

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRUTURAL E CINEMÁTICA AO
LONGO DE UMA SEÇÃO NA ABA NORTE DA
ESTRUTURA DIVERGENTE DO VALE DO
RIO PARAÍBA DO SUL, RIO DE JANEIRO.**

Leticia Constantino Vicente

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 2004/18)

TF
V632
LC.a

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900016368

**Análise Estrutural e Cinemática ao Longo de uma
Seção na Aba Norte da Estrutura Divergente do
Vale do Rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro**

Letícia Constantino Vicente

Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Rômulo Machado _____

Prof. Dr. Carlos José Archanjo _____

Prof. Dr. Marcelo Monteiro da Rocha _____

São Paulo

2004

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

**ANÁLISE ESTRUTURAL E CINEMÁTICA AO LONGO DE UMA
SEÇÃO NA ABA NORTE DA ESTRUTURA DIVERGENTE DO VALE
DO RIO PARAÍBA DO SUL, RIO DE JANEIRO.**

Monografia de Trabalho de Formatura – TF 2004/18



Letícia Constantino Vicente Letícia Constantino Vicente
Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado Rômulo Machado

Dezembro/2004

TF
V632
LC.a



RESUMO

O presente trabalho trata da geologia estrutural de uma fração do Cinturão de Dobramento Ribeira, correspondente ao flanco norte da divergência em leque da calha do rio Paraíba do Sul, na porção noroeste do Estado do Rio de Janeiro, divisa com Minas Gerais. A seção estudada se estende da cidade de Três Rios, RJ, até as proximidades da cidade de Juiz de Fora, MG, ao longo da Rodovia Washington Luís (BR-040).

Para a concretização deste trabalho foi feita, inicialmente, a aquisição do material básico para a execução dos trabalhos de campo e atualização dos dados bibliográficos. Posteriormente, ao longo do desenvolvimento do trabalho, foi realizada, basicamente, a análise estrutural, a partir dos dados coletados em campo, em projeções estereográficas do tipo *Schmidt-Lambert*, e análise de petrotramas de eixos-c de quartzo.

Além da caracterização geométrica e cinemática ao longo da seção, foi efetuada uma comparação dos resultados obtidos com os modelos estruturais e tectônicos disponíveis na literatura.

Os resultados obtidos sugerem uma evolução tectônica, em condições de alta temperatura, ocorrida em dois estágios diferenciados por níveis crustais progressivamente mais rasos. O primeiro é caracterizado por uma cinemática de baixo ângulo dextral, com uma componente oblíqua de topo para SW. O estágio tardio é associado a zonas de cisalhamento subverticais dextrais, com maior componente de cisalhamento simples que o anterior. Há, ao longo da seção, dobras de eixos subhorizontais e estiramento secundário vertical, relacionados a encurtamento horizontal. Esses dados são compatíveis com a configuração de uma estrutura-em-flor positiva, resultante de um campo deformacional transpressivo vigente durante convergência oblíqua entre massas crustais.

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: 22/06/05

ABSTRACT

This work describes the geometry and kynematic of structures in a sections cross-cutting the northern flank of the Rio Paraíba do Sul structural divergence in the central portion of the Ribeira belt. It's located at the northeastern part of Rio de Janeiro state, near the Minas Gerais state limit, between Três Rios (RJ) and Juiz de Fora (MG) and along to Washington Luis highway (BR-040).

The work began with bibliographical research and material collection for the field work, followed by the field work itself. This allowed the structural analysis based on the field data, using *Schmidt-Lambert* stereographic projections and quartz c-axis lattice-preferred orientation analysis.

Geometric and kynematic analysis of this sections were regionally comparated with structural data of the other domains of fan divergence of the Rio Paraíba do Sul.

The structural and field data suggest that the deformation occurred in two-stage: the first stage in high temperature conditions and a second stage in conditions at progressively shallower crustal depths. At the base of section shear-sense indicators (S-C foliations, σ -porphyroclasts, asymmetrical folds, boudins and other asymmetric structures) suggest to first stage a dextral component to low angle kinematics, with oblique shear top-to-SW. In the second stage, the kynematic indicators suggest movement related to dextral shear-zones of high angle, with a stronger simple shear component. Subhorizontal axis folds and secondary vertical stretching occur along the area, related to horizontal flattening. The observations are compatible with the characteristics of a positive flower structure, which resulted from strain in a transpressional regime caused by oblique crustal convergence.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, primeiramente, a meus pais e toda minha família, pelo apoio, carinho e patrocínio durante todos esses anos.

Agradeço ao Prof. Dr. Rômulo Machado, pela atenção e disposição em me orientar, e, sobretudo, pelas discussões que ajudaram na compreensão e construção de idéias para o trabalho.

Agradeço aos companheiros de campo Nolan e Thiago (Pedrita), pelo auxílio durante os trabalhos de campo, e em outras atividades durante a realização desta monografia.

Ao Fernando (Sagüi), pela paciência, ajuda, mas, principalmente, pelos momentos de alegria e descontração.

Aos amigos Carlos (Guano) e Ingo (Lalas) pelo “auxílio” na realização de algumas etapas do trabalho.

A todas as meninas da turma (Mariane - Dy, Jaqueline - Trans e Fernandinha - Ord's) pela amizade, e a todos os tranqueiras que convivi durante esses anos pelas “baladas” e horas de risadas proporcionadas.

Às amigas, Karina, Regina e Camille, que, apesar da “distância”, ainda têm a mesma atenção e amizade.

Aos professores que, efetivamente, participaram e contribuíram para minha formação. Aos funcionários do Instituto, que, de alguma forma contribuíram para que esta monografia se realizasse.

Desculpem-me se houve algum esquecimento, mas agradeço sinceramente a todos aqueles que, de qualquer maneira, tenham contribuído para a realização desta monografia.

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 – Mapa de localização.	2
Fig. 3.1 – Mapa Geológico de Estado do Rio de Janeiro	5
Fig. 3.2 – Geometria da transpressão	9
Fig. 3.3 – ângulo θ em função do Wk	10
Fig. 3.4 – Orientação de estruturas no modelos transpressivos, transtratativos e cisalhamento simples	11
Fig. 3.5 – Trajetórias de marcadores lineares	12
Fig. 3.6 – Trajetórias de rotação de pólos de planos	13
Fig. 6.1 – Bandamento composicional no ultramylonito.	17
Fig. 6.4 – A – indicador cinemático visto de baixo para cima (rotação lateral-direita); B – dobras de perfis abertos; C – <i>boudin</i> estirado na direção vertical.	21
Fig. 6.5 – Projeções estereográficas dos elementos estruturais do domínio II.	22
Fig. 6.6 – A – <i>boudin</i> rotacionado; B – <i>mullions</i>.	23
Fig. 6.7 – Projeções estereográficas dos elementos estruturais do domínio III.	24
Fig. 6.8 – Indicadores cinemáticos do domínio III.	24
Fig. 6.9 – A – agregado quartzo-feldspático formando lineação grossa de estiramento; B – textura mortar; C – geminação curvada no plagioclásio; D – subgrãos do plagioclásio interpessoando a geminação do cristal original; E – recristalização e poligonização da rocha; F – contato lobado entre os cristais e subgrãos com contatos retilíneos e disposição de eixos-c ortogonais.	25
Fig. 6.10 – Diagrama de Flinn	27
Fig. 6.11 – Estereogramas obtidos a partir de medidas de eixos-c de quartzo.	28

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I – Mapa de Pontos

ANEXO II – Sistematização dos Dados

ANEXO III – Imagens de Afloramentos e Seções Delgadas

ANEXO IV – Seções Geológica e Estrutural

SUMÁRIO

RESUMO	II
ABSTRACT	III
AGRADECIMENTOS	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	V
ÍNDICE DE ANEXOS	VI
1 INTRODUÇÃO	2
2 OBJETIVOS	4
3 TRABALHOS ANTERIORES/FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1 HISTÓRICO	4
3.2 TRANSPRESSÃO E TRANSTRAÇÃO	8
4 MATERIAIS E MÉTODOS	14
5 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	15
6 APRESENTAÇÃO DOS DADOS	16
6.1 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES	16
6.2 DADOS DE CAMPO	18
6.3 ANÁLISE DE MICROESTRUTURAS E EIXOS-C DE QUARTZO	24
7 DISCUSSÃO DOS DADOS	28
8 CONCLUSÕES	30
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	32
10 ANEXOS	35

1 Introdução

O presente trabalho foi elaborado a partir de discussões com o orientador e fundamentado em trabalhos anteriores que se encontram disponíveis sobre a região.

Este trabalho trata especificamente da geologia estrutural de uma fração do Cinturão de Dobramento Ribeira, correspondente ao flanco norte da divergência em leque da calha do rio Paraíba do Sul, na porção noroeste do Estado do Rio de Janeiro, divisa com Minas Gerais.

A seção estudada estende-se da cidade de Três Rios, Rio de Janeiro, até o Estado de Minas Gerais, nas proximidades da cidade de Juiz de Fora, ao longo da Rodovia Washington Luís (BR-040), que liga as cidades do Rio de Janeiro e Belo Horizonte (Figura 1.1).

O acesso à área é facilitado pela existência de uma excelente malha rodoviária e uma densa rede de rodovias secundárias com boas condições de tráfego durante quase todos os períodos do ano. A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso pode ser feito, diretamente, seguindo-se pela Rodovia Washington Luís, na direção norte, passando pelas cidades de Duque de Caxias, Petrópolis, Areal, Três Rios, no vale do rio Paraíba do Sul, seguindo-se dali para a cidade de Juiz de Fora. A partir da cidade de São Paulo, o acesso é feito pela Rodovia Presidente Dutra até a cidade de Volta Redonda, e seguindo-se daí pela Rodovia BR-393, que passa pelas cidades de Vassouras e Paraíba do Sul.



Fig. 1.1 – Mapa de localização.

No contexto geológico, a seção corta a aba norte da estrutura divergente do Rio Paraíba do Sul, no Cinturão Paraíba do Sul ou *Paraibides*, também conhecido como Cinturão Ribeira.

A proposta principal deste trabalho é a caracterização geométrica e cinemática ao longo desta seção e sua comparação com os modelos estruturais/tectônicos disponíveis na literatura. Paralelamente, foram realizados estudos de petrotrama de eixos-c de quartzo, com a utilização de platina universal, visando um melhor entendimento dos mecanismos de deformação envolvidos.

