEFLEXÃO DA FOLIAÇÃO COMO MARCADOR DE DEFORMAÇÃO

Como não conseguimos mensurar a variação na intensidade de deformação relacionada a fase D2 ao longo de todo Domínio Externo, por falta de marcadores de deformação, como foi apresentado anteriormente, buscamos alguns parâmetros comparativos que pudessem nos indicar aumento ou diminuição na deformação.

RAMSAY & HUBER (1983) apresentam um método prático para a quantificação da deformação cisalhante ( $\gamma$ ) usando a deflexão da foliação em relação à direção da zona de cisalhamento. Através do ângulo ( $\Theta'$ ) entre a foliação e o plano de cisalhamento principal, usamos a fórmula  $\gamma=2/\text{tg}2\Theta'$ , para encontrarmos o valor de  $\gamma$ . Essa fórmula é válida se consideramos que em uma zona de cisalhamento simples a foliação inicial (S) é formada a 45° do plano de cisalhamento (C) e é continuamente rotacionada até o paralelismo como plano C. Em regimes transpressivos o plano S é formado fazendo um ângulo menor do que 45° com o plano de cisalhamento, sendo o valor desse ângulo controlado pela ação da

componente coaxial. Mas de qualquer forma o plano S rotaciona em direção ao plano C, e apesar de não podermos estimar com certeza o valor de  $\gamma$ , sem conhecer a componente coaxial, quanto menor o ângulo  $\Theta'$ , maior o valor da deformação cisalhante.

Consideramos que as medidas de S2 (Sne) coletadas correspondam aos planos Ss. O plano de cisalhamento, C, foi considerado com sendo paralelo aos planos das falhas principais, 210/82.

Para essa análise dividimos o Domínio Externo em 9 setores com direção paralela a estruturação geral da área (Figura 7.4) e avaliamos para cada um as medidas de S2 coletadas. Apesar da dispersão das medidas encontradas em todos os setores, consideramos o máximo obtido para cada setor como sendo o plano preferencial de S2.

Avaliando, de norte para sul, o ângulo entre o plano preferencial obtido para S2 e o plano principal considerado (**Figura 7.4**), observamos que gradativamente esse valor diminui, até se paralelizarem. Isso mostra que a intensidade da deformação cisalhante aumenta em direção a sul, em direção ao sentido do limite entre os Domínios Externo e Interno.

No Domínio Interno observamos principalmente dobras relacionadas à fase D2, nas quais praticamente não se desenvolvem foliações plano axial, então consideramos que a intensidade de deformação relacionada à fase D2 reduz bruscamente do Domínio Externo para o Interno.

Se esses dois domínios estiveram em contato em algum momento através de um plano de alto ângulo esperaríamos que a intensidade de deformação crescesse continuamente em direção a esse plano, e em seguida diminuísse da mesma maneira. Essa quebra retrata o cavalgamento D3, que hoje marca o contato DE/DI, encobrendo parte da história deformacional ocorrida (**Figura 7.5**).

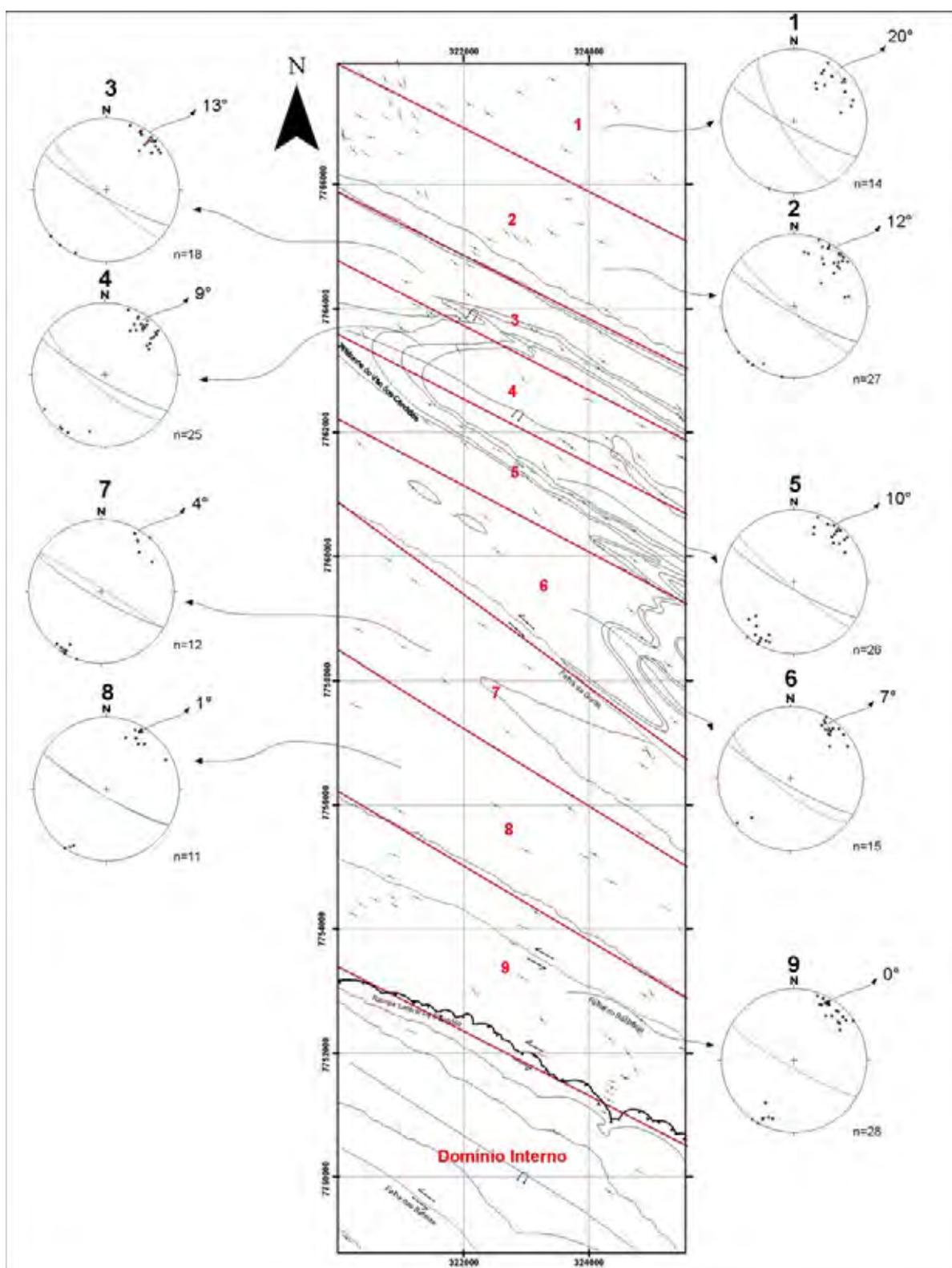


Figura 7.4 – Mapa mostrando como varia a direção preferencial do plano S2 (Sne) ao longo do Domínio Externo. Esse Domínio foi dividido em 9 setores, e avaliado individualmente os valores de S2. Pontos em vermelho representam os pólos das medidas de S2; Plano azul, parede da Zona de Cisalhamento considerada (210/82), ponto azul, pólo desse plano; Plano verde representa o plano preferencial para cada setor, com o triângulo verde sendo o pólo desse plano; no canto superior direito de cada estereograma o ângulo entre a parede da zona de cisalhamento e o plano identificado para cada setor.

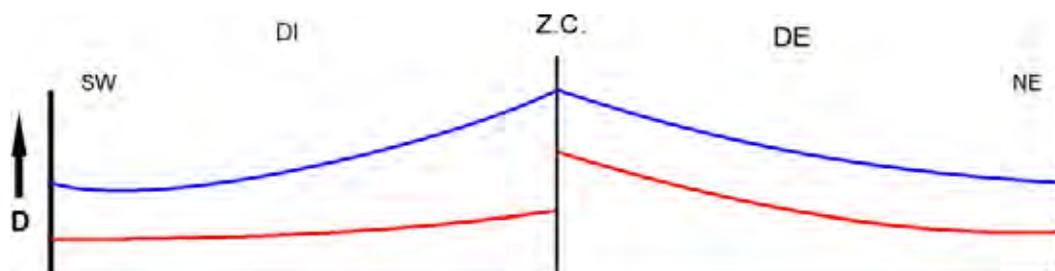


Figura 7.5 – Esboço mostrando como seria esperada a variação de intensidade de deformação ao longo de uma Zona de Cisalhamento (linha azul) X a curva estimada para área estudada (linha vermelha). A queda brusca observada estaria relacionada ao cavalgamento D3, encobrendo parte da história deformacional ocorrida.

### 7.3 ZONAS DE CISALHAMENTO X ELIPSÓIDE DE DEFORMAÇÃO

As atitudes dos elipsóides de deformação, relacionados à fase D2, apresentadas no item 7.1 mostra uma mudança na posição do eixo X nas rochas da Serra da Canastra. Enquanto a lineação de estiramento observada para grande parte da área se encontra em posição direcional, mergulhando com baixo ângulo para NW ou SE; nas rochas da Serra da Canastra a lineação de estiramento observada no plano entendido como S2, está em posição de mergulho, caindo com alto ângulo pra SW.

Como normalmente é observado na literatura, e confirmado no contexto geral da Faixa Brasília Meridional, a direção da lineação de estiramento (eixo X do elipsóide de deformação) geralmente corresponde com a direção principal de transporte tectônico, mas localmente podemos encontrar variações na direção do eixo X, em resposta a condicionantes locais.

Assim, o modo mais correto de identificarmos o sentido de transporte é reconhecer o eixo de vorticidade ( $\mathbf{w}$ ), e num plano normal a esse eixo observarmos os indicadores cinemáticos. A forma de posicionarmos o eixo de vorticidade quando ele não se encontra paralelo a Y, como em uma zona de cisalhamento simples, não é muito explorado na literatura.

Nesse item apresentaremos como identificamos o eixo de vorticidade utilizando a foliação SC, bem desenvolvida nas rochas do Domínio Externo, e a classificação nos tipos de Zonas de Cisalhamento Monoclínicas (Passchier, 1998), apresentadas no Capítulo 2.

### 7.3.1 Eixo de Vorticidade ( $w$ )

Para reconhecermos  $w$  nas rochas estudadas utilizamos a foliação S-C desenvolvida nos quartzitos estudados na Análise da Deformação. Os planos S são marcados principalmente por cristais de quartzo recristalizados e muscovitas, enquanto os planos C correspondem aproximadamente ao plano marcado pelos cristais de quartzo sedimentares reliquiares e também por muscovitas.

Consideramos que o corte onde vemos a maior assimetria entre esses dois planos, S e C, representa o plano normal ao eixo de vorticidade. Por exemplo (figura 7.6), medimos em um afloramento hipotético a atitude do plano C, 220/60; e do plano S, 265/66. O ponto de cruzamento entre esses dois planos (226/60) representa o eixo de rotação do plano S para se paralelizar ao C ( $w$ ).

O ângulo entre os planos S e C, nesse caso, é 40°. O plano normal ao eixo de vorticidade (46/30) representa o plano em que vemos o ângulo real entre os planos S e C; em todos os planos que contenha  $w$  veremos essas duas foliações paralelas, e em qualquer outro plano veremos o ângulo aparente entre eles, menor do que o real.

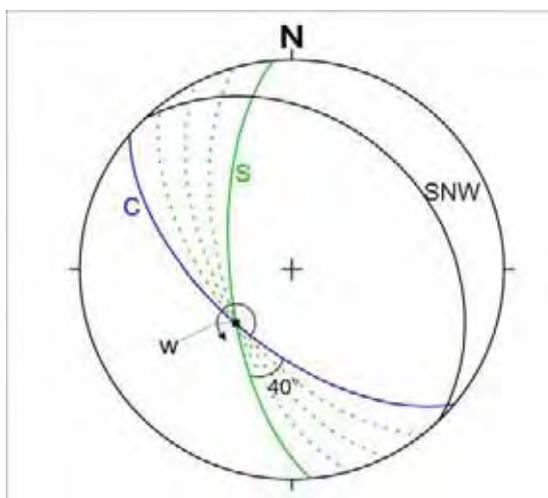


Figura 7.6 – Estereograma mostrando atitudes hipotéticas dos planos S e C, que formam uma foliação SC. Em verde, plano S (265/66); em azul, plano C (220/60), em preto, seção normal (046/30) ao eixo de vorticidade ( $w$  – 226/60). Sentido de rotação, sinistral; ângulo entre os planos 40°.

Utilizamos os elipsóides apresentados no item 7.1.1, gerados nos programas SPO e *Ellipsoid* a partir dos grãos sedimentares preservados e, utilizando a mesma metodologia apresentada na Figura 7.1, reconstruímos os planos formados pelos grãos de quartzo recristalizados. A foliação marcada pelos grãos sedimentares

preservados representa o plano C, e a foliação marcada pelos grãos de quartzo recristalizados representa o plano S.

Utilizamos os dados gerados através do *Intercept Method* (LAUNEAU & ROBIN, 1996), que reconstrói o elipsóide através da forma preferencial dos grãos.

A figura 7.7 mostra os estereogramas onde são representados os planos S e C obtidos para amostras estudadas na análise da deformação.

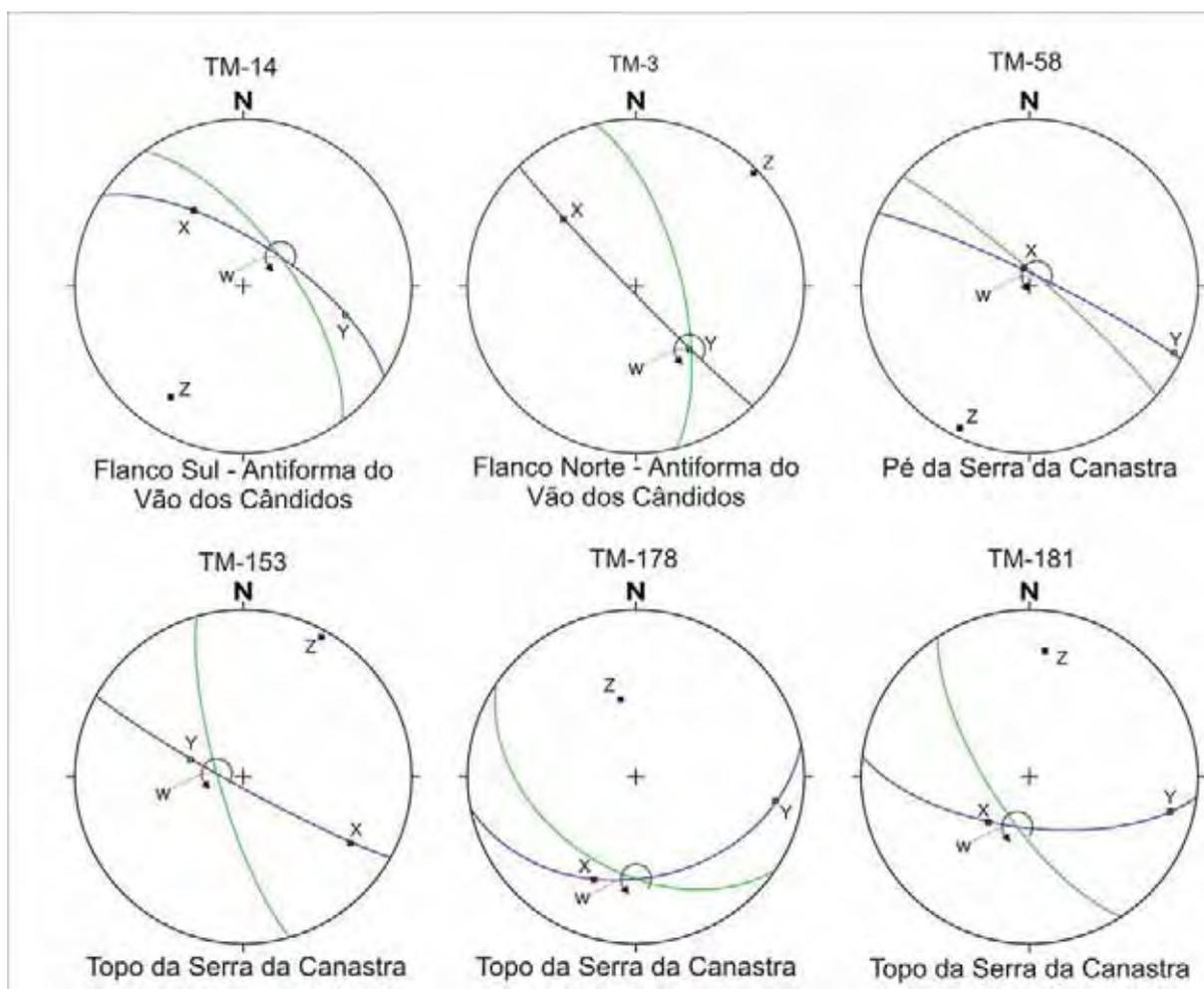


Figura 7.7 – Estereogramas representando os planos S e C de amostras estudadas na Análise da Deformação. Plano C, em azul; plano S, em verde. Eixos do elipsóide de deformação finito, X, Y e Z; w, eixo de vorticidade. Localização das amostras, figura 7.3 (Pág. 98).

A maioria dos eixos de vorticidade está em posição subvertical. A relação entre os planos S e C mostra sentido cisalhamento sinistral, como evidenciado por indicadores cinemáticos vistos em toda área.

### **7.3.2 Relação Eixo de Vorticidade ( $w$ ), Elipsóide de Deformação e Classificação das Zonas de Cisalhamento.**

Depois de identificados os eixos de vorticidade, através da relação entre a posição desse eixo com os do Elipsóide de Deformação (X, Y e Z), podemos classificar em que tipo de Zona de Cisalhamento as rochas estudadas foram deformadas.

Avaliando os estereogramas da figura 7.7, podemos notar três grupos com diferentes relações entre o eixo de vorticidade e os eixos do elipsóide de deformação (X, Y e Z).

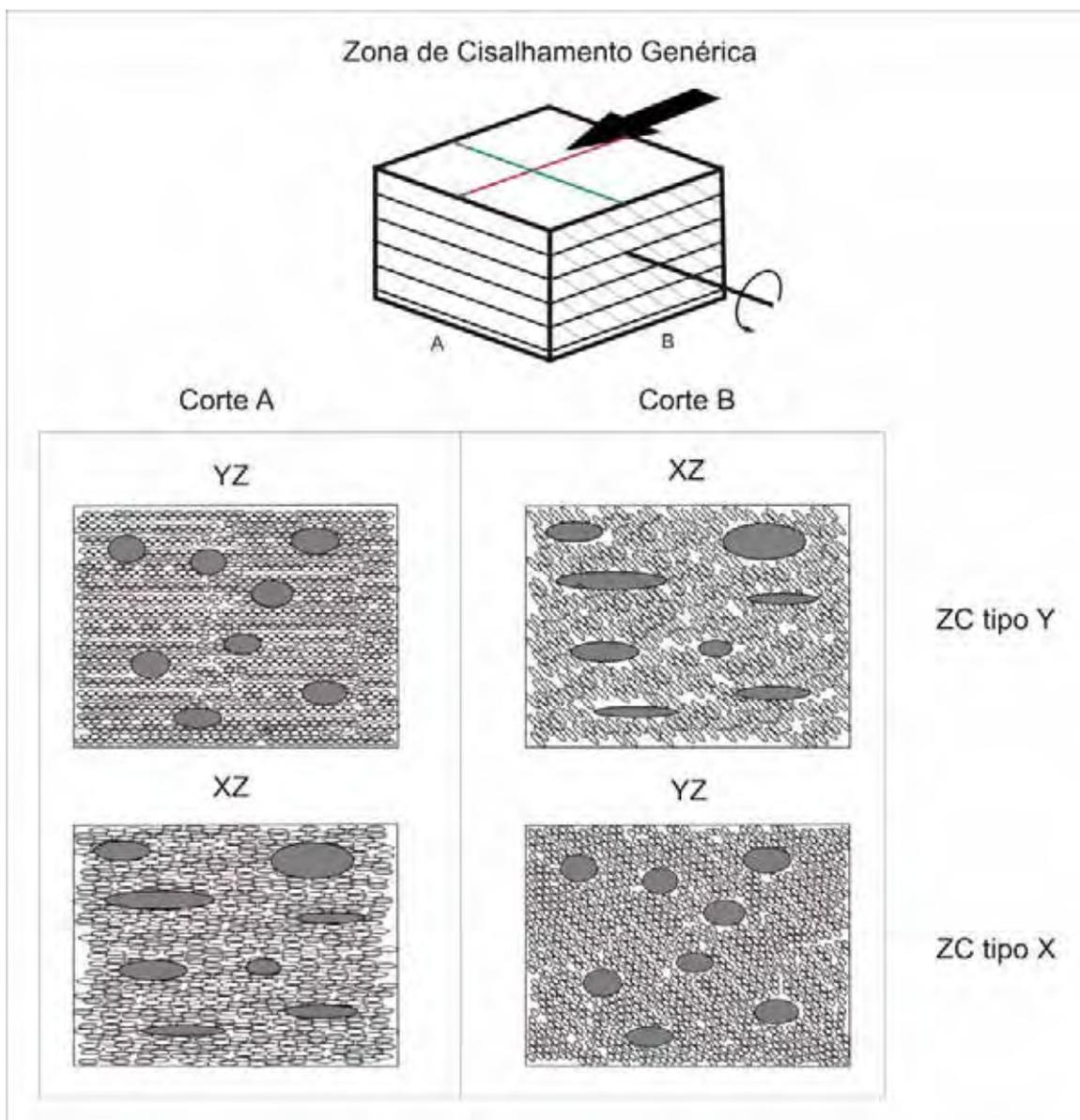
As amostras TM-3 e TM-153 apresentam o eixo Y do elipsóide de deformação subparalelo ao eixo de vorticidade, caracterizando uma Zona de Cisalhamento Monoclínica do tipo Y.

As amostras TM-58, TM-178 e TM-181, apresentam o eixo X subparalelo ao eixo de vorticidade, Zona de Cisalhamento Monoclínica do tipo X.

A amostra TM-14 não apresenta nenhum dos eixos do elipsóide de deformação próximos ao eixo de vorticidade, devendo representar uma zona de cisalhamento triclínica.

A análise individual de amostras deve nos conduzir a diferentes tipos de zonas de cisalhamento em locais próximos, devido ao fato da deformação ser heterogênea. Em um padrão geral podemos classificar que de Norte pra Sul passamos de uma Zona de Cisalhamento Monoclínica do Tipo X, no topo da Serra da Canastra, para uma do Tipo Y, no Vão dos Cândidos, e por extrapolação para todo o restante do Domínio Externo, que possui a lineação mineral/estiramento em posição direcional, e com o eixo de vorticidade devendo permanecer vertical.

Em resposta a essa configuração, a geometria esperada entre os cristais de quartzo sedimentares preservados e os recristalizados é mostrado na figura 7.8. Apesar do exagero, mostrando os resquícios de quartzo sedimentares estirados exatamente paralelos à foliação C, que já mostraria um caso extremo de deformação, em uma zona de cisalhamento monoclínica do tipo Y, esperaríamos encontrar maior assimetria entre os planos S e C, e maior Razão de Deformação ( $R_s$ ) no corte XZ; e no corte YZ, menor  $R_s$  e os planos S e C paralelos. Enquanto em uma zona de cisalhamento monoclínica do tipo X, maior assimetria e menor  $R_s$  no corte YZ; e no corte XZ, maior  $R_s$  e os planos S e C paralelos.



**Figura 7.8 – Esquema exemplificando a geometria esperada entre os grãos de quartzo sedimentares reliquiare, e os grãos de quartzo recristalizados, em uma Zona de Cisalhamento Monoclínica (ZCM) do tipo Y e do tipo X. Zona de Cisalhamento Genérica, linha vermelha, lineação de estiramento em uma ZCM do tipo Y, linha verde, lineação de estiramento em uma ZCM do tipo X. Elipses maiores, cinzas, grãos de quartzo sedimentares preservados, marcando a foliação C. Elipses menores, brancas, grãos de quartzo recristalizados, foliação S.**

A geometria encontrada nas seções estudadas é apresentada na figura 7.9. São apresentadas fotos onde é possível reconhecer as feições esperadas. Na prática ressaltamos a dificuldade em reconhecermos uma ZCM do tipo X, devido aos baixos valores de  $R_s$  dos grãos de quartzo recristalizados, sendo difícil reconhecer uma direção preferencial dos mesmos nos cortes YZ.