Para a concretização deste trabalho foram realizadas duas etapas de campo para a coleta sistemática de dados estruturais e de amostras orientadas, visando a análise geométrica das estruturas e de petrotrama de eixos-c de quartzo.

Os resultados das atividades realizadas para este trabalho são aqui representados na forma de seções geológica e estrutural na escala 1:100.000, apresentadas como anexos no final desta monografia. A apresentação, tratamento, análise, discussão e conclusões, contendo fotos de campo, ilustrações, estereogramas e tabela com dados estruturais sistematizados, são precedidos por uma síntese regional das informações disponíveis na literatura. É apresentada também uma revisão dos conceitos de transpressão e transtracção, que é retomada ao final da monografia, onde é feito um confronto dos dados obtidos com os modelos tectônicos disponíveis na literatura.

O trabalho proposto justifica-se, por um lado, pela escassez de dados estruturais (geométricos e cinemáticos) existentes neste trecho do cinturão e, por outro, pela falta de discussão na literatura sobre a articulação cinemática entre as abas SE e NW da estrutura divergente do vale do rio Paraíba do Sul.

Cabe salientar a falta de consenso entre os trabalhos disponíveis na literatura sobre o quadro cinemático deste segmento do cinturão no Rio de Janeiro. Alguns autores propõem um modelo tectônico em dois estágios: o primeiro caracterizado por uma tectônica tangencial para NW e N, mais antiga, e o segundo caracterizado por uma tectônica transcorrente de alto ângulo, mais nova, que seria responsável pela geração das zonas de cisalhamento de alto ângulo regionais. Estes autores explicam a estrutura divergente num contexto tectônico tardio, associando-a com a implantação de dobras regionais relacionadas à terceira fase de deformação.

Por outro lado, existem autores que vinculam estas estruturas (de baixo e alto ângulo) ao mesmo processo tectônico e consideram seu desenvolvimento como sendo simultâneo e essencialmente paralelo ao orógeno, neste trecho do cinturão. Além disso, o modelo contempla a existência de uma extrusão tectônica para SW, ao final do processo, como resultado do regime transpressivo.

2 Objetivos

Este trabalho tem como principais objetivos:

- análise e interpretação estrutural (geométrica e cinemática) das estruturas dúcteis reconhecidas ao longo da seção, com base em lineações de estiramento e mineral e indicadores do sentido de cisalhamento da seção em pauta;
- elaboração de perfis geológico e estrutural com base nos dados estruturais levantados em campo;
- elaboração de diagramas com os resultados obtidos das medidas de eixo-c de quartzo;
- comparação dos resultados obtidos com os modelos estruturais/tectônicos disponíveis na literatura, visando contribuir para o melhor entendimento da articulação tectônica entre as abas SE e NW da estrutura divergente do Vale do Rio Paraíba do Sul.

3 Trabalhos Anteriores/Fundamentação Bibliográfica

3.1 Histórico

O Cinturão Ribeira ou Paraíba do Sul vem sendo estudado há várias décadas, sendo porém ainda limitado, em alguns de seus segmentos, estudos de natureza cinemática, a exemplo da região aqui proposta. Apesar das controvérsias existentes sobre a evolução tectônica do referido cinturão, e dos diversos modelos tectônicos disponíveis na literatura, há uma tendência atualmente em considerá-lo como um cinturão colisional oblíquo desenvolvido durante o Ciclo Brasiliense, cuja evolução teria passado por um estágio de subducção e formação de crosta oceânica – pelo menos no seu segmento norte, na denominada Faixa Araçuaí -, seguido pelos estágios pré-, sin-, tardi- e pós-colisionais, culminando ao final da evolução com a sua agregação ao Supercontinente Gondwana.

A cinemática das suas principais zonas de cisalhamento regionais (p. ex. Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul) é uma questão ainda bastante discutida entre os diversos autores que têm trabalhado na região, apesar da maioria deles considerarem a predominância de uma cinemática dextral (e.g. Dayan & Keller, 1989, Ebert *et al*, 1991, Machado & Endo, 1993a, Egydio-Silva & Mainprice, 1999, Dehler, 2002, Dehler & Machado, 2002). O desenvolvimento destas estruturas têm sido vinculado com a deformação ocorrida em regime transpressivo (Ebert *et al*, 1991, Machado & Endo, 1993b, Egydio-Silva, 1996, Egydio-Silva & Mainprice, 1999, Egydio-Silva *et al*. 2002) (Figura. 3.1).

Regionalmente, têm sido descritas quatro fases de deformação: as duas primeiras de caráter progressivo, foram acompanhadas de metamorfismo regional (M1 e M2), a terceira delas desenvolveu-se paralelamente às estruturas anteriores, enquanto a quarta fase superpõe-se com orientação estrutural diferente das demais, variável entre NW-SE e N-S (Machado, 1984, Heilbron, 1993, Heilbron *et al*, 1995). As duas primeiras fases foram responsáveis pela geração de um bandamento metamórfico, com dobras apertadas e isoclinais associadas, enquanto as duas últimas fases foram responsáveis pela geração de

dobras regionais abertas a fechadas, formando padrões de interferência de dobras do tipo 1, com domos e bacias.

Os principais litotipos que ocorrem regionalmente são granitóides tipo-S, biotita gnaisses bandados ou laminados, gnaisses diversos, quartzitos, anfibolitos, rochas calciosilicáticas, mármore dolomítico, os quais foram submetidos a condições metamórficas de grau alto, chegando em muitos lugares à fácie granulito. Os granitóides tipo-S, que ocorrem extensamente na região do vale do rio Paraíba do Sul, foram recentemente interpretados como corpos sintectônicos, e relacionados diretamente com zonas de cisalhamento dúcteis (Machado & Dehler, 2002) (figura 3.1).

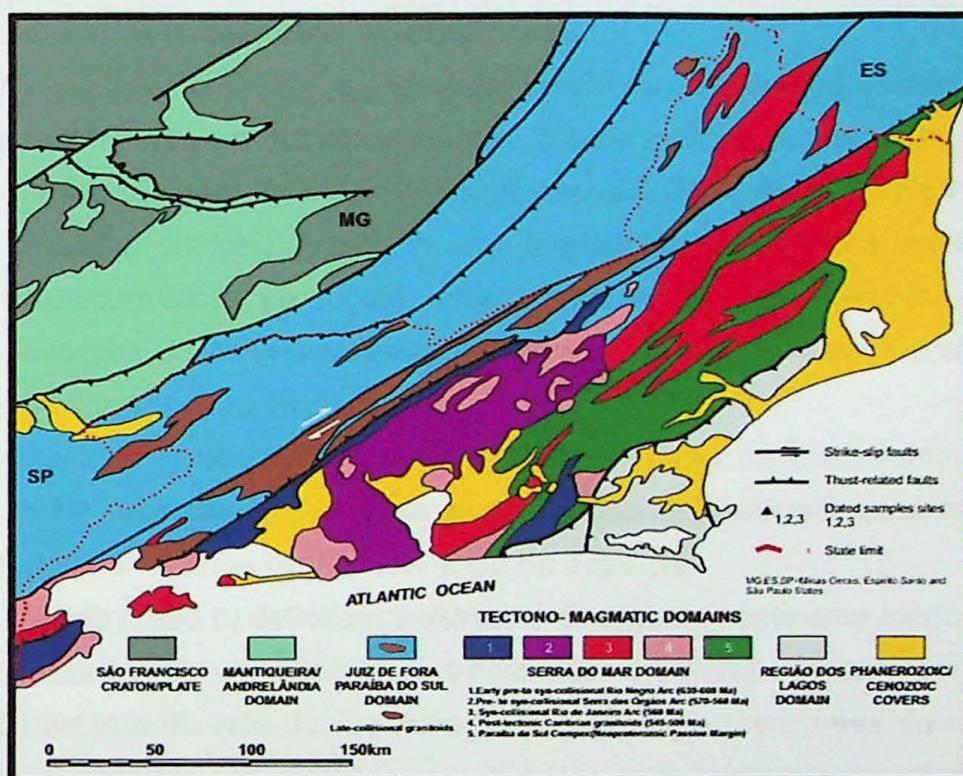


Fig. 3.1 – Mapa Geológico de Estado do Rio de Janeiro (extraído de Silva *et al* (2000))

A Estrutura Divergente do Vale do Rio Paraíba do Sul

Inicialmente, a região do Vale do Rio Paraíba do Sul foi descrita como uma grande estrutura sinclinal (Lamego, 1938 e 1948).

Em 1968, Ebert confirma a presença de uma estrutura “sinclinal” em forma de leque no Estado do Rio de Janeiro, caracterizada pela variação na vergência das estruturas.

Campanha (1980) e (1981) caracteriza o Lineamento Além-Paraíba como uma zona de cisalhamento formada por rochas blastomyloníticas, numa evolução polifásica, com deformação principal ocorrida há 620 Ma (Ciclo Brasiliano).

Sadowski (1983) faz uma síntese dos conceitos sobre zonas de cisalhamento e aplica às zonas de cisalhamento dúcteis do sudeste brasileiro. Afirma que uma das fases de

desenvolvimento do falhamento Além-Paraíba teria sido transcorrente dextral, com, no mínimo, 40 km de deslocamento.

Machado (1983) refere-se à geometria sinclinorial como uma estruturação tectônica divergente, associada a uma terceira fase de dobramento. A estrutura foi separada em três domínios tectônicos: (i) domínio com vergência para NW, (ii) domínio sem polaridade tectônica, e (iii) domínio com vergência para SE, sendo este último resultado de um comportamento alóctone da Faixa Paraíba do Sul para SE, com o Complexo do Litoral Fluminense atuando como antepaís. Identifica também duas zonas de cisalhamento: uma de baixo ângulo, e outra de alto ângulo, com geração ou reativação de importantes falhamentos, no final da terceira fase de dobramentos.

Segundo Dayan & Keller (1989), numa seção transversal à estrutura divergente, pode-se observar uma simetria das estruturas em relação à zona central, ocupada pelo Rio Paraíba do Sul, onde as estruturas da aba norte mergulham para SE e as da aba sul para NW, e conforme se aproxima da área central há uma tendência progressiva à verticalização da foliação. Caracterizam ainda na região uma movimentação transcorrente, de natureza dextral, com lineações de estiramentos subhorizontais, e movimentos verticais de blocos resultantes de efeitos transpressivos.

Heilbron *et al* (1991) denominam a estrutura como uma megassinforma estruturada durante a fase de deformação D_3 . Essa denominação é justificada pela repetição dos domínios litoestratigráficos nos flancos NW e SE da estrutura.