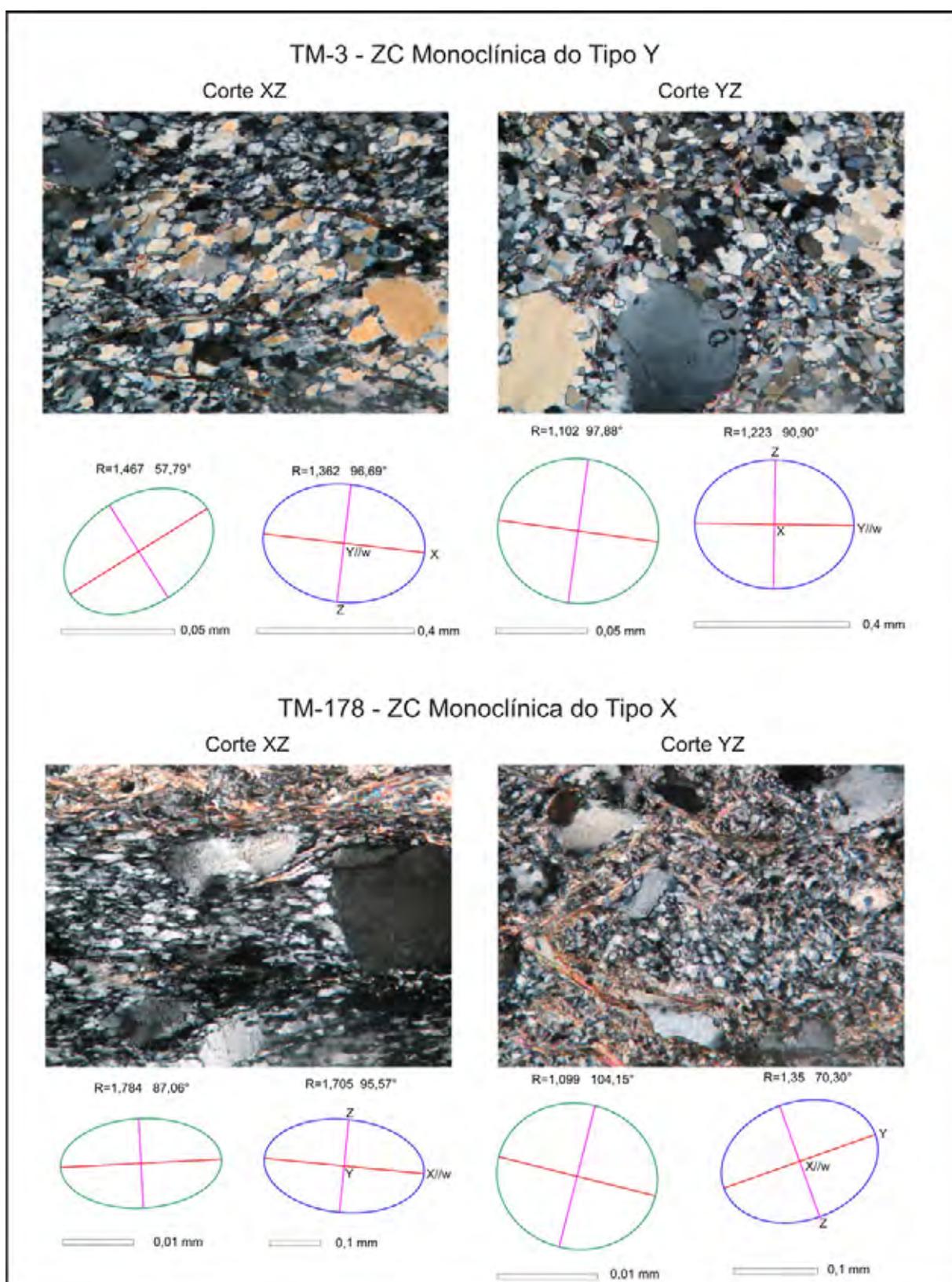


Figura 7.9 – Fotomicrografias mostrando a relação entre os grãos de quartzo recristalizados (GR), que marcam a foliação S; e os grãos de quartzo sedimentares preservados (GSP), foliação C. As elipse abaixo de cada foto representam a forma preferencial desses dos tipos de quartzo. Em verde – GR; em azul – GSP;  $R_s$  – razão eixo maior/ eixo menor; ângulo entre a vertical e o eixo maior. Aumento, TM-3: 100x e TM-178: 200x.

## 8. ANÁLISE CINEMÁTICA

Na área em estudo foram descritas cinco fases de deformação desenvolvidas durante a colagem dos crátons São Francisco, Amazônico e Paranapanema, um evento tectônico conhecido como Orogênese Brasileira.

A partir da interpretação cinemática dos conjuntos de estruturas impressos nas rochas dos Grupos Araxá e Canastra, descritos no capítulo de Geologia estrutural, podemos estabelecer os possíveis movimentos sofridos por esse grupo de rochas, e que resultaram nessas estruturas.

As interpretações que serão apresentadas para a evolução dos Domínios Interno e Externo da Faixa Brasília Meridional devem ser encaradas como de caráter local, relacionadas principalmente à área estudada e com extrapolações plausíveis para o contexto da Rampa Lateral de Capitólio.

Relacionados à fase D1 não foram encontrados indicadores cinemáticos associados ao plano da foliação desenvolvida nessa fase, provavelmente obliterados pelas fases posteriores. Como interpretamos que a fase D2 é responsável pela formação da rampa lateral que coloca os Domínios Interno e Externo lado a lado, as estruturas pré-D2 geradas nos dois domínios podem ter tido histórias evolutivas distintas.

No Domínio Interno, a fase D1, reconhecida no presente trabalho principalmente pela foliação S1, deve corresponder a processos termotectônicos responsáveis pela condução das rochas do Grupo Araxá a grandes profundidades, representando as condições de auge metamórfico e ao processo inicial de exumação da *nappe*. (SIMÕES, 1995; VALERIANO, 1999; SILVA, 2003). Desta forma, S1 deve ser um tipo de foliação composta. Já no Domínio Externo, a fase D1

estaria relacionada a movimentos tangenciais, provavelmente responsáveis pela colocação das rochas do Grupo Canastra sobre o Domínio Cratônico, sendo posteriormente cavalgado pelas rochas do Domínio Interno.

### 8.1 FORMAÇÃO DA RAMPA LATERAL DE CAPITÓLIO

Para o entendimento da formação e desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio, foco principal desse trabalho, correlações regionais são necessárias para um melhor entendimento da idéia de progressividade e simultaneidade entre a formação das estruturas aqui relacionadas às fases D2 e D3, que será apresentada.

Na área estudada, a fase D2 é marcante no Domínio Externo e aparece mais discretamente no Domínio Interno. No Domínio Externo ela é notada pela presença de dobras isoclinais a apertadas com forte foliação plano axial de direção NW-SE e mergulhos íngremes; enquanto no Domínio Interno por dobras normais, abertas a fechadas, com eixo NW-SE (subhorizontal), com o desenvolvimento de foliação plano axial localizado.

A presença de uma forte lineação de estiramento nos planos da foliação gerada por essa fase, principalmente de direção NW-SE, mostra que o eixo X do elipsóide de *strain* (**Figura 8.1**) se encontra subhorizontal, evidenciando que as estruturas atribuídas à fase D2 foram geradas em uma zona de cisalhamento subvertical, marcada principalmente por movimentos direcionais. Os indicadores cinemáticos observados indicam movimentos sinistrais. As dobras relacionadas a essa fase se encontram com os eixos paralelos à lineação de estiramento e, provavelmente por terem sido rotacionadas durante o desenvolvimento dessa zona de cisalhamento, possuem os planos axiais subparalelos à parede da zona de cisalhamento.

A **Tabela 8.1** correlaciona as estruturas encontradas na área estudada com os trabalhos de Simões (1995) e Silva (2003), realizados em áreas adjacentes a Sul e a Norte, respectivamente, da atualmente estudada.

Simões (1995) estudou especialmente o Domínio Interno e relacionou as dobras normais encontradas na parte norte da *Nappe* de Passos a um estágio precoce do que seria o evento destacado como principal no desenvolvimento dessa *nappe*. Já na área estudada por Silva (2003), as estruturas aqui relacionadas à fase D2 são comumente encontradas e esse autor ainda as subdivide em duas fases.

Ao contrário da fase D2, a fase D3 é mais marcante no Domínio Interno e, pouco exposta no Domínio Externo. Nessa fase há o desenvolvimento de dobras subrecumbentes, onde, em posição plano axial, se forma uma foliação com direção NW-SE, que mergulha com ângulos suaves principalmente para SW; mergulhos para NE são observados localmente, originados por dobras e refração de clivagem. No plano dessa foliação desenvolveu-se uma lineação de estiramento de direção NW-SE e os indicadores cinemáticos evidenciam transporte de topo para SE, observados somente no Domínio Interno.

As estruturas relacionadas a essa fase foram também observadas por Simões (1995) e Silva (2003). Esses autores tratam essa fase como o evento de deformação principal que afeta a área e a consideram responsável pela formação da estrutura mais marcante presente: uma foliação de baixo ângulo em posição plano axial de dobras subrecumbentes, que afetam todas as estruturas previamente formadas. Simões (1995) e Valeriano (1999), também atribuem a essa fase a colocação da *Nappe* de Passos na posição em que se encontra atualmente.

Na área estudada observamos a mesma relação de superposição de estruturas descrita pelos autores acima citados, ficando clara essa relação no contato entre os Domínios Externo e Interno, marcado por um plano de falha que mergulha com baixo ângulo e se sobrepõe à foliação S2, subvertical, gerando uma zona de cisalhamento marcada por dobras subrecumbentes D3.

A partir dos dados expostos acima partimos para uma indagação: se encontramos as estruturas relacionadas à fase D2 em ambos os domínios, por que no Domínio Externo ela é tão marcante, chegando a formar uma foliação milonítica próximo ao contato entre os dois domínios; e se torna bruscamente pouco acentuada no Domínio Interno?

Esperaríamos que a penetratividade dessas estruturas fosse desenvolvida igualmente em ambos os domínios, diminuindo conforme nos afastássemos do plano principal da falha. Por isso acreditamos que em algum momento eles estiveram em contato através de uma falha de alto ângulo.

A partir dessa suposição elaboramos um modelo para a morfologia inicial da Rampa Lateral de Capitólio, mas antes vamos tentar reconstituir os esforços que possivelmente geraram essa rampa lateral.

S		DOMÍNIO INTERNO		DOMÍNIO EXTERNO		N	
		(SIMÕES, 1995a)		PRESENTE TRABALHO		(SILVA, 2003)	
D1		Dobras isoclinais recumbentes, eixos N-S; clivagem ardósiana S1 subhorizontal.	Xistosidade S1	D1		Xistosidade S1	
D2	Precoce	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbentes, eixos E-W a NW; clivagem / xistosidade de crenulação S2; lineação mineral/estiramento paralela ao eixos das dobras. Na parte norte da Nappe de Passos dobras de escala até quilométrica, com plano axial subvertical.	DE: Foliação subvertical de direção NW-SE Dobras normais isoclinais a abertas com eixo de direção NW-SE. Paralelo ao eixo das dobras lineação mineral/estiramento. Sentido de transporte para SE. DI: Dobras normais abertas a fechadas com formação de foliação plano axial localizada.	D2		Auge metamórfico; dobras apertadas, verticais, eixos variando de NW-SE, E-W a N-S; xistosidade/ clivagem de crenulação S2; lineação mineral/estiramento; transporte tectónico para SE. Dobras abertas, normais, com plano axial vertical. Eixo NW-SE, localmente clivagem ardósiana S3.	
D2	Tardio	Exumação e colocação da Nappe de Passos e demais nappes internas sobre o Domínio Externo ; transporte tectónico para SE; retrometamorfismo.	DE: Foliação subhorizontal incipiente, em posição plano axial de dobras subrecumbentes, formadas principalmente na interface D1 – DE. DI: Foliação de direção NW-SE, com mergulho principalmente para SW. Dobras subrecumbentes com eixos // a lineação mineral/estiramento (NW-SE). Transporte tectónico para SE.	D3		Dobras apertadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes, eixos NW-SE a E-W; clivagem de crenulação S4; lineação mineral/ estiramento, paralela ao eixo das dobras; transporte em direção a SE.	
D3		Dobras suaves a abertas com eixos WNW; falhas subverticais associadas.	Kinks e dobras abertas com eixo NW. Formação de clivagem de crenulação esporádica.	D4		Dobras suaves a abertas com eixos NW-SE; zona de cisalhamento subverticais associadas.	
D4		Dobras angulares empinadas, crenulações e kinks com eixos N-S; falhas associadas.	Kinks e dobras abertas com eixo SSW	D5		Dobras suaves a abertas com eixo N-S; falhas subverticais associadas.	