Machado & Endo (1993 b) definiram a estrutura divergente como uma megaestrutura em flor positiva, resultante de uma tectônica transpressiva dextral. Consideraram também as zonas de cisalhamento do vale do Rio Paraíba do Sul como resultantes da reativação de estruturas mais antigas.

Correa Neto *et al* (1993) reconhecem também a estrutura divergente como uma estrutura em-flor-positiva, e atribuem a existência de granulitos e charnockitos no centro da zona de cisalhamento Além-Paraíba a um soerguimento resultante do regime transpressivo.

Heilbron *et al* (1995) reafirmam a estrutura como uma megassinforma gerada durante a fase de deformação D_3 , e que essa deformação representa a continuidade da convergência brasiliiana (D_1+D_2), em nível estrutural mais raso, caracterizando o Período Tardi-Colisional (535-520 Ma). Os dados de lineações sugerem um modelo tectônico com empurrões dúcteis em direção ao Cráton do São Francisco, ocorridos durante a colisão crustal, gerando lineações oblíquas e perpendiculares ao Cinturão, que teriam sido seguidos por movimentos dextrais tardios, responsáveis pela formação de lineações paralelas ao mesmo.

Egydio-Silva (1996) se refere ao Lineamento Além-Paraíba como uma zona de cisalhamento dúctil heterogênea, onde os indicadores cinemáticos e o elipsóide de esforços determinado são compatíveis com transcorrências de cinemática dextral.

Recentemente, Dehler & Machado (2002) e Dehler (2002), num estudo na aba sul da estrutura em questão, e referindo-se à mesma como uma divergência em leque, caracterizam as estruturas da região como relacionadas a dois estágios cinemáticos de deformação. O primeiro estágio sendo responsável pela geração de estruturas de baixo ângulo com movimentação de topo para SW-SSW, juntamente com estiramento paralelo e oblíquo ao Cinturão. O segundo estágio foi responsável pela implantação de zonas de cisalhamento direcionais transpressivas, subverticais, com movimentação relativa dextral. Estas estruturas foram associadas com dobras de eixos subparalelos a lineações de estiramento e mineral, e as zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo com movimentação para SE.

Machado & Dehler (2002) sugerem que a geração de magmas graníticos tipo-S ocorreu logo após o ápice do metamorfismo regional e a fase de colisão brasiliiana, sob regime tectônico ainda convergente, pela forte vinculação entre esses granitóides e as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo presentes na região.

Modelos Tectônicos

A seguir, são sintetizados alguns dos principais modelos tectônicos propostos para a região:

Machado (1984) apresenta um modelo de colisão de placas continentais, sendo a polaridade tectônica da região explicada pela presença de placas litosféricas a NW e SE. Após a colisão, teria ocorrido cavalgamento da Faixa Paraíba do Sul para SE, deslocando-se obliquamente, resultando assim nas zonas de cisalhamento de alto ângulo.

Machado & Endo (1993 a) interpretam os dados de lineações como resultado de uma tectônica transpressional ocorrida durante uma colisão oblíqua, desenvolvendo estruturas regionais como zonas de cisalhamento de baixo ângulo e zonas direcionais dextrais de caráter transpressivo.

Heilbron *et al* (1995) sugere vergência inicialmente em direção o Cráton São Francisco, caracterizada por escamas de empurrão, seguida por uma etapa com importante componente direcional dextral. Dessa forma, a deformação principal possui uma movimentação geral oblíqua.

Ebert *et al* (1993) propõe também um modelo de colisão oblíqua, assumindo neste modelo uma convergência inicial leste-oeste. Para os autores, a partição da deformação ocasionou, no Cinturão de Cisalhamento Paraíba do Sul, um domínio de tectônico contracional, acomodado por cavalgamentos para oeste, e outro domínio, mais na porção sul, com vergência oblíqua, com predomínio de regime transpressivo.

Egydio-Silva (1996) propõe para o Cinturão Ribeira um modelo tectônico semelhante a Vauchez *et al* (1994), que inclui colisão continental com escape da litosfera para SW. Na porção norte do cinturão, a litosfera da margem brasileira teria sido deformada por

cisalhamento puro (encurtamento e espessamento), resultando em falhas inversas e empurões para oeste. Na terminação do Cráton São Francisco, a deformação passa para cisalhamento simples dextral, que acomoda o escape do material para fora da região confinada.

O modelo de Almeida (2000) supõe uma colagem de três terrenos durante o Ciclo Brasiliano. Primeiramente, houve a colisão entre a microplaca Serra do Mar e o Cráton São Francisco, sendo responsável pela formação de zonas de cisalhamento com empurrão oblíquo. Posteriormente, houve uma nova colisão, atrás do Domínio Costeiro, gerando e reativando zonas de cisalhamento, inclusive a megassinforma do vale do Rio Paraíba do Sul, e gerando fortes dobramentos. Esse último estágio é caracterizado por escape lateral da litosfera.

Dehler & Machado (2002) e Dehler (2002) propõem para o cinturão Ribeira no vale do Rio Paraíba do Sul um modelo tectônico em dois estágios: o primeiro com geração de estruturas de baixo ângulo e movimentação de topo para SW-SSW, acompanhado de movimentos paralelos e oblíquos ao Cinturão, e o segundo associado com a implantação de zonas de cisalhamento direcionais de alto e baixo ângulo, aquelas com movimentação relativa dextral, e estas com movimentação de topo para SE.

3.2 Transpressão e Transtração

Nesse item será apresentada uma síntese sobre as modelagens numéricas de Sanderson & Marchini (1984) e Fossen *et al* (1994), e outros, para zonas de cisalhamento transpressivas e transtrativas, com algumas de suas características estruturais.

O modelo numérico de Sanderson & Marchini (1984) sugere uma zona de cisalhamento transpressiva limitada por dois blocos rígidos. A deformação homogênea gerada pelo componente de cisalhamento puro produz encurtamento lateral, com volume constante, e resulta em uma mudança na área da zona de cisalhamento que é compensada por espessamento vertical (Figura 3.2), ou seja, extrusão para cima do material deformado. No caso da transtração, o componente de cisalhamento puro é compensado por afinamento vertical.

Além do componente de cisalhamento puro, o material interno é deformado também por um componente de cisalhamento simples, podendo, assim, a deformação ser fatorizada nas variáveis α (estiramento vertical), α^{-1} (encurtamento transversal à zona), γ (cisalhamento paralelo à zona) e ψ (Figura 3.2).

A zona transpressiva é submetida a uma deformação cisalhante γ , devido ao componente de cisalhamento simples, e encurtamento α^{-1} , resultante do componente de cisalhamento puro. Dessa forma, tem-se, para $\alpha^{-1} < 1$ e $k < 1$ (onde $k = X/Y/Y/Z$ e, portanto, representa a forma do elipsóide de deformação finita) deformação oblata gerada em regime

transpressivo, para $\alpha^{-1} = 1$ e $k = 1$, ocorre deformação plana gerada por cisalhamento simples, e para $\alpha^{-1} > 1$ e $k > 1$, ocorre deformação prolata por transtração.

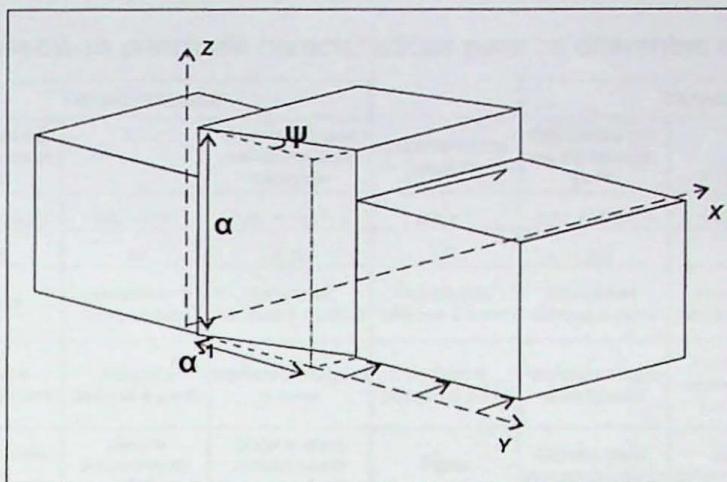


Fig. 3.2 – Geometria da transpressão, mostrando a deformação de um cubo por encurtamento paralelo ao eixo Y e cisalhamento paralelo ao eixo X. Volume conservado por espessamento paralelo ao eixo Z (Sanderson e Marchini, 1984).

Nesse modelo, o elipsóide de deformação finita, para transpressão, tanto o eixo X como o Y podem ser verticais. Desse modo, o plano da foliação XY é sempre vertical e oblíqua (a um ângulo θ') ao limite da zona, enquanto a lineação de estiramento pode ser vertical e horizontal. Para transtração, o eixo vertical podem ser o eixo Z ou eixo Y. Assim, a foliação pode ser vertical ou horizontal, e a lineação de estiramento é sempre vertical.

Conclusão similar foi também obtida por Fossen *et al* (1994). Nessa modelagem de deformação transpressiva, considerou-se que a deformação finita foi originada por caminho de *strain* homogêneo, ou seja, os eixos da deformação incremental permanecem paralelos e o número de vorticidade cinemática (Wk – medida da coaxilidade da deformação progressiva) se mantém constante.

O número de vorticidade cinemática é função dos componentes de cisalhamento simples e cisalhamento puro, sendo que $Wk = 0$, para cisalhamento puro, $Wk = 1$, para cisalhamento simples, e $0 < Wk < 1$, para deformações que combinam os dois mecanismos com volume constante.

A orientação dos eixos de deformação instantânea é semelhante à dos eixos de deformação finita e é diretamente relacionada ao número de vorticidade cinemática.

Baseando-se nessas características, os autores propuseram uma divisão de ambientes convergentes e divergentes oblíquos em quatro classes, representadas na figura 3.3:

- ✓ transpressão dominada por cisalhamento simples $\rightarrow 1 > Wk > 0,81$, com eixo de máximo estiramento instantâneo horizontal, orientado a $45 - 35^\circ$ da zona de cisalhamento;
- ✓ transtração dominada por cisalhamento simples $\rightarrow 1 > Wk > 0,81$, com eixo de máximo estiramento horizontal, a $45 - 55^\circ$ da zona de cisalhamento;

- ✓ transpressão dominada por cisalhamento puro $\rightarrow W_k < 0,81$, eixo de estiramento máximo vertical;
- ✓ transtração dominada por cisalhamento puro $\rightarrow W_k < 0,81$, com eixo de estiramento mínimo vertical.

A tabela 3.1, mostra as principais características para os diferentes tipos de deformação:

	TRANSPRESSÃO				TRANSTRAÇÃO				Cisalhamento Puro (Extensional)
	Cisalhamento Puro (Contração)	Dominada por cisalhamento puro		Dominada por cisalhamento simples	Cisalhamento simples	Dominada por cisalhamento puro		Dominada por cisalhamento simples	
	W _k =0	0 < W _k < 0,81	W _k = 0,81	0,81 < W _k < 1	W _k = 1	0,81 < W _k < 1	W _k = 0,81	0 < W _k < 0,81	W _k =0
Trama	LS	(L)S	S	(L)S	LS	L(S)	L	L(S)	LS
Lineação de estiramento	Vertical	Vertical	Inexistente a fraca vertical	Horizontal, oblíqua a vertical	Horizontal, oblíqua à zona	Horizontal, oblíqua à zona	Horizontal, oblíqua à zona	Horizontal, oblíqua à zona	Horizontal, perpendicular à zona
Foliação	Vertical, paralela às paredes da zona	Vertical e oblíqua à zona	Vertical e oblíqua à zona	Vertical e oblíqua à zona	Vertical e oblíqua à zona	Vertical oblíqua a horizontal	Fracamente desenvolvida, horizontal	Horizontal	Horizontal
Deformação	Plana	Achatamento geral	Ideal a achatamento geral	Geral a ideal, achatamento geral	Plana	Geral a ideal, constrição geral	Ideal a constrição geral	Constrição geral	Plana
Eixo instantâneo máximo	Vertical	Vertical	Variável num plano inclinado a 35° da zona	Horizontal, entre 35°-45° da zona	Horizontal, a 45° da zona	Horizontal, entre 45°-55° da zona	Horizontal, a 55° da zona	Horizontal, entre 55°-90° da zona	Horizontal, a 90° da zona

Tabela 3.1 – Orientações de foliação e lineação de estiramento mineral esperadas para os tipos de transpressão e transtração descritos acima (Extraído de Fossen *et al.* 1994).

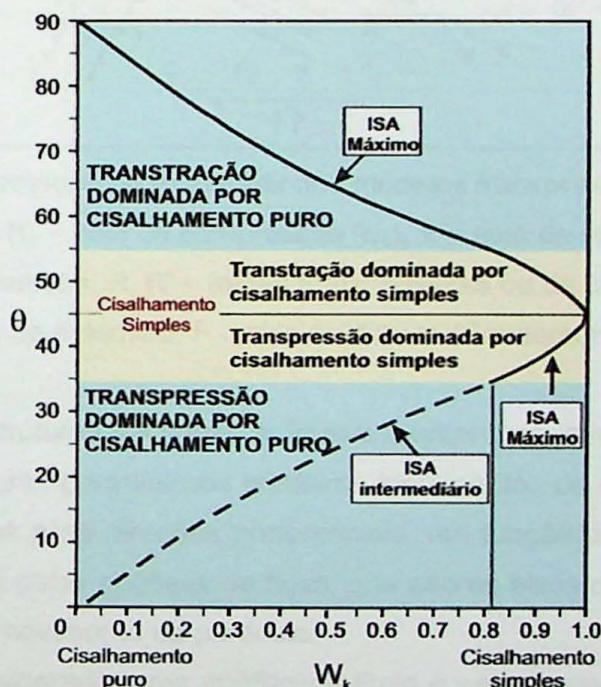


Fig. 3.3 – ângulo θ , entre o eixo de estiramento instantâneo máximo (ISA) e os limites da zona, em função do W_k (extraído de Fossen *et al.* (1994)).

Rotação de Marcadores Passivos e Padrões de Dobramento

Segundo Sanderson & Marchini (1984), o modelo de transpressão permite a previsão das orientações favoráveis para nucleação de fraturas, falhas e dobras, e estas são

controladas essencialmente pelo fluxo por cisalhamento simples. Neste modelo, o ângulo de nucleação das dobras e falhas, em relação à zona de cisalhamento é de 45°, enquanto em zonas de transpressão e transtracção, esse ângulo é menor e maior, respectivamente, devido à presença de cisalhamento puro perpendicular à zona (Figura 3.4).

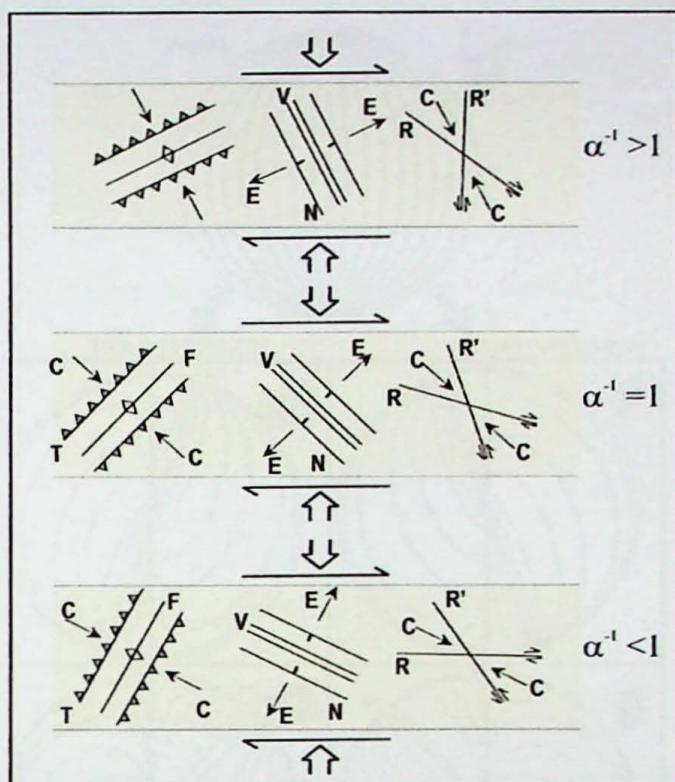


Fig. 3.4 – Orientação de estruturas nos modelos transpressivo, transtrativo e cisalhamento simples (C – eixo de compressão (σ_1), E – eixo de extensão (σ_3), N – falhas normais, T – falhas inversas, R, R' – falhas transcorrentes ou de cisalhamento, V – veios, diques ou fraturas de extensão, F – eixo de dobras (Sanderson & Marchini, 1984).

A presença de estruturas planares e lineares anteriores em uma zona deformada, juntamente com estruturas geradas nos primeiros incrementos da deformação progressiva, podem ser rotacionadas para direções preferenciais, em função do regime do fluxo. Essa rotação é caracterizada pelas apófises de fluxo, que são os eixos de máximo, intermediário e mínimo gradiente de movimento da partícula.

Para o modelo considerado, uma apófise de fluxo é sempre vertical, uma é paralela ao eixo X, e outra oblíqua ao mesmo.

No caso da transtracção, os elementos lineares tendem a rotacionar para uma apófise horizontal e oblíqua à zona. No caso da transpressão, os marcadores lineares iniciam na apófise de fluxo oblíqua e rotacionam para uma posição vertical com o aumento da deformação finita (figura 3.5).

Os pólos dos planos que rotacionam, no caso de cisalhamento simples, tendem a ficar numa posição vertical. Na deformação transtrativa, os planos tendem a assumir uma posição horizontal, e na transpressão tendem à verticalização, paralelos ao limite da zona de deformação (figura 3.6).

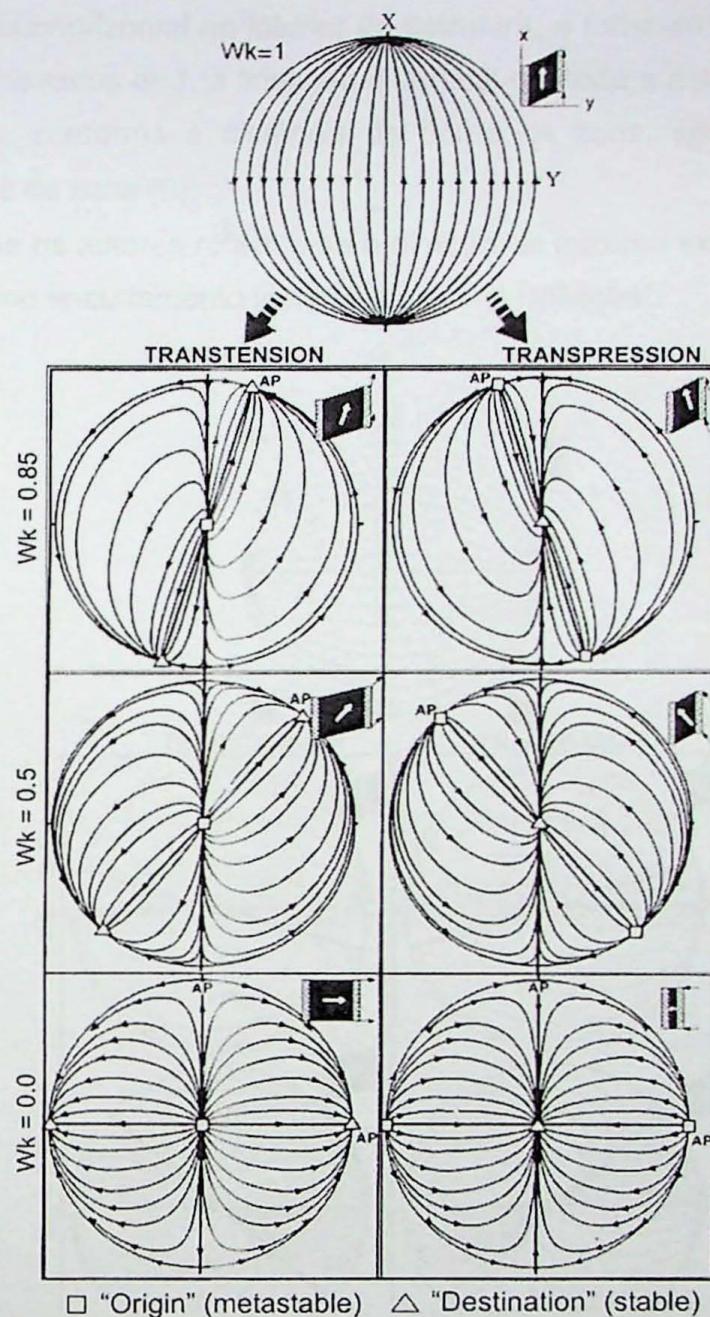


Fig. 3.5 – Trajetórias de marcadores lineares em cisalhamento simples sinistral ($Wk=1$) e alguns casos de transpressão e transtração (Fossen et al, 1994)

No modelo de transpressão de Robin & Cruden (1994), não há livre deslizamento de material em nenhuma direção da zona, e, além disso, a deformação é considerada heterogênea, ou seja, ϕ e γ (taxa média de achatamento através da zona e taxa de cisalhamento simples ao longo da zona) não descrevem a deformação em qualquer ponto no interior da zona, e sim a razão $f = \phi/\gamma$, também chamada razão “press”/“trans”. Os autores

também consideram, o ângulo β , entre a direção de cisalhamento e a horizontal, resultando numa transpressão oblíqua.