Tabela 8.1 – Correlação entre os conjuntos de estruturas relacionadas às fases de deformação, descritas no atual trabalho (segunda coluna) e por Simões, (1995) e Silva, (2003)

### 8.1.1 Reconstrução dos elipsóides de deformação das fases D2 e D3

A reconstituição dos eixos do elipsóide de deformação foi feita para cada fase para analisarmos como variava a posição dos mesmos. Foi considerada a lineação de estiramento como paralela ao eixo X, o pólo da foliação gerada como paralelo ao eixo Z e o eixo Y estando a 90° de ambos anteriores.

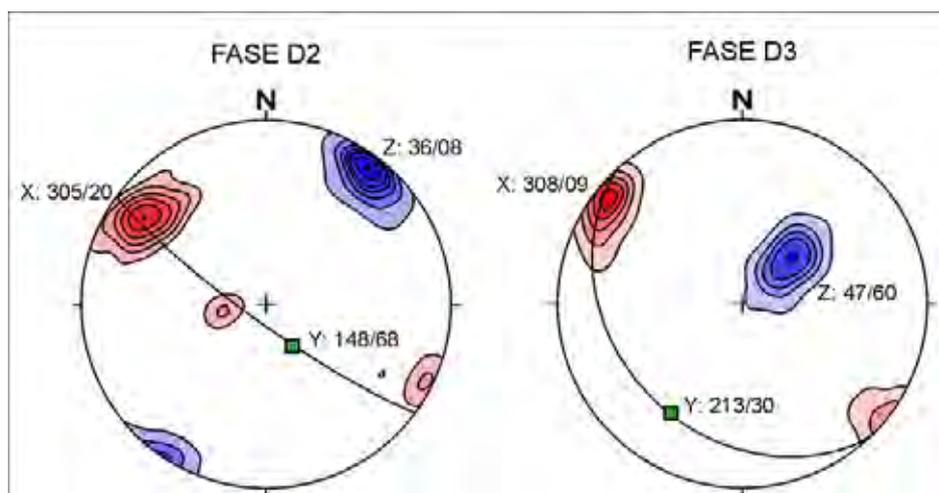


Figura 8.1 – Estereogramas mostrando os eixos dos elipsóides de deformação relacionados às fases D2 e D3 (válido para os dois domínios). O eixo X foi interpretado como sendo paralelo à direção da lineação de estiramento e/ou mineral (vermelho); o eixo Z como o pólo da foliação (azul); e o eixo Y estando a 90° de ambos os eixos: X e Z (verde).

Observando a direção dos eixos dos elipsóides de deformação estabelecidos para as fases D2 e D3 (**Figura 8.1**), vemos que as lineações possuem atitudes muito semelhantes, estão subhorizontais e em posição direcional. Mas comparando as atitudes de Z e Y vemos que elas variam: o eixo Z está subhorizontal na Fase D2 e com mergulho mais íngreme na Fase D3, e conseqüentemente observações simétricas para o eixo Y.

Por X ser coincidente para as duas fases, o eixo de rotação dos outros dois corresponde ao eixo X, dessa maneira poderíamos supor que essas duas configurações distintas encontradas são resultado do mesmo esforço agindo, ou gerando planos de atitudes diferentes.

Para identificarmos o sentido de transporte/ cisalhamento, temos que reconhecer o vetor de vorticidade; perpendicular a esse vetor está a direção do transporte e identificando a assimetria dos indicadores cinemáticos determinamos o sentido do transporte tectônico. Como exposto no Capítulo 2, a lineação nem sempre indica o sentido de transporte e sim a direção do eixo X. Com a análise das

seções delgadas identificamos, para a maioria dos casos, o vetor de vorticidade como paralelo a subparalelo ao eixo Y, caracterizando uma zona de cisalhamento do tipo Y (PASSCHIER, 1998); com algumas exceções encontradas no topo da Serra da Canastra com o eixo X estando coincidente com o vetor de vorticidade.

Considerando esse arranjo, traçamos um arco de 90° em torno do eixo Y reconhecido para cada fase (que mostra todos os sentidos de transporte possíveis para um eixo Y), o ponto onde cruzam os arcos dos dois eixos assinala a atitude do ponto que está perpendicular a ambos, que seria a direção de transporte que geraria nos planos médios de cada fase a simetria encontrada. Neste caso identificamos a direção de transporte como subparalela ao eixo X (316/22) e o sentido para SE, definido através dos indicadores cinemáticos.

Essa direção de transporte, a principio poderia ser gerada através de uma compressão tangencial ( $\sigma_1$ ) NW-SE.

### **8.1.2 Desenvolvimento das fases D2 e D3**

A partir da análise conjunta da atitude dos elipsóides, considerações regionais e estruturas mapeadas montamos um modelo de desenvolvimento para as estruturas relativas às fases D2 e D3.

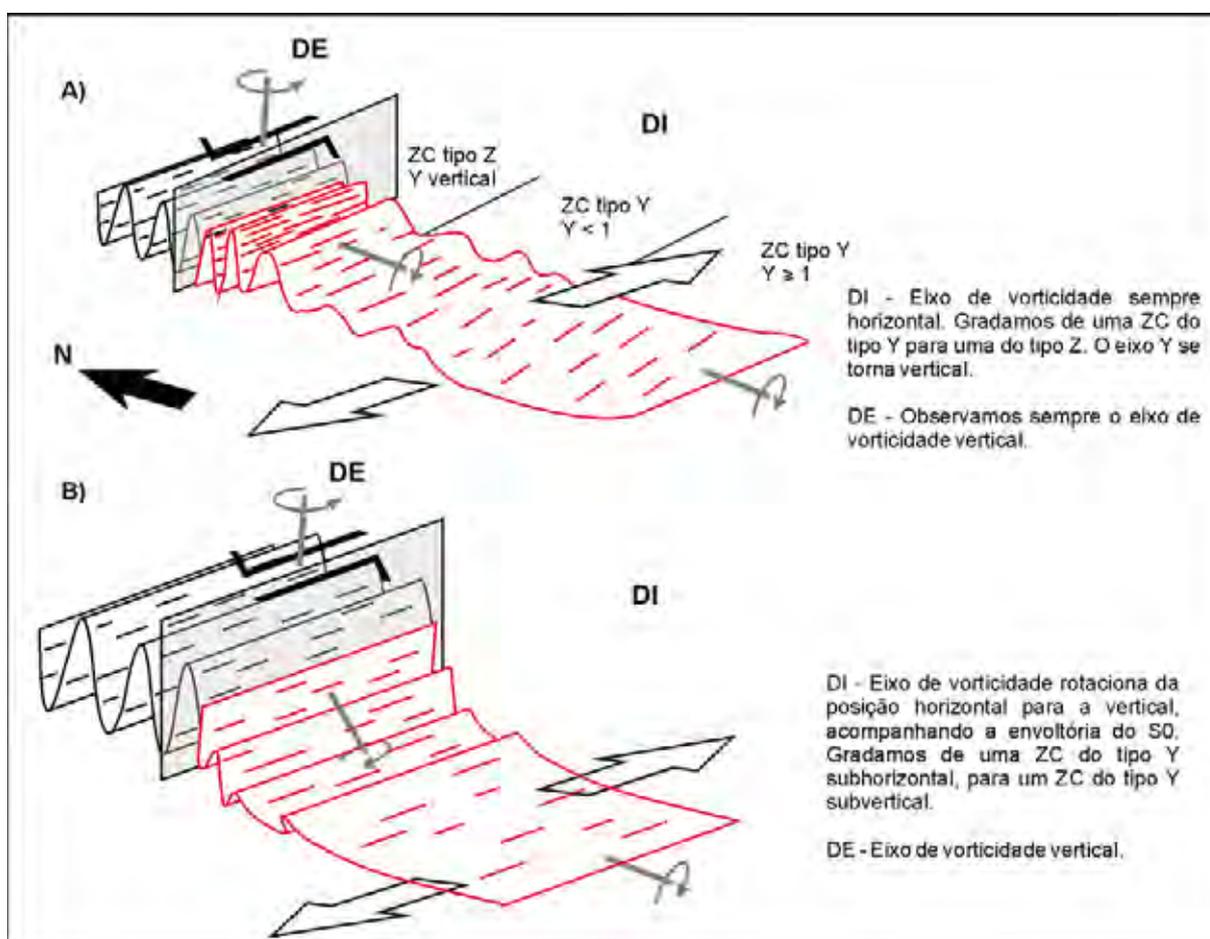
#### ***Estágio inicial***

O estágio inicial de desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio estaria ligado à fase inicial de colocação da *Nappe* de Passos. No Domínio Interno desenvolviam-se simultaneamente estruturas com padrão das Fases D2 e D3, dependendo da posição em que se encontravam. Na parte central da *nappe* formavam-se estruturas geometricamente semelhantes à fase D3; o limite entre os domínios Interno e Externo seria balizado por uma zona de cisalhamento vertical (rampa lateral) em que se desenvolviam estruturas análogas a fase D2, tanto no Domínio Interno como no Externo.

Não conseguimos identificar com clareza como seria a transição, no Domínio Interno, entre os sítios onde se desenvolviam foliações de baixo ângulo e alto ângulo. Podemos aventar duas possibilidades.

Na primeira, como é apresentado por alguns autores (PASSCHIER, 1998 e 1997b; FOSSEN & TIKOFF, 1998; FOWLER & KALIOUBI, 2004), poderíamos estar

lidando com uma zona de cisalhamento com constrição lateral (**Figura 8.2A**). Nesse caso, teríamos as rochas da *Nappe* de Passos sendo comprimidas contra a parede da rampa lateral até o ponto em que o eixo Z do elipsóide de deformação passasse da posição subvertical para a horizontal. A partir desse ponto teríamos os eixos X e Y contidos num plano vertical, representado pela foliação. Nos termos de tipos de zonas de cisalhamento (PASSCHIER, 1998) estaríamos gradando de uma zona de cisalhamento tipo Y para uma zona de cisalhamento do tipo Z. Assim, continuaríamos com o eixo de vorticidade mergulhando com ângulo suave, mas agora paralelo ao eixo Z, o que implicaria em encontrarmos indicadores cinemáticos no plano da foliação.



**Figura 8.2** – Modelos das prováveis hipóteses para o desenvolvimento inicial da Fase D2, relacionada à geometria inicial do limite norte *Nappe* de Passos (explicação detalhada no texto). Em vermelho, Domínio Interno; em preto, Domínio Externo. Setas vazadas: sentido de cisalhamento subhorizontal. Meias-setas em preto sentido de cisalhamento vertical. Traços cinzas com seta curva: eixo de vorticidade e sentido de rotação.

Uma dúvida que não é esclarecida por esses autores e que continua obscura a nosso ver se trata dos mecanismos que atuariam na transição de um tipo de zona

de cisalhamento para outra. Na *Nappe* de Passos estamos lidando com rochas metassedimentares, então temos os estratos sedimentares como planos já bem marcados. Em uma zona de cisalhamento com Y subhorizontal, não havendo encurtamento nem estiramento na direção desse eixo, formaria uma foliação subhorizontal aproveitando os planos de S0, como é observado em grande parte da *nappe*. A partir do momento em que passamos a ter uma componente de encurtamento perpendicular ao eixo Y, teríamos um sistema transpressivo, então se formariam dobras com planos axiais verticais desenhadas pelo S0; e simultaneamente estaria agindo uma zona de cisalhamento subhorizontal.