Em função dessa razão, a foliação sofre um aumento de mergulho e de obliquidade em relação à borda, conforme aproxima-se do centro da zona. A “lineação”, para baixos valores de f , apresenta-se subhorizontal no interior da estrutura, e torna-se subvertical nas bordas. Para valores mais elevados de f , a lineação é vertical em toda a estrutura. Essa relação da foliação e lineação, conforme a distância da borda da zona, apresenta-se assimétrica, devido a obliquidade da zona (β).

Vale lembrar que os autores referem-se à direção de máxima extensão como “lineação” e ao plano de máximo encurtamento instantâneo como “foliação”.

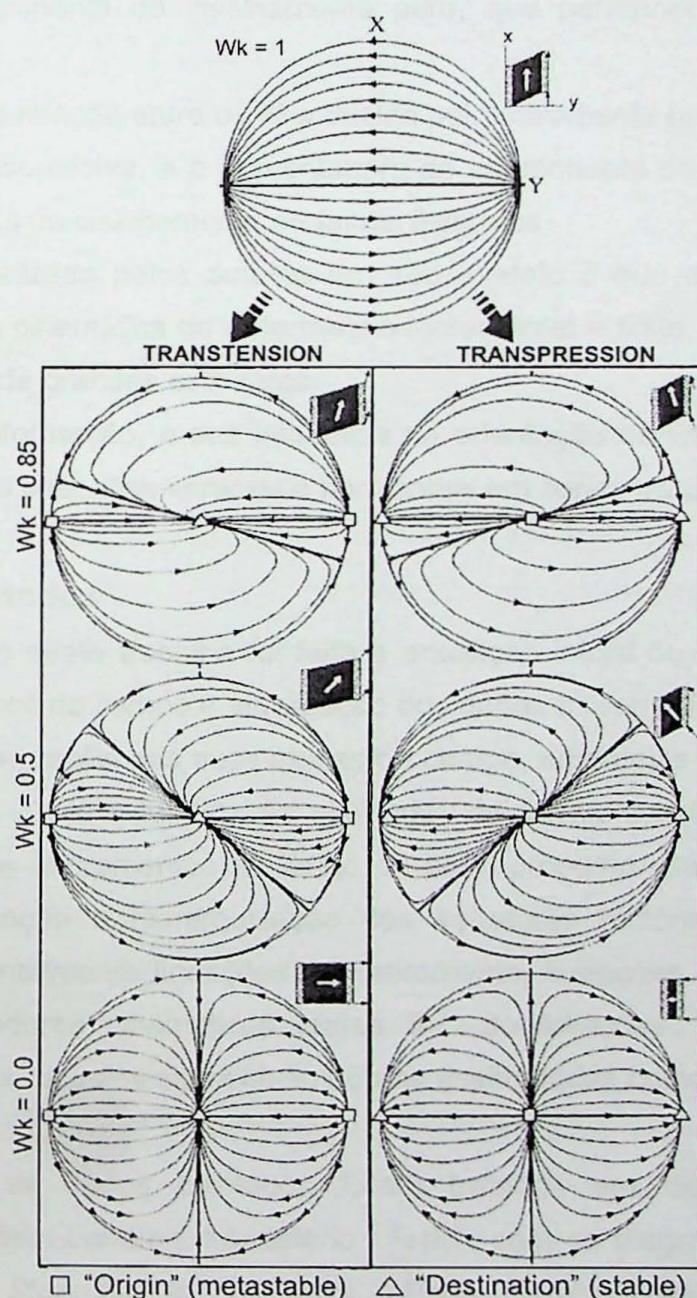


Fig. 3.6 – Trajetórias de rotação de pólos de planos para mesma deformação da figura anterior (Fossen et al, 1994).

Partição da Deformação

A deformação transpressiva/transtrativa é partitionada em um número de domínios, dominados por encurtamento/extensão perpendiculares à zona, e por cisalhamento simples, que aumenta em direção ao centro da zona.

Tikkof & Teysser (1994) propuseram um modelo de partição da deformação em ambientes transpressivos e transtrativos, onde o componente de cisalhamento simples é partitionado em planos discretos, e o componente de cisalhamento puro, em domínios mais amplos.

Quando o movimento é partitionado dessa forma, deve diminuir o W_k da zona, e aumentar o componente de cisalhamento puro. Assim, essa partição pode ser entendida como uma razão entre o componente de cisalhamento simples, concentrado em planos discretos, e o componente de cisalhamento puro, que permanece distribuído na zona deformada.

Portanto, há uma relação entre o W_k induzido pelo movimento relativo das placas, o W_k interno na zona transpressiva, e a porcentagem do componente de cisalhamento simples, acomodado em zonas de cisalhamento ou falhas discretas.

Outro ponto enfatizado pelos autores em seu modelo é que as *boundary conditions* controlam também a cinemática da deformação incremental e finita, diminuindo o papel do *stress* na nucleação de grandes estruturas.

A partição da deformação, e sua influência na orientação da lineação de estiramento, sugere a presença de lineações verticais e horizontais em zonas transpressivas.

4 Materiais e Métodos

Para a realização deste trabalho foi feita a aquisição inicial do material básico para a execução dos trabalhos de campo e atualização dos dados bibliográficos.

Em seguida, foram realizadas duas etapas de campo, uma delas no período de 2 a 8 de abril e outra de 20 a 22 de setembro. As atividades de campo consistiram basicamente na análise estrutural dos afloramentos ao longo do perfil proposto. Durante os trabalhos, foi realizada uma descrição e hierarquização das estruturas tectônicas, coleta de dados estruturais, fundamentalmente lineações de estiramento, lineações minerais, lineações de intersecção e indicadores cinemáticos (pares S-C de foliações, minerais assimétricos, minerais rotacionados, *boudins* sigmoidais, dobras assimétricas como eventual indicador de vergência etc.).

Posteriormente, os dados coletados foram tratados em diagramas de projeção ciclográfica tipo *Schmidt-Lambert*, hemisfério inferior, com os diagramas sendo gerados a partir do programa *Stereonet for Windows*. Foram também obtidas as imagens das estruturas de campo, que serão apresentadas ao longo do trabalho, visando fornecer

subsídios visuais para facilitar a compreensão do leitor sobre o quadro estrutural interpretado para a região.

Paralelamente, foram coletadas amostras orientadas visando o estudo de petrotrama de eixos-c de quartzo, cujas medidas foram extraídas em platina universal (4 eixos), com lâminas orientadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação finita. Os resultados aqui obtidos serão apresentados em diagramas de projeção estereográfica (hemisfério inferior). Com o uso desta metodologia será possível avaliar os mecanismos e as condições envolvidas durante a deformação.

5 Desenvolvimento do Trabalho

A seguir o cronograma das atividades realizadas para confecção da monografia:

ATIVIDADES / MÊS	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN
Informações Cartográficas e Bibliográficas											
Trabalho de Campo											
Eixos-c de Quartzo											
Tratamento de Dados											
Integração e Interpretação											
Relatórios											
Preparação da Apresentação											

Durante a primeira etapa de desenvolvimento do projeto, procurou-se obter uma fundamentação bibliográfica focada no histórico da estrutura divergente em termos de suas estruturas (foliações, lineações, indicadores cinemáticos etc), assim como os diferentes modelos tectônicos propostos para o Cinturão Ribeira na região, visando dispor de elementos para uma posterior comparação com os resultados obtidos nesse trabalho.

Paralelamente, foi realizado um levantamento na literatura de trabalhos que contemplam as bases teóricas sobre os principais modelos de transpressão e também sobre deformação finita em zonas de cisalhamento transpressivas/transtrativas.

Foram realizadas duas etapas de campo durante esse período. A primeira, de cinco dias, durante o mês de abril, que cobriu aproximadamente 25 km da rodovia BR-040, a partir das proximidades da cidade de Três Rios, em direção ao Estado de Minas Gerais. E a segunda, de três dias, na mesma rodovia, para concluir o perfil, que chegou até às proximidades da cidade de Juiz de Fora.

O trabalho de campo consistiu basicamente na observação e anotação sistemática das estruturas ao longo do perfil e coleta de amostras orientadas, visando uma descrição e hierarquização das estruturas reconhecidas (foliações, bandamentos, foliações miloníticas, eixos e planos axiais de dobras, lineações de estiramento, lineações minerais, lineações de intersecção, indicadores cinemáticos, etc), assim como sua interpretação nas escalas meso

e microestrutural, objetivando definir o quadro cinemático e as condições termométricas para geração das mesmas.

As atividades de escritório compreenderam, além do levantamento bibliográfico já mencionado, a organização, hierarquização e interpretação dos dados estruturais coletados em campo. Esses dados foram organizados em planilhas, e serão representados em diagramas de projeção polar tipo *Schmidt-Lambert*.

Foram adquiridas informações cartográficas da região para a realização dos trabalhos de campo e construção da seção geológica, além da sua produção gráfica.

Segundo o cronograma proposto no projeto inicial, as etapas de campo deveriam ter sido realizadas nos meses de março e julho, respectivamente. Entretanto, devido à paralisação que houve na universidade, e, consequentemente à indisponibilidade de veículos para a realização dos trabalhos de campos, a segunda etapa foi adiada e só pode ser realizada no mês de setembro. Isso implicou, principalmente, no atraso da confecção do perfil, mapa de pontos e tratamento e interpretação dos dados estruturais obtidos, pois a última parte da seção proposta no projeto foi feita somente nessa última etapa.