Até o limite em que o encurtamento em Y seja suficiente para inverter sua relação com Z, teremos os eixos X e Y em posição subhorizontal, resultando em foliação subhorizontal. Nossas dúvidas são: até que ponto poderia o S0 estar sendo dobrado, e a foliação sendo gerada continuamente em posição subhorizontal, gerando assim um outro tipo de dobras transectas? A foliação também estaria sendo constantemente dobrada e uma nova estaria sendo gerada em posição subhorizontal ou essa foliação se reciclaria sempre para posição subhorizontal? Poderíamos ter apenas um *fabric* linear, por estarmos em um campo de compressão que geraria elipsóides prolatos? Formaríamos planos de cisalhamento curvos aproveitando sempre o plano de S0?

Essas incógnitas, como destacado por Passchier (1997), podem nos conduzir a interpretações errôneas.

A segunda hipótese para explicar como transicionamos da zona em que é formada foliação de baixo ângulo para aquela em que é formada foliação de alto ângulo, baseia-se na rotação do eixo de vorticidade (**Figura 8.2B**).

Se os estratos sedimentares carregados na *Nappe* de Passos se moldam segundo um grande sinformal, poderíamos supor que o plano de cisalhamento se mantenha subparalelo ao S0. Dessa maneira o eixo de vorticidade rotacionaria em torno do eixo X, da posição subhorizontal para a posição vertical, diferentemente da hipótese anterior em que mantínhamos o eixo de vorticidade na posição subhorizontal. Nesse modelo em vez de passarmos de uma zona de cisalhamento tipo Y para uma do tipo Z, passaríamos de uma zona de cisalhamento do tipo Y subhorizontal, para uma zona de cisalhamento do tipo Y subvertical, formando foliações gradativamente mais íngremes, até se encontrar em posição subvertical.



Saindo da posição de patamar em direção a rampa, a adição da componente de cisalhamento vertical (olhando em planta) deslocaria o eixo X do elipsóide da direção do  $\sigma_1$  no sentido horário, que, com continuidade da deformação, voltaria a rotacionar no sentido sinistral. Os eixos Y e Z rotacionam em torno do eixo X, com o eixo Y gradativamente passando da posição horizontal para vertical. Resultando que a inclinação e a direção da foliação gerada em um sistema como esse depende da relação entre o componente cisalhante vertical e horizontal; enquanto que a lineação (X) tende a permanecer na horizontal se não tivermos a ação de nenhum componente coaxial.

A simetria apresentada, como proposto por Simões (1995), poderia ser gerada por uma compressão E-W a WNW-ESE para a *Nappe* de Passos, e na parte norte dela as lineações estariam com direção NW-SE, infletidas pela ação da Rampa Lateral de Capitólio; em direção a sul, fugindo da ação da componente de cisalhamento vertical, as lineações voltariam até a posição E-W, que seria confirmada por lineações E-W na parte sul e frontal da *nappe* (VALERIANO, 1992 e VALERIANO *et al.* 1995).

Apesar de serem escassas as observações da foliação vertical no Domínio Interno, na qual teríamos que tentar identificar o vetor de vorticidade, entendemos que a hipótese de rotação do eixo de vorticidade é mais plausível, por comparação com o Domínio Externo, que possui o eixo de vorticidade subvertical.

As rochas do Domínio Externo, na área estudada, foram envolvidas em uma zona de cisalhamento vertical, reflexo da formação da rampa lateral estudada, e desenvolveu estruturas mais facilmente enquadradas nos modelos de zonas de cisalhamento monoclinicas.

O eixo de vorticidade sempre se mantém em posição subvertical. Em grande parte do Domínio Externo temos um estiramento principal na subhorizontal e o eixo Y paralelo ao vetor de vorticidade caracterizando uma zona de cisalhamento do tipo Y. Como vimos no Capítulo de Análise da Deformação, na parte norte área, a lineação passa a ser vertical. Essa variação da direção de lineação é comum ao se tratar de regimes transpressivos (JIANG *et al.*, 2001; FOSSEN & TIKOFF, 1998), e faz com que passemos então a uma zona de cisalhamento do tipo X, com o X paralelo ao vetor de vorticidade.

### **Estágio tardio**

O estágio posterior de desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio estaria ligado à Fase D3.

Essa fase é marcada na área estudada, principalmente, por uma foliação que mergulha com ângulos suaves, principalmente para SW, na qual está contida uma lineação mineral/estiramento de direção NW-SE (**Figura 8.1**); e pelo cavalgamento que coloca em contato os Domínios Interno e Externo.

Como salientado no item anterior, acreditamos que no estágio inicial do desenvolvimento da *Nappe* de Passos eram formadas estruturas com a simetria observada em campo para as fases D2 e D3, dependendo de estarem em posição de patamar ou de rampa.

Entendemos que, com a continuidade da colocação da *Nappe* de Passos, a deformação/deslocamento ao longo da Rampa Lateral de Capitólio foi progressivamente diminuindo até o ponto em que a deformação começou a ser absorvida por planos de baixo ângulo em toda a *nappe*,

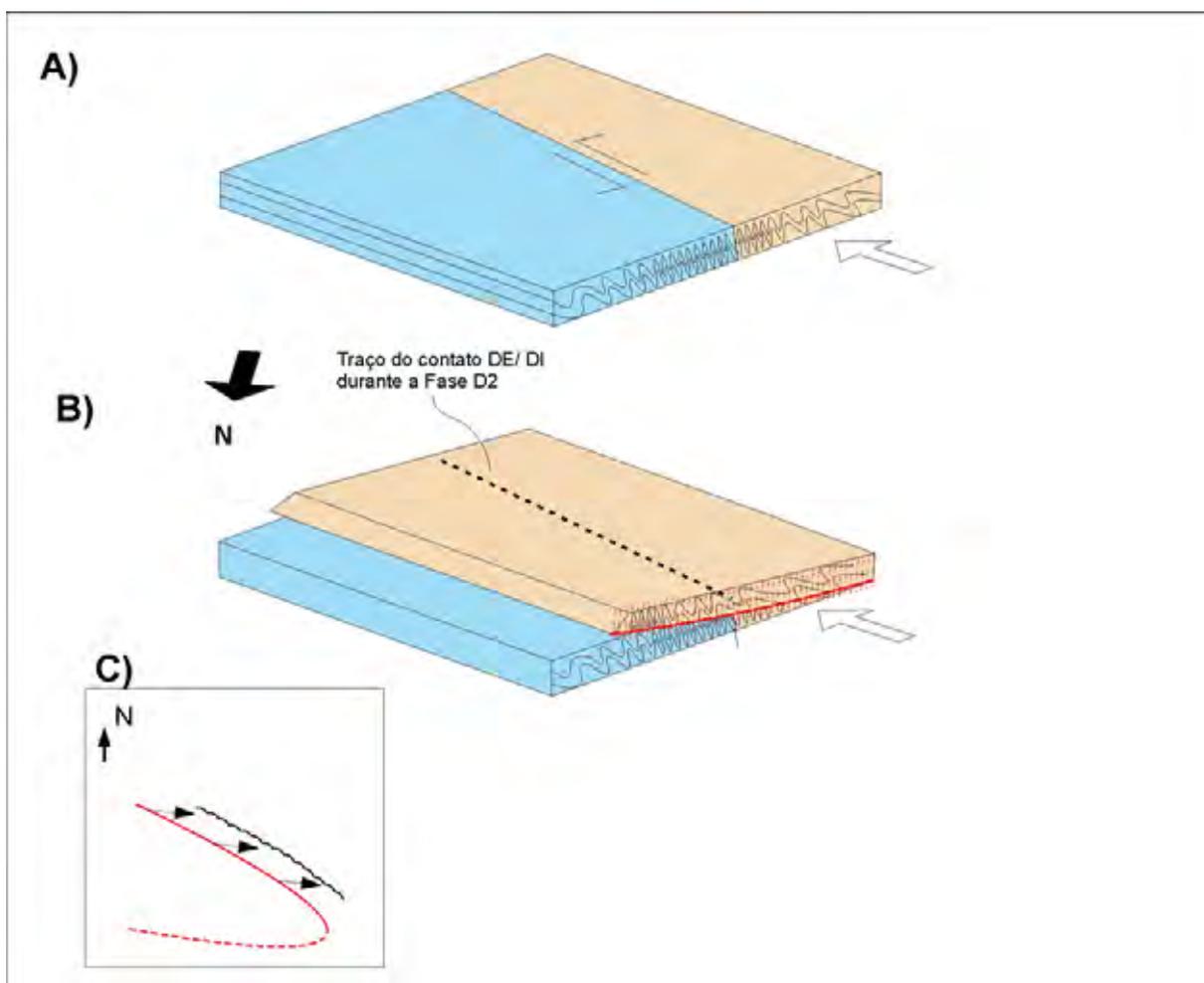
Como, próximo à rampa lateral, as rochas do Domínio Interno se encontravam todas dobradas, essa deformação era acomodada com maior dificuldade e, por essa razão, possivelmente aproveitando um plano pré-existente na parte mais interna da *nappe*, as rochas se romperam e cavalgaram as rochas do Domínio Externo, gerando estruturas que sobrepueram todas as previamente formadas.

Como citado por alguns autores (POHN, 2000; MON *et al.*, 2005, etc.), deve ocorrer em *nappes* com paredes convergentes uma constrição lateral por diminuição de volume em direção ao sentido de transporte. Esses autores descrevem nesse tipo de *nappe* uma componente de encurtamento perpendicular ao sentido de transporte, que poderia resultar, com o prosseguir da deformação, em movimentos de escape lateral perpendicular à rampa lateral/ oblíqua (POHN, 2000).

Observando o Perfil Geológico (**Anexo 03**), pelo corte perpendicular à estruturação geral, a impressão é de que houve um movimento perpendicular à rampa lateral pré-existente.

Se ocorreu esse tipo de movimento, esperaríamos encontrar lineações com direção entre N-S e NNE-SSW. Mas as lineações observadas possuem direção NW-SE, mesmo nas rochas mais próximas ao plano de falha e o eixo de vorticidade identificado está subparalelo a Y (**Figura 8.1**), indicando transporte de topo para SE. Essas lineações foram observadas com clareza apenas no Domínio Interno.

Dessa maneira, o cavalcamento que marca o contato entre os Domínios Interno e Externo na área mapeada, deve ter funcionado não como um escape lateral, mas sim como uma rampa oblíqua com mergulho suave, que sobrepôs a rampa original mais íngreme, com sentido de transporte aproximadamente WNW – ESSE (**Figura 8.4 e 8.5**), e com as lineações na posição NW-SE por funcionar também como uma rampa e ter um componente vertical associado, semelhante a descrita anteriormente.



**Figura 8.4 – A)** Estágio inicial do desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio, o Limite DE/ DI marcado por uma Zona de cisalhamento íngreme, gerando dobras e foliações igualmente desenvolvidas em ambos os domínios. **B)** Sobreposição da Rampa Lateral íngreme por um plano de cavalcamento oblíquo com mergulho suave, colocando lado a lado partes mais interna da *nappe* com o Domínio Externo. **C)** Esboço do contorno da *Nappe* de Passos mostrando como seria o deslocamento do plano de baixo ângulo (linha preta) em relação ao contorno inicial íngreme da *nappe* (linha vermelha). Em azul o Domínio Externo e em laranja o Domínio Interno.

Esse cavalcamento alçou as rochas do Domínio Interno por sobre o Domínio Externo. Provavelmente parte dessa frente de empurrão já foi erodida, pois o que se

encontra exposto hoje na área mapeada são rochas que se encontravam na parte mais interna da *nappe* em contato com as rochas do Domínio Externo.

Esse fato fica evidente se analisarmos como varia a intensidade de deformação relacionada à fase D2 (Capítulo 7). Em um perfil norte-sul na área estudada, esperaríamos que a deformação crescesse continuamente até o plano principal da rampa lateral e em seguida diminuísse gradativamente. Mas o que observamos foi a deformação crescente até o subdomínio Babilônia e, ao ultrapassarmos o limite DE/ DI, um fraco desenvolvimento das estruturas relacionadas à Fase D2, supondo uma queda brusca na intensidade de deformação.

No Domínio Externo a Fase D3 não é muito penetrativa. Ela se encontra bem desenvolvida próximo ao contato entre os dois domínios afetando principalmente o subdomínio Babilônia. Mais a norte ela se concentra em alguns locais, como o flanco norte da Serra da Gurita, representando possivelmente planos secundários de deformação D3.