Outro atraso acarretado pela paralisação foi o dos trabalhos laboratoriais. Os estudos de microestruturas e petrotramas de eixos-c de quartzo deveriam ter sido iniciados no mês de julho, porém como as lâminas ficaram prontas somente no mês de novembro, estes estudos foram iniciados somente no início de dezembro, acarretando assim prejuízos para esta atividade programada inicialmente no projeto.

As atividades que dependiam da consulta bibliográfica, foram também parcialmente prejudicadas, porém sem prejuízos para a versão final da monografia.

6 Apresentação dos Dados

Os dados obtidos com o desenvolvimento deste projeto serão apresentados na forma de texto, de tabela contendo os dados gerais adquiridos em campo (anexo II), além de imagens inseridas ao longo do texto e no anexo III, mapa de pontos georreferenciado (anexo I), contendo localização, foliação e lineação dos principais afloramentos visitados, e, finalmente, seções geológica e estrutural (anexo IV) com a distribuição espacial dos dados.

6.1 Descrição das Unidades

Os litotipos encontrados ao longo do perfil foram agrupados em seis unidades que serão descritas a seguir. A localização dessas unidades está representada na seção geológica do anexo IV.

- Anfibólio-biotita gnaisse – são rochas ortoderivadas, de granulação fina a média, granoblásticas a porfioblásticas, com porfiroclastos de feldspato. Apresentam-se geralmente laminadas, com bandamento bem desenvolvido, intercalando-se níveis quartzo-feldspáticos com níveis ricos em anfibólio e biotita. A trama varia de planar bem

desenvolvida para uma trama homogênea. São encontrados com freqüência enclaves e *boudins* anfibolíticos, e, subordinadamente, veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos, subconcordantes com a foliação gnáissica.

- Rochas Granulíticas – rocha de cor acinzentada, granulação média, equigranular, contendo uma assembléia mineral constituída por quartzo + feldspato + piroxênio + biotita. Localmente, observam-se relações magmáticas de porções charnockíticas injetando essas rochas.
- Rochas Miloníticas – apresentam uma trama planar bem desenvolvida, fortemente bandadas (figura 6.1), com intercalações de bandas leucocráticas e bandas maficas, equigranulares, de granulação fina, com porfiroclastos de feldspato e agregados quartzo-feldspático estirados. Apresenta composição geral dominada por granada + biotita + feldspato + quartzo ou anfibólito + biotita + feldspato + quartzo. Em alguns locais, ocorrem intrusões dioríticas, de espessura métrica (0,5 a 1,0 m), ou de material granítico, sacaroidal, de granulação fina a média.



Fig. 6.1 – Bandamento composicional no ultramilonito.

- (Sillimanita) - granada – biotita gnaisse - granada porfiroblástica, com porfiroclatos de feldspato e intercalações de rochas calciosilicáticas, carbonáticas, quartzitos e *boudins* de rocha mafica. Apresentam localmente sillimanita e cordierita. Corresponde a uma rocha homogênea, localmente com bandamento discreto. Apresenta intercalações de rochas granulíticas com granada.
- Granitóides com anfibólito – são rochas de granulação fina e fina a média, leucocráticas, homogêneas, com foliação mal definida, que contêm uma assembléia mineral caracterizada por quartzo + feldspato + biotita + anfibólito .
- Associação de orto- e paragnaisse e granitóides tipo-S – unidade caracterizada por uma intercalação em escala de afloramento desses litotipos. Os paragnaisse são caracterizados principalmente por granada – biotita – gnaisse, com bandamento composicional definido por níveis leucocráticos alternados com níveis melanocráticos,

ocorrendo porfiroblastos de granada nos níveis leucocráticos. Os ortognaisses são também rochas bandadas, contendo uma assembléia mineral caracterizada por anfibólito + biotita + quartzo + feldspato. Essas duas litologias apresentam uma estrutura planar bem marcada, enquanto os granitóides tipo-S apresentam uma estrutura mais homogênea, com uma foliação local pouco pronunciada. São comuns intercalações de rochas calciosilicáticas.

6.2 Dados de Campo

Os dados geométricos e cinemáticos obtidos na seção geológica, de orientação geral NW-SE, serão descritos de sul para norte. Serão tratados em diagramas polares tipo *Schmidt-Lambert* (hemisfério inferior) e analisados seguindo-se o método de Turner & Weiss (1968), que consiste na definição de domínios estruturais homogêneos quanto à orientação de um determinado elemento estrutural (planar ou linear).

A figura 6.2 mostra a distribuição geral em projeção estereográfica de todos os domínios, onde se observa uma direção predominante da foliação N64E e mergulhos subverticais a moderados. A lineação apresenta máximo na direção N69E, e o ângulo de cimento também varia ao longo do perfil, assim como os eixos de dobras e seus planos. Conforme já referido acima, esses dados serão discutidos separadamente por domínios.

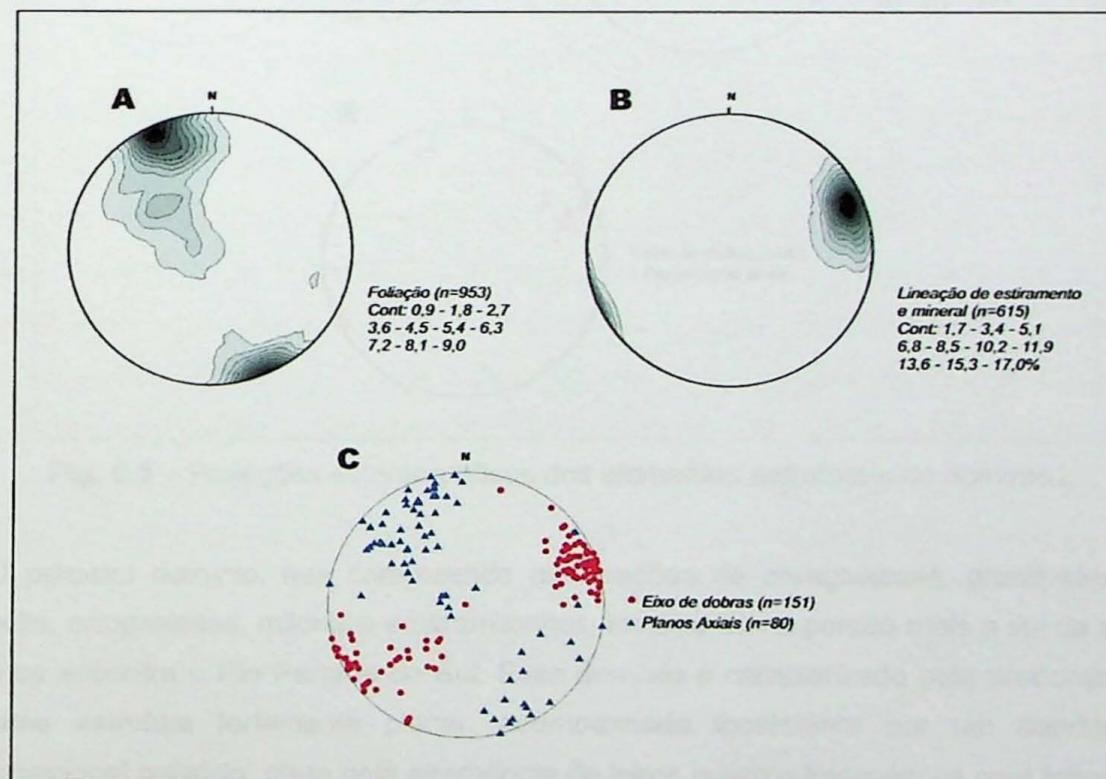


Fig 6.2 – Estereogramas gerais da seção.

Nesse trabalho, o elemento estrutural considerado mais adequado foi a foliação tectônica, embora alguma variação na lineação de estiramento e mineral também seja observada. Dessa forma, a seção foi dividida em três domínios estruturais, que serão descritos a seguir.

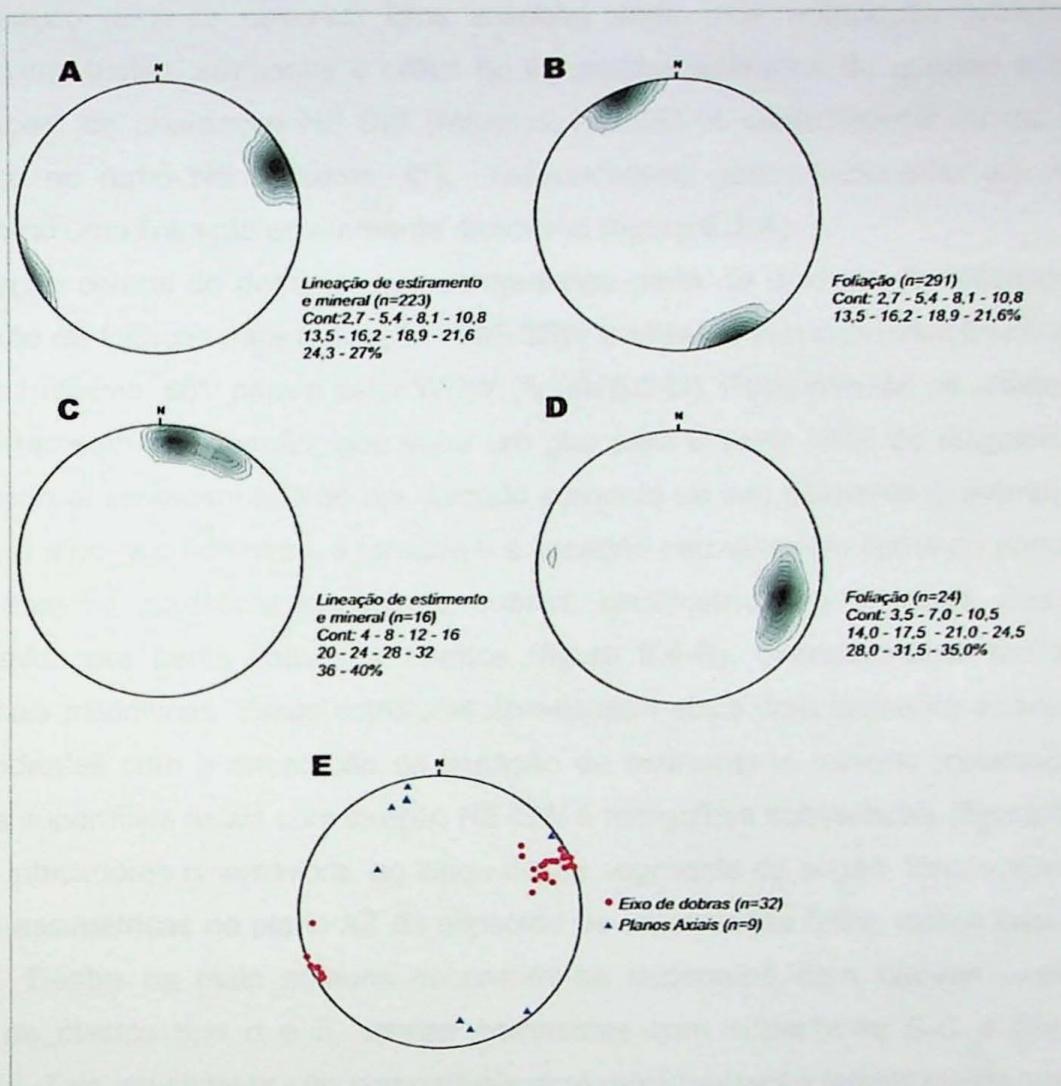


Fig. 6.3 – Projeções estereográficas dos elementos estruturais do domínio I.

O primeiro domínio, que comprehende associações de paragnaisses, granitóides com anfibólito, ortognaisses, milonitos e ultramilonitos, localiza-se na porção mais a sul da seção, onde se encontra o Rio Paraíba do Sul. Esse domínio é caracterizado pela predominância de uma estrutura fortemente planar, acompanhada localmente por um bandamento composicional paralelo, dado pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos com leitos mais maficos, acompanhados por uma textura milonítica. Nesses locais, ocorrem também enclaves e *boudins* de rochas cálciosilicáticas fortemente estiradas e achatadas, que contribuem para o realce do bandamento. A foliação é dada principalmente pela orientação

preferencial de minerais como biotita, grãos ou agregados de quartzo e porfiroclastos de feldspato, que se mantém paralela ao contato das unidades.

Neste domínio, observa-se em projeção estereográfica uma direção predominante da foliação N66E e mergulhos subverticais (figura 6.3-B).

Na foliação pode-se observar uma lineação dada pela orientação preferencial de minerais como biotita, sillimanita e grãos ou agregados estirados de quartzo e feldspato. Esta lineação, de orientação NE-SW (máximo: N064E), é subhorizontal ou de cimento muito fraco no rumo NE (máximo: 6°), caracteriza-se geometricamente em relação à foliação como uma lineação estritamente direcional (figura 6.3-A).

Na porção central do domínio, que compreende parte da unidade de milonitos, ocorre uma inflexão da foliação para a direção NNE-SSW e uma pequena diminuição no mergulho da mesma (máximo: 66°) para o setor WNW (figura 6.3-D). Essa inflexão se reflete também no comportamento da lineação, que sofre um giro para o setor NNE do diagrama (figura. 6.3-C), sendo aí acompanhado de um discreto aumento no seu cimento (máximo: 12°). Na porção mais a norte do domínio, a foliação e a lineação permanecem como na porção sul.

Esse domínio apresenta localmente dobras, centimétricas a métricas, assimétricas, caracterizadas por perfis suaves e abertos (figura 6.4-B), eventualmente fechados nas porções mais miloníticas. Essas estruturas apresentam eixos com cimento suave no rumo NE, coincidentes com a orientação da lineação de estiramento mineral (orientação geral: N64/00), e superfícies axiais com direção NE-SW e mergulhos subverticais (figura 6.3-E).

Como indicadores cinemáticos, ao longo desse segmento da seção, foram reconhecidas estruturas assimétricas no plano XZ do elipsóide de deformação finita, nesse caso, o plano horizontal. Dentre os mais comuns encontram-se feldspatos com caudas assimétricas, sistemas de clastos tipo σ e δ , tramas compostas com superfícies S-C e *boudinagem* assimétrica. Tais indicadores são compatíveis com movimentação lateral direita, como pode ser observado no exemplo da figura 6.4-A. Entretanto, observa-se também em alguns afloramentos *boudins* estirados na direção vertical (figura 6.4-C). Em regiões de alta deformação, onde ocorrem ultramilonitos, houve dificuldades na identificação da cinemática das estruturas, pois a trama é fortemente planar e a granulação da rocha é extremamente fina.

No domínio estrutural II, a foliação pode ou não se apresentar com textura milonítica, tornando-se paralela a um bandamento composicional subhorizontal. Esse domínio é composto por uma associação de ortognaisses, localmente com aspecto migmatítico e granítico, neste último caso de aparência mais homogênea.

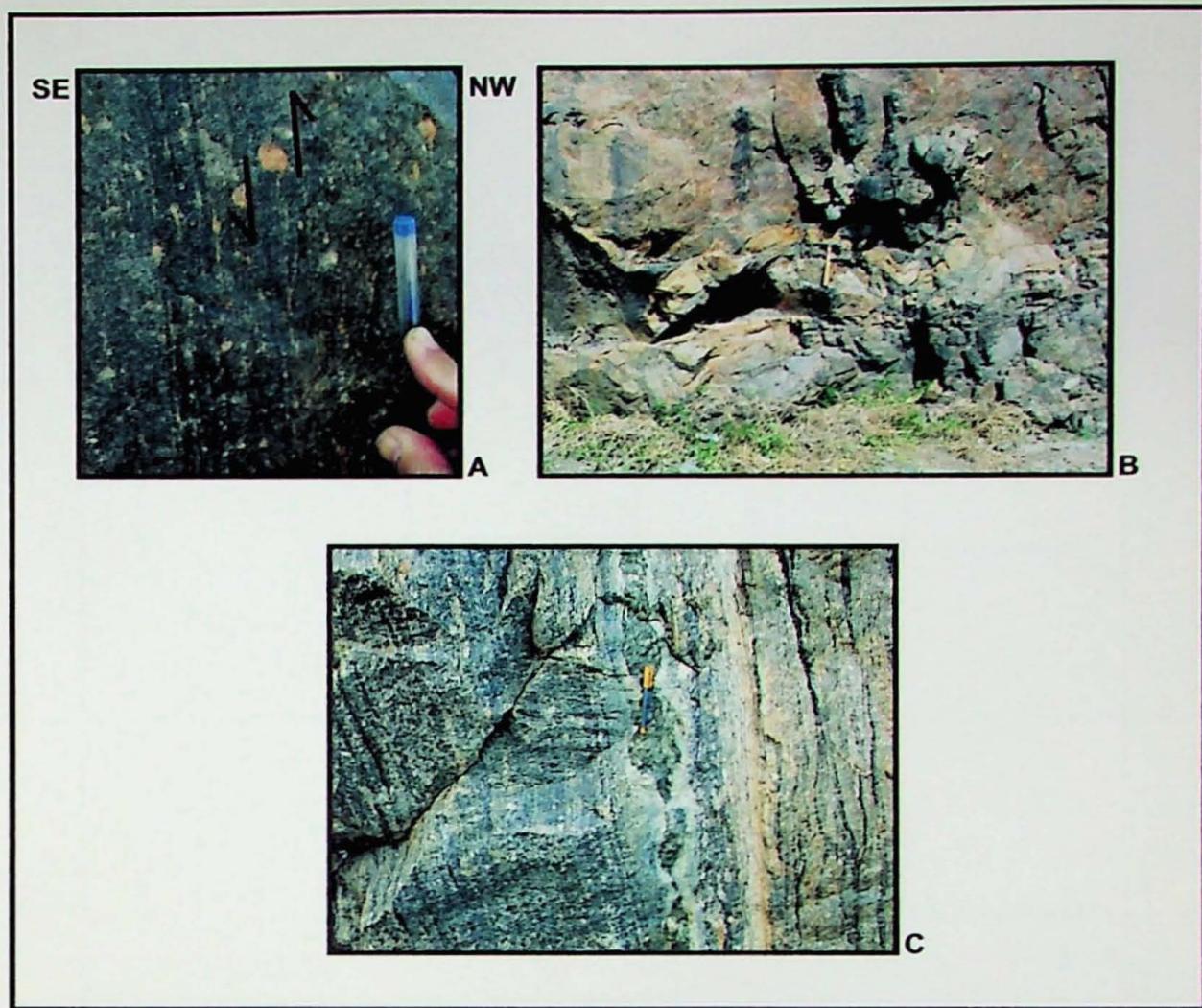


Fig. 6.4 – A – indicador cinematográfico visto de baixo para cima (rotação lateral-direita); B – dobras de perfis abertos; C – *boudin* estirado na direção vertical.

A foliação paralela ao bandamento composicional tem uma geometria variável, predominando, porém, uma foliação com mergulho de baixo ângulo. Nota-se ainda variações para mergulhos de alto ângulo, semelhante ao que ocorre no domínio I (figura 6.5B), onde se observa um máximo principal com atitude N30E/12NW, e dois secundários: um N78E/81NW e outro N62E/83SE. Esta distribuição dos pólos da superfície dobrada ao longo de uma guirlanda sugere a existência de dobras aproximadamente cilíndricas com o eixo de baixo cimento (máximo: 8°) no rumo N74E. Esta observação é confirmada no diagrama da figura 6.5-C, que representa dobras de perfis dominante mente abertos, em escala de afloramento, onde os dados analisados mostram eixos com orientação geral N77/06.

Nota-se também nesse domínio que ocorre uma mudança de cimento dos eixos das dobras no setor SW do diagrama, variando desde subhorizontal até vertical (figura 6.5-C).