No topo da Serra da Canastra não observamos efeitos da fase D3.

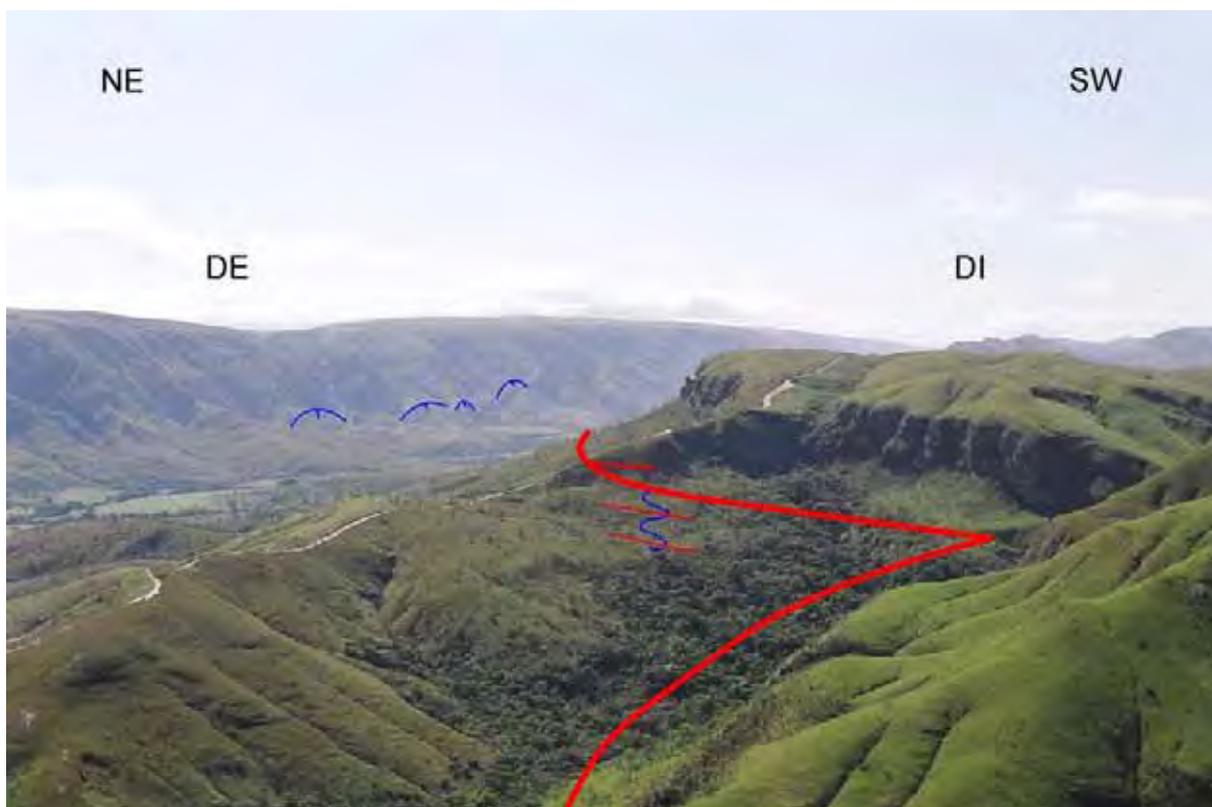


Figura 8.5 – Foto mostrando o contato entre os domínios Interno e Externo, marcado por uma falha de baixo ângulo (linha vermelha). Ao fundo borda sul da Serra da Gurita, onde observamos foliação vertical relacionada à fase D2 (linhas azuis). Próximo ao contato a foliação vertical se encontra dobrada, com S3 em posição plano axial.

## 8.2 FASES POSTERIORES

Como foi dada ênfase ao desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio não foram levantados dados suficientes para conclusões sobre a cinemática das estruturas relacionadas às fases pós-D3.

A separação em duas fases de deformação foi feita com base em comparações com a literatura (SIMÕES, 1995; VALERIANO, 1999; SILVA, 2003), que mostram que as dobras com eixo NW são precoces às dobras com eixo N-S.

Na área estudada, as estruturas pós-D3 foram observadas principalmente na Serra da Canastra e correspondem as duas famílias de dobras mencionadas. Os autores acima citados mostram a possibilidade da fase D4 ser formada com uma mesma componente de tensão para as fases anteriores, E-W.

Simões (1995) propõe a possibilidade das estruturas relacionadas às fases D4 e D5 serem geradas em um sistema de cisalhamento conjugado, sob uma compressão E-W, ora predominando uma direção ora outra.

Na Serra da Canastra foram observadas ambas as direções de dobras, com predominância do eixo N-S. A freqüente ocorrência das estruturas pós-D3 nessa serra deve ser reflexo da Zona de Cisalhamento da Canastra descrita por Silva (2003), marcando o flanco norte dessa serra. Essa zona de cisalhamento é correlacionada a Fase D4, possui direção aproximadamente E-W, mergulho íngreme e cinemática sinistral.

## 9. CONCLUSÕES

Com o mapeamento proposto caracterizamos diferentes padrões estruturais desenvolvidos ao longo do contato entre Domínios Interno e Externo da Faixa Brasília Meridional (FBM) no contexto da *Nappe* de Passos. Esse padrão estrutural não reflete o padrão geral descrito para esses domínios ao longo de toda FBM, ficando restrito ao contexto da Rampa Lateral de Capitólio, limite norte da *nappe* estudada. Dessa maneira os termos Domínio Externo e Interno, aqui utilizados restringem-se a essa situação.

O Domínio Externo é marcado principalmente pelo forte desenvolvimento de uma foliação subvertical, de direção NW-SE, que se encontra em posição plano axial de dobras que variam de abertas a isoclinais. Já no Domínio Interno observamos uma foliação com mergulho suave ( $5 - 30^\circ$ ) principalmente para SW, plano axial de dobras subrecumbentes.

Analisando em detalhe essas estruturas notamos uma zona de interferência entre os dois padrões descritos, refletidos no Domínio Interno por dobras com plano axial vertical sem foliação desenvolvida, cortadas pelas foliações de baixo ângulo; e no Domínio Externo, pela foliação subvertical formar localmente dobras subrecumbentes, com desenvolvimento de foliação plano axial principalmente próximo ao contato entre esses dois Domínios.

O contato entre os Domínios Interno e Externo foi caracterizado com sendo de baixo ângulo, indicando a sobreposição do padrão estrutural desenvolvido principalmente no Domínio Interno sob o do Domínio Externo.

Essa configuração foi entendida à luz de interpretações cinemáticas feitas através do reconhecimento da lineação mineral/ estiramento, do eixo de vorticidade e do sentido de transporte observado em indicadores cinemáticos.

Dessa maneira entendemos que na fase inicial de exumação da *Nappe* de Passos, iniciou-se o desenvolvimento da Rampa Lateral de Capitólio. Nessa fase o limite entre os Domínios Interno e Externo era marcado por uma rampa lateral íngreme e, nesse contexto, eram geradas estruturas com afinidade ao padrão estrutural descrito para o Domínio Externo em ambos os domínios.

Ao mesmo tempo, no centro da *nappe*, em situação de patamar eram geradas estruturas com afinidade ao padrão estrutural observado para o Domínio Interno.

Acreditamos que a transição entre as situações de rampa e patamar se deu por rotação do eixo de vorticidade da posição horizontal (patamar) para a vertical (rampa), reflexo da ação conjunta de componentes cisalhantes vertical e horizontal.

Nos estágios mais tardios de evolução da *Nappe* de Passos a movimentação ao longo do plano da rampa lateral começou a diminuir, o que fez com que a deformação começasse a se acomodar em planos mais suaves. Em algum momento, aproveitando uma anisotropia de baixo ângulo pré-existente, as rochas do Domínio Interno se romperam cavalcando as rochas do Domínio Externo obliquamente.

A análise da deformação realizada no Domínio Externo mostrou um aumento na intensidade de deformação relacionada à fase D2, caminhando de norte para sul em direção a Rampa Lateral de Capitólio. Esse aumento na deformação foi melhor constatado pela análise da foliação S-C, em que observamos uma tendência a diminuição do ângulo entre o plano S e o plano C, em direção a sul, o que indicaria um aumento na deformação.

A análise da deformação através dos métodos  $Rf/\phi$  e *Intercept Method* (I.M) foi realizada na parte norte da área no Subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos do Domínio Externo. Os resultados para análise de deformação, obtidos através desses métodos, mostram Razões de Deformação (Rs) com valores entre 1,3 e 1,9; apresentando valores anômalos maiores que 3. Esses valores também mostram uma tendência sutil de aumento de deformação em direção a sul.

Consideramos que os resultados apresentados por esses métodos sejam muito mais de caráter qualitativo, indicando um aumento de deformação para sul, do que quantitativos; pois se comparamos os valores de Rs obtidos com valores de  $\gamma$

equivalentes em diagramas que correlacionam esses dois fatores, resultariam em valores pequenos de  $\gamma$ , o que indicaria valores de transporte incompatíveis com os esperados para a *Nappe* de Passos.

Dessa forma os grãos sedimentares analisados devem representar somente resquícios da deformação que atuou efetivamente na rocha, tendo sua história em grande parte já sobreposta por processos de recristalização.

Comparando a deformação relacionada à Fase D2 estimada para os Domínios Interno e Externo, vemos que no Domínio Externo ela aumenta continuamente em direção a sul (**Figura 7.4**) até o contato com o Domínio Interno. No Domínio Interno ela aparece de forma incipiente, marcada por dobras sem formação plano axial desenvolvida.

A lacuna na intensidade de deformação relacionada à fase D2 existente no contato atual entre as rochas do Domínio Interno e Externo, seria mais um indicativo de que esses dois Domínios já estiveram em contato através de uma falha de alto ângulo, que atualmente estaria sotoposto às rochas do Domínio Interno.

As tentativas de enquadrar as zonas de cisalhamento estudadas nos modelos mais recentemente utilizados, como os de Zonas de Cisalhamento Monoclínicas (PASSCHIER, 1998), mostraram-se interessantes no sentido de ampliar a gama de interpretações que podem ser dadas à posição do elipsóide de deformação finito. O que continua indefinido são as situações geológicas reais a que esses modelos possam ser aplicados e se todos são viáveis. A dificuldade prática em aplicar esses modelos está principalmente na identificação em campo do eixo de vorticidade, que se baseia principalmente na identificação do plano onde observamos a maior assimetria entre os indicadores cinemáticos, indiferente da posição do elipsóide de deformação.

Essa tarefa é facilitada com a análise de seções delgadas, que permite uma estimativa desse eixo.

Com exceção das rochas da Serra da Canastra, classificamos a Zona de Cisalhamento que envolve as rochas no restante da área como do tipo Y, independente da posição do eixo. No Topo da Serra da Canastra classificamos a Zona de cisalhamento atuante como do Tipo X.

As complicações na transição entre os modelos classificados como monoclínicos, como tentamos abordar no Capítulo 7, provavelmente geraria

complicações que seriam melhor explicadas pelos modelos de deformação triclínicos, que estão sendo atualmente elaborados.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro , v. 40, p. 280-296

BELL, T. H.; REINHARDT, J.; HAMMOND, L. 1992. Multiple foliation development during thrusting and synchronous formation of vertical shear zones. Journal of Structural Geology. v. 14 (7), p. 791-805.

BERGMAN, S.; SJOSTROM , H. 1997. Accretion and lateral extension in an orogenic wedge: evidence from a segment of the Seve-Köli terrane boundary, central Scandinavian Caledonides. Journal of Structural Geology,. v. 19 (8), p. 1073-1091.

BUTLER, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology,.v. 4 (3), p. 239-245.

BOYER, S.E.; ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. V. 66. p. 1196-1230

CATALÁN, J.R.M.; ARENAS, R.; BALDA, M.A.D. 2003. Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). Journal of Structural Geology, v. 25, p. 1815-1839.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. editores. XXXI International Geological Congress. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. p. 19-40

COWARD, M.P. 1980. Shear Zones in the Precambrian crust of the Southern Africa. Journal of Structural Geology, v. 2 (1/2), p. 19-27.

COWARD, M.P.; POTTS, G.J. 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. Journal of Structural Geology, v. 5 (3 e 4), p. 383-395.

DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. editores. XXXI International Geological Congress. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 231-264.

DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S.J. 1984. Structural Geology of Rocks and regions. 776pp. John Wiley & Sons, Inc. New York.

DEWEY, J. F.; Holdsworth, R.E.; STRACHAN, R. A. 1998. Transpression and Transtension zones. In: HOLDSWORTH, R.E.;STRACHAN, R.A. & DEWEY, J.F. (eds) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, Special Publications

FIORI, A.P. 1997. Introdução à análise de deformação. Curitiba, UFPR. 249 p.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A.; UHLEIN, A. 1995. Faixa Brasília Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico Rev. Bras. de Geociências. 25 (4): 267-278.

FOSSEN H.; TIKOFF B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings., 135, 15-33.

FOWLER, A.R.; KALIOUBI, B.E. 2004. Gravitational collapse origin of shear zones, foliation and linear structures in the Neoproterozoic cover nappes, Eastern Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences. V. 38. p. 28-40.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; DEL´REY-SILVA, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Estrutural do Tocantins. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário Camboriú. Anais 1, p. 215-216.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, UFPA. 144 p.

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. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Anais..., SBG, p.179-198.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. J. Wiley. 571p.

IACOPINI D.; PASSCHIER, C.W.; KOEHN D.; CARISI R.; 2007. Fabric attractors in general triclinic flow systems and their application to high strain shear zones: A dynamical system approach. Journal of Structural Geology, v. 29 p. 298-317.

JIANG D.; WILLIAMS P.F. 1998. High-strain zones: a unified model. Journal of Structural Geology, v. 8 p. 1105-1120.

JIANG D.; LIN S.; WILLIAMS P.F. 2001. Deformation path in high- strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate- boundary regions. Journal of Structural Geology, v. 23 p. 991-1005.

KWON, S.; MITRA, G. 2006. Three-dimensional kinematic history at an oblique ramp, Leamington zone, Sevier belt, Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 474 – 493.

LAMOTTE, D.F. de; GUEZOU, J.C. 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Structural Geology*, v. 17 (2) p. 233-244.

LAUNEAU, P.; ROBIN, P.F. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, v. 267 p. 91-119.

LAUNEAU, P.; ROBIN, P.F. 2005. Determination of fabric and strain allipsoids from measured section ellipses - implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, v. 27 p. 2223-2233.

LUVIZOTTO, G.L. 2003. Caracterização Metamórfica das Rochas do Grupo Araxá na Região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais. Tese (Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. UNESP, 185 p.

MON, R.; MONALDI, C.R.; SALFITY, J.A. 2005. Curved structures and interference fold patterns associated with lateral ramps in the Eastern Cordillera, Central Andes of Argentina. *Tectonophysics*, v. 399, p. 173-179.

MORALES, N. 1993. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento de Campo do Meio na Porção Ocidental. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 270p.

MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F.; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C.; ZANARDO, 1983. A. Geologia das Folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Rezende, MG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, Anais...Belo Horizonte: SBG/ Núcleo Minas Gerais, v.3, p. 411-422.

PASSCHIER, C.W. 1997. The fabric attractor. *Journal of Structural Geology*, v. 19 p.113-127.

PASSCHIER, C.W, 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, v. 20 p. 1121-1137.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R. A. 1996. *Microtectonics*, Berlin, Springer, 289 p.

PASSCHIER, C.W.; den BROEK, S.W.J.; van GOOL, J.A.M.; MARKER, M.; MANATSCHAL, G. 1997. A laterally constricted shear zone system – the Nordre Stromfjord steep belt, Nagssugtoqidian Orogen, W. Greenland. *Terra Nova* 9, 199 – 202.

POHN, H.A. 2000. Lateral Ramps in the Folded Appalachians and in Overthrust Belts Worldwide – A Fundamental Element of Thrust-Belt Architecture. *U. S. Geological Survey Bull.* 2163. 71 p.

RAMSAY, J.B.; HUBER, M. I. 1983 The techniques of modern structural geology. v.1: Strain analysis. Academic Press, Inc., 307 p.

RAMSAY, J.B.; HUBER, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. v.2: Folds and Fractures. Academic Press, Inc., p. 308-700

RAMSAY, J.B.; LISLE, R.J. 2000. The techniques of modern structural geology. v.3: Applications of continuum mechanics in structural geology. Academic Press, Inc.

RIDLEY, J. 1986. Parallel stretching lineation and fold axes oblique to a shear displacement direction – a model and observations. *Journal of Structural Geology*, v. 8 p. 647-653.

ROBIN P.F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. *Journal of Structural Geology*, v. 24 p. 531-544.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras. de Geociências*. v. 31 (3), p. 385-396

SANDERSON, D.; MARCHINI, R.D. 1984. Transpression zones. *Journal of Structural Geology*, v. 6 p. 449-458.

SANTOS, T.E.S.S. 2004. Mapeamento das Unidades do Grupo Araxá na Região Sudeste de Caldas Novas, Goiás. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP. 70p.

SILVA, C.H. 2003. Evolução Geológica da Faixa Brasília na região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP. 196 p.

SIMÕES, L.S.A. 1995a. Evolução tectono-metamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 149 p.

SIMÕES, L.S.A. 1995b. Padrão estrutural de uma rampa lateral da Nappe de Passos (MG): Superposição de estruturas associadas às componentes transcorrente e de empurrão. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Gramado, p. 90-92.

SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.M. 1990. Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais...Natal: SBG, 1990. v.6, p. 2564 – 2575.

TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In; CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA XXX, Anais..... Recife: SBG, v.2, p. 700-710

TIKOF, B.; GREENE, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones. *Journal of Structural Geology*, v. 19 p. 29-40.

TREAGUS, S.H.; TREAGUS, J. E. 1992. Transected folds and transpression: how are they associated?. *Journal of Structural Geology*, v. 14 p. 361-367.

VALERIANO, C.M. 1992. Evolução tectônica da extremidade Meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG -Universidade de São Paulo. 192 p.

VALERIANO, C.M. 1999. A Faixa Brasília Meridional, com ênfase no segmento de Furnas: estado atual de conhecimento e modelos de evolução tectônica. Tese (Livre Docência. Departamento de Geologia Regional e Geotectônica. UERJ, 90 p.

VALERIANO, C.M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; SIMÕES, L.S.A. 2000. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brazilian orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20 (2), p. 93 -110.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H. J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. 2004. organizadores. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*. Beca. São Paulo. p. 575-592

VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J. C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DUATT, B.P.; ROIG H.; HEILBRON, M. 1995. Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasílica. *Revista Brasileira de Geociências*. v.25 (4), p. 221-234.

WILLIAMS, G. D. 1982. Strain within Thrust Belts. *Tectonophysics*. V.88 (3 e 4)

WILLIAMS, P. F. & JIANG, D. 2005. An investigation of lower crustal deformation: Evidence for channel flow and its implications for tectonics and structural studies. *Journal of Structural Geology*, V. 27, p. 1486 –1504.

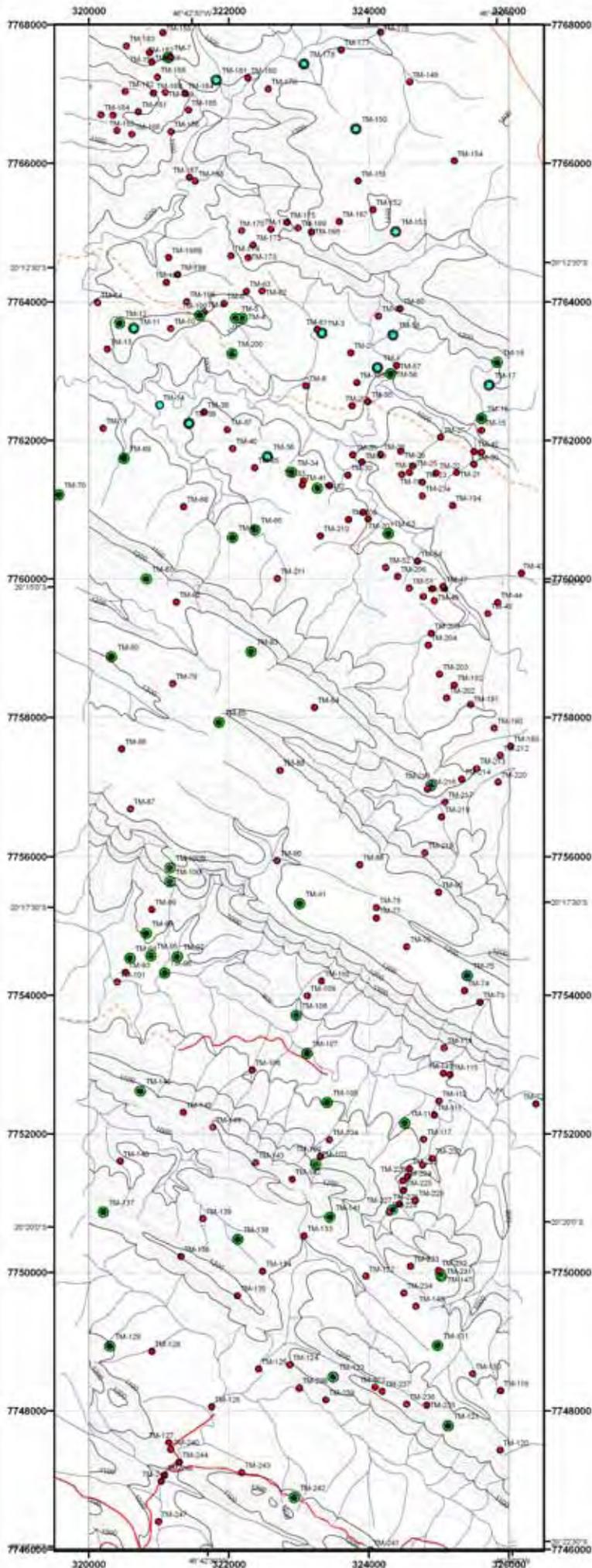
WINKLER, H.G.F. 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York: Springer-Verlag, 334 p

WILKERSON, M.S.; APOTRIA, T.; FARID, T. 2002. Interpreting the geological map expression of contractional fault related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradient. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 593-607.

WOODCOCK, N.H.; SCHUBERT, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. In HANCOCK, P.L. (ed.) *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford – New York – Seoul – Tokyo. pp 251 – 263.

ZANARDO, A. 1992. Análise petrográfica estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé – Passos – Delfinópolis (MG). Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 288p.

# MAPA DE PONTOS



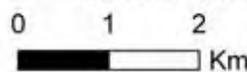
## Legenda

- Ponto Estudado
- Pontos com Lâminas Delgadas
- Análise da Deformação

## Convenções Cartográficas

- Drenagens
- Estrada de terra
- Caminho
- 820 Curvas de nível
- 900

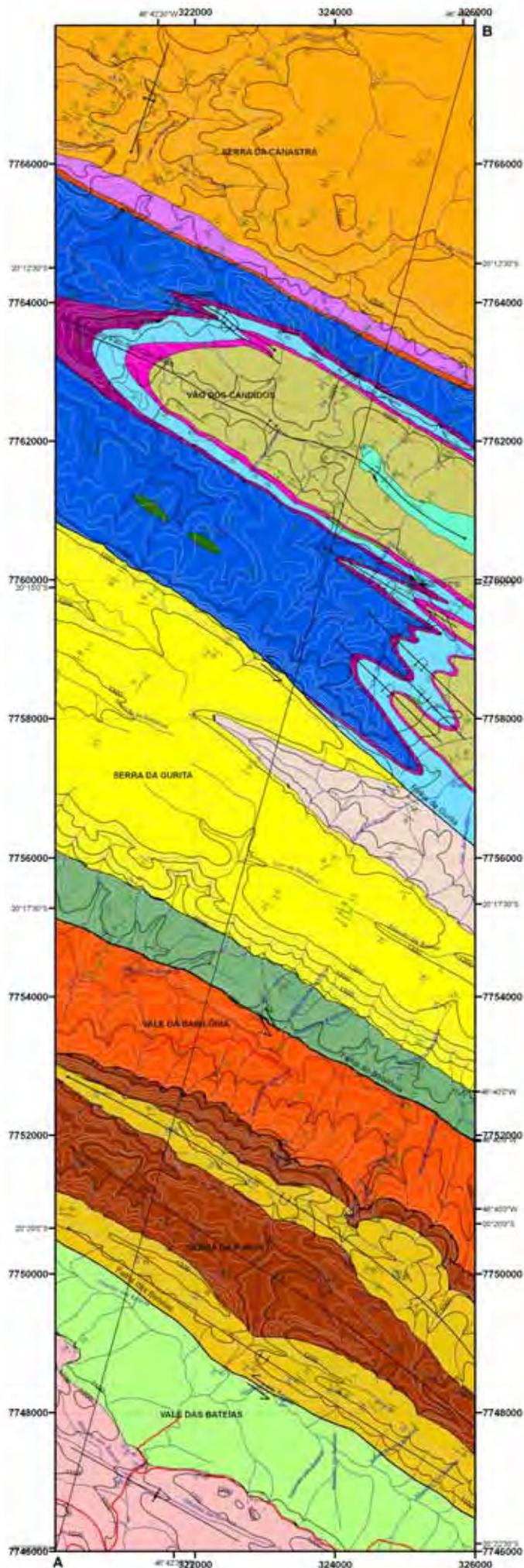
ESCALA 1:50.000



ANEXO 1 - MAPA DE PONTOS

UNESP - Universidade Estadual Paulista  
DISSERTAÇÃO: Caracterização Estrutural de um Segmento da Rampa Lateral de Capitólio, Limite Norte da Nappe de Passos.  
Autor: Tiago Eloi de S. S. dos Santos  
Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

# MAPA GEOLÓGICO



## Legenda

### DOMÍNIO INTERNO

#### Subdomínio Bateias

- Unidade Ba-2 Quartzito foliado branco a amarelado, com pouca muscovita. Esse quartzito apresenta granulação mais grossa que os demais.
- Unidade Ba-1 Muscovita xisto galeado com raras intercalações de quartzito micáceo.

#### Subdomínio Furna

- Unidade Fu-2 Quartzito branco, com granulação muito fina, bandamento composicional marcado por níveis de mica, furalina e opacos intercalado com quartzito micáceo. Ocorrem esporadicamente camadas métricas de muscovita xisto amareado e quartzito xisto.
- Unidade Fu-1 Muscovita xisto galeado e amareado, intercalados com camadas de quartzito branco e quartzito xisto. Algumas camadas de quartzito atingem 25m de espessura.

### DOMÍNIO EXTERNO

#### Subdomínio Babilônia

- Unidade Ba-1 - Mélange Tectônica - Gnaisses de cor cinza clara compostos por quartzito, albita, epidoto, muscovita e biotita. Em um gnaissite foi observado granada. Gnaisses de cor verde escura compostos por quartzito, albita, muscovita, clorita, biotita, epidoto, calcita e pirita. Quartzito micáceo de cor creme com presença ou não de pirita.

#### Subdomínio Gurita

- Unidade Gu-3 Intercalação métrica a decimétrica de quartzito xisto com quartzito micáceo. O quartzito xisto apresenta proporções variadas de quartzito. Ocorrem ainda camadas de muscovita xisto e quartzito-muscovita xisto.
- Unidade Gu-2 Intercalações métricas a centimétricas de quartzito maciço com quartzito micáceo foliado contendo proporções variadas de mica. Ocorrem ainda alguns níveis de muscovita xisto. Nos quartzitos ocorrem raros grãos sedimentares preservados, e feldspato alterado para caulim.
- Unidade Gu-1 Intercalação métrica decimétrica de albita-muscovita xisto, quartzito micáceo com mica verde e muscovita xisto galeado.

#### Subdomínio Canastral Vão dos Cãndidos

- Unidade CVC-8 Quartzito maciço esbranquiçado com grãos sedimentares preservados. Algumas intercalações de filito amareado.
- Unidade CVC-7 Intercalação métrica de quartzito xisto amarelado, filito amareado. Frequentes intercalações de lentes e camadas de quartzito finamente laminado. A parte basal desta unidade é marcada por uma camada de quartzito de aproximadamente 30 metros, destacada no mapa (vermelho).
- Unidade CVC-6 Intercalações métricas de muscovita xisto, quartzito muscovita xisto e albita-muscovita xisto, todos de cor cinza. Crescente ocorrência de lentes e camadas decimétricas de quartzito esbranquiçado e acinzentado. Lentes métricas de rochas metabásicas (albita-clorita xisto).
- Unidade CVC-5 Quartzito grosseiro, maciço a foliado, com grãos sedimentares arredondados a subarredondados preservados. Ocorrem raros níveis microcongomeráticos intercalados ao quartzito.
- Unidade CVC-4 Muscovita xisto de coloração galeado, com raras intercalações de quartzito xisto esbranquiçado, com níveis de muscovita verde. Em raros locais na base dessa unidade ocorre epidoto-albita-clorita gnaissite (g).
- Unidade CVC-3 Quartzito grosseiro, maciço a foliado, com grãos sedimentares arredondados a subarredondados preservados. Ocorrem raros níveis microcongomeráticos intercalados ao quartzito.
- Unidade CVC-2 Quartzito-muscovita verde xisto esbranquiçado intercalado com muscovita xisto galeado. Ainda ocorre em menor quantidade níveis de quartzito micáceo bege.
- Unidade CVC-1 Muscovita quartzito de coloração esbranquiçada com níveis milimétricos e raras centimétricas de muscovita verde (rica em ferro). Presença de grãos sedimentares preservados.

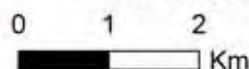
### CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

	Folha Transversária D2		Contato Geológico
	Sintema Invertida D2		S1
	Antiforme Invertida D2		S2
	Sintema D2		S3
	Deslizamento oblíquo D2		Indicador Orientativo D2
	Antiforme D2		

### CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

	Demarcação		Caminho
	Estação de trem		E20
			Canal de nível

ESCALA 1:50.000



### ANEXO 2 - MAPA GEOLÓGICO

UNESP - Universidade Estadual Paulista  
 DISSERTAÇÃO: Caracterização Estrutural de um Segmento da Rampa Lateral de Capitólio, Limite Norte da Nappe de Passos.  
 Autor: Tiago Eloi de S. dos Santos  
 Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

# SEÇÃO GEOLÓGICA

SW

NE

VALE DAS BATEIAS

SERRA DA FURNA

VALE DA BABILÔNIA

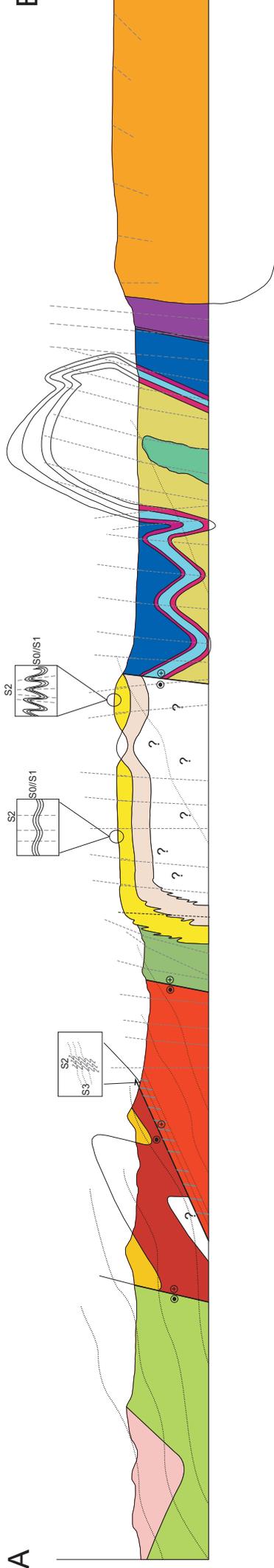
SERRA DA GURITA

VÃO DOS CÂNDIDOS

SERRA DA CANASTRA

A

B



## Legenda

### DOMÍNIO INTERNO

#### Subdomínio Bateias

Unidade Ba-2

Unidade Ba-1

#### Subdomínio Furna

Unidade Fu-2

Unidade Fu-1

### DOMÍNIO EXTERNO

#### Subdomínio Babilônia

Unidade Mélange Tectônica -

#### Subdomínio Gurita

Unidade Gu-3

Unidade Gu-2

Unidade Gu-1

#### Subdomínio Canastra/ Vão dos Cândidos

Unidade CVC-8

Unidade CVC-7

Unidade CVC-6

Unidade CVC-5

Unidade CVC-4

Unidade CVC-3

Unidade CVC-2

Unidade CVC-1

S0/S1

S2

S3

Falhas transcorrentes sinistrais

ESCALA 1:50.000

0 1 2

Kilômetros

### ANEXO 3 - SEÇÃO GEOLÓGICA

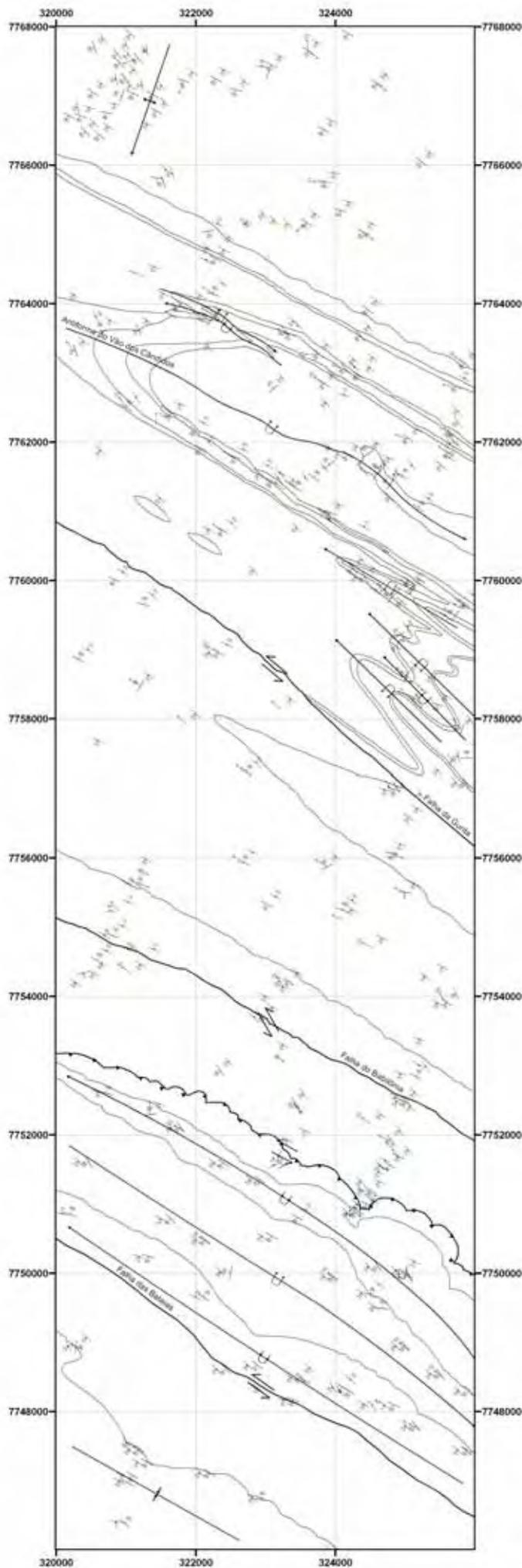
UNESP - Universidade Estadual Paulista

Dissertação: Caracterização Estrutural de um Segmento da  
Rampa Lateral de Capitólio, Limite Norte da Nappe de Passos.

Autor: Tiago Eloi de S. S. dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

# MAPA ESTRUTURAL D2-D3



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS	
	Falha Transcorrente Obliqua D2
	Sinforme Invertida D2
	Antiforme Invertida D2
	Sinforme D2
	Cavalgamento obliquo D3
	Antiforme D5
	Contato Geológico
	S3 (Sne+1 e Sni)
	S2 (Sne e Sni-1)
	S0S1 (Sne-1 e Sni-2)
	L2
	L3

ESCALA 1:50.000



ANEXO 4 - MAPA ESTRUTURAL D2-D3

UNESP - Universidade Estadual Paulista  
 DISSERTAÇÃO: Caracterização Estrutural de um Segmento da Rampa Lateral de Capitólio, Limite Norte da Nappe de Passos.  
 Autor: Tiago Eloi de S. S. dos Santos  
 Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões



Proc. 05/58411-0

# Agradecimentos