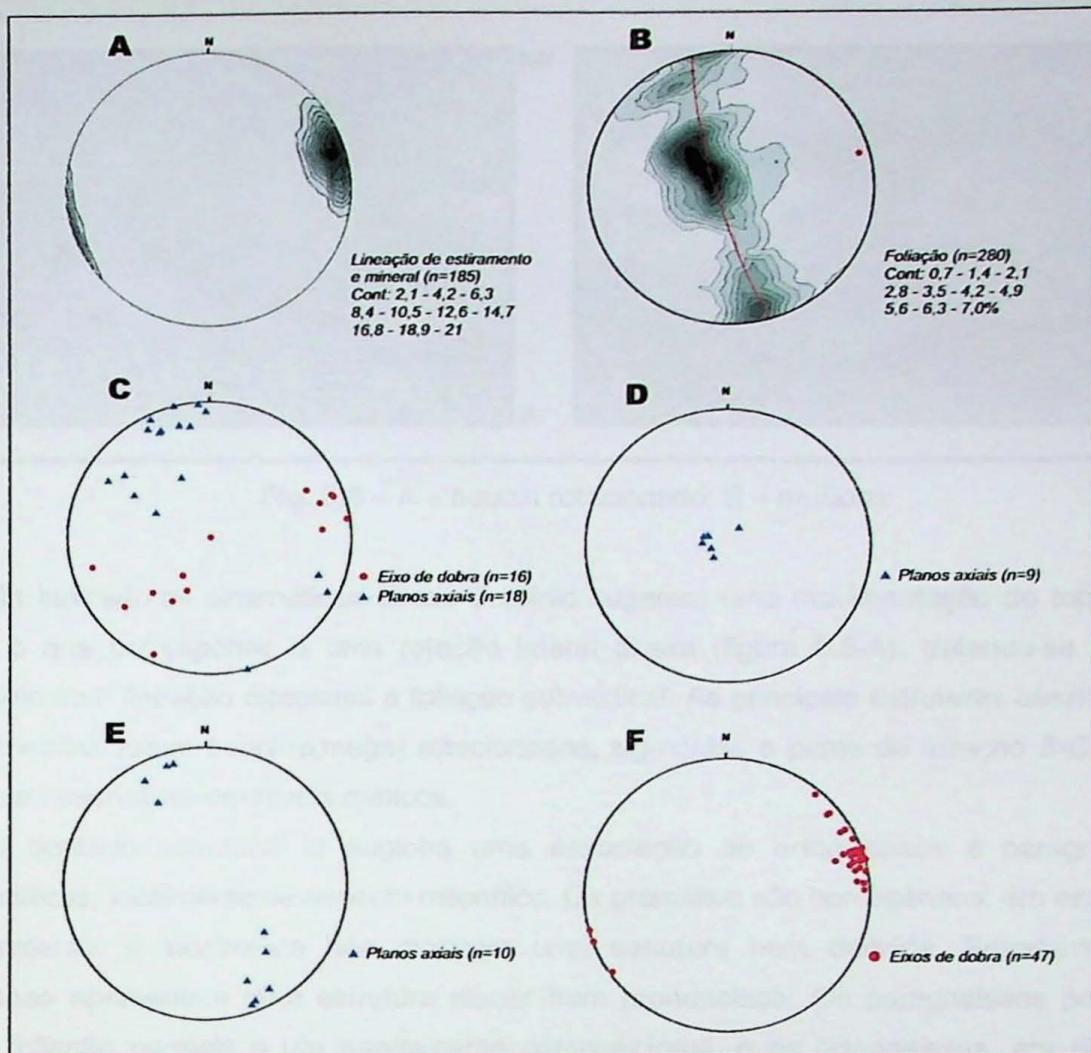


Fig. 6.5 – Projeções estereográficas dos elementos estruturais do domínio II.

Nesse domínio, as dobras mantêm-se com perfis abertos, superfícies axiais na direção NE-SW e mergulhos altos na maior parte do segmento. Localmente, ocorrem dobras de perfis fechados com espessamento de charneira e superfícies axiais subhorizontais. Estas dobras encontram-se deformadas pelas dobras com superfície axial de alto ângulo. As figuras 6.5-D, 6.5-E e 6.5-F representam os planos axiais e eixos das dobras analisadas no ponto STX-19, próximo ao limite sul do domínio. Nesse local, os eixos mantêm-se subhorizontais ou com cimento de baixo ângulo no rumo NE.

A lineação nesse domínio, apesar da variação verificada no mergulho da foliação, encontra-se ainda na direção NE-SW, com orientação geral N74E/12 (figura 6.5-A), subparalela aos eixos das dobras que deformam essa mesma feição planar.

Localmente, ocorre uma lineação bem marcada, caracterizada pelo estiramento de grãos de quartzo ou agregados quartzo-feldspáticos, resultando ocasionalmente em tectonitos-L com formação de *mullions*. Estas estruturas possuem diâmetro métrico e são paralelas à lineação de estiramento mineral (figura 6.6-B).

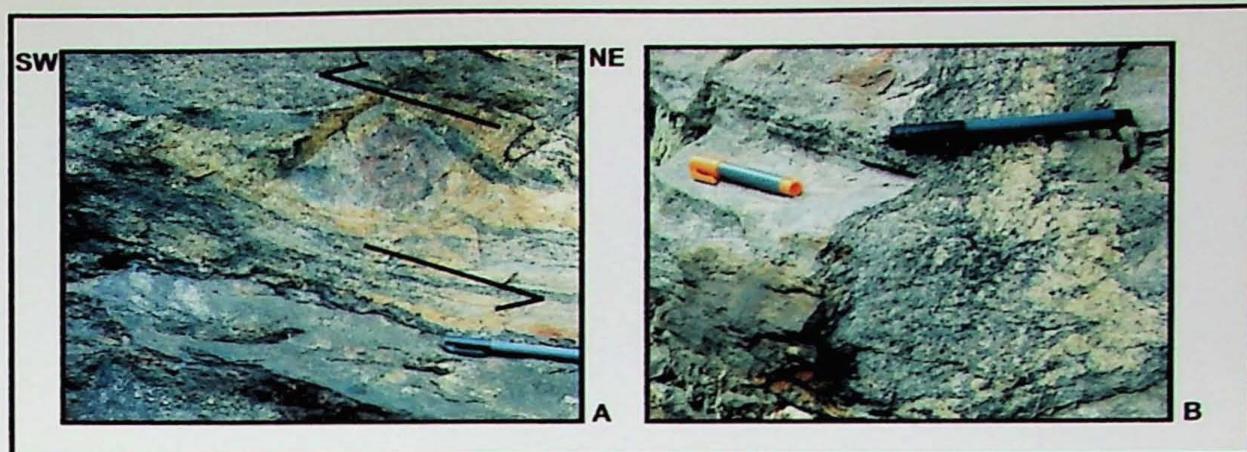


Fig. 6.6 – A – *boudin* rotacionado; B – *mullions*.

Os indicadores cinemáticos desse domínio sugerem uma movimentação de topo para SW, o que corresponde a uma rotação lateral direita (figura 6.6-A), tratando-se de um domínio com lineação direcional e foliação subvertical. As principais estruturas assimétricas identificadas foram *boudins*(mega) rotacionados, sigmoides e pares de foliação S-C, estas últimas observadas em níveis máficos.

O domínio estrutural III engloba uma associação de ortognaisses e paragnaisses granulíticos, localmente de aspecto milonítico. Os granulitos são homogêneos, em escala de afloramento, e localmente não mostram uma estrutura bem definida. Entretanto, os gnaisses apresentam uma estrutura planar bem pronunciada. Os paragnaisses possuem uma foliação paralela a um bandamento composicional, e os ortognaisses, em algumas regiões, mostram-se foliados com um aspecto mais granítico e sem bandamento definido. A foliação tectônica nesses granitóides é dada pela orientação preferencial de minerais como biotita e porfiroclastos de feldspato estirados.

Esse domínio caracteriza-se por uma foliação de direção NE-SW e mergulhos moderado a alto para SE, com pólos da foliação concentrados em 344/24. Em escala de afloramento, a variação na geometria da foliação mostra, em alguns locais, padrões em leques ou de estruturas-em-flor.

A lineação de estiramento mineral concentra-se no setor NE do estereograma (máximo: N82E/24), exibindo porém variação do seu cimento, como pode ser observado na figura 6.7-A. A relação geométrica dessa estrutura com a foliação permite classificá-la como uma lineação direcional a oblíqua. Essa lineação nem sempre é bem marcada nos afloramentos, configurando-se tramas de tectonitos S>L, ou até mesmo tectonitos-S.

As dobras desse segmento apresentam em geral superfícies axiais na direção NE-SW, com mergulhos de alto ângulo e eixos na mesma direção, porém com cimento de baixo ângulo. Localmente, as dobras mostram relativa dispersão na orientação de seus eixos (figura 6.7-D).

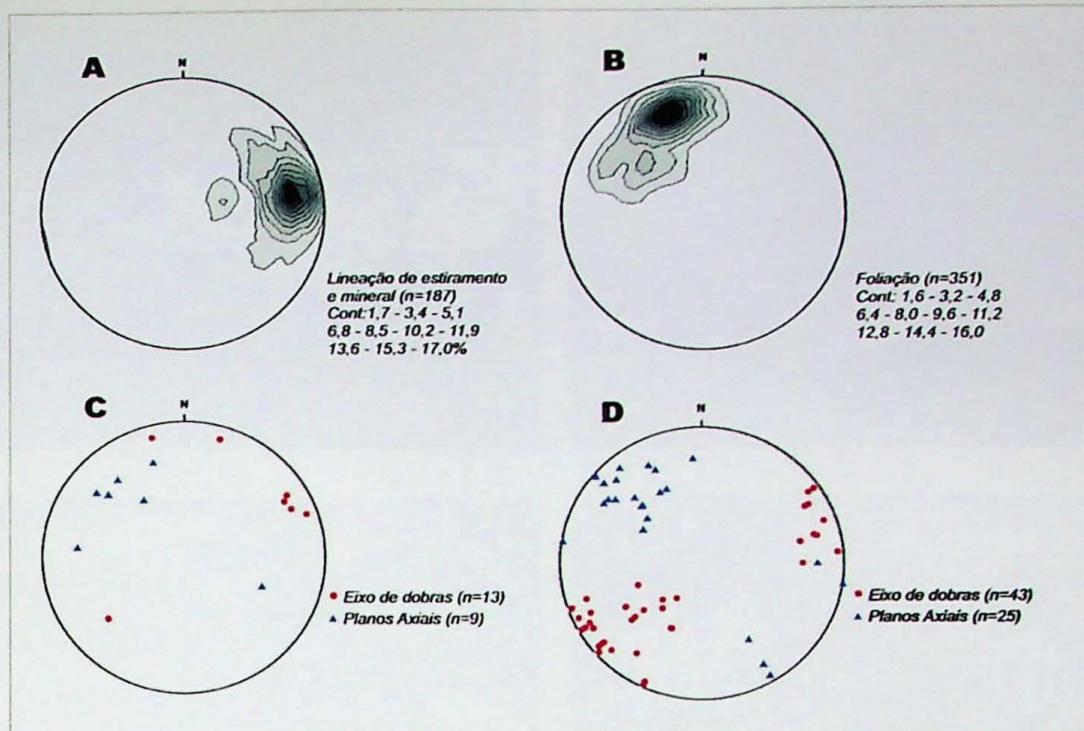


Fig. 6.7 – Projeções estereográficas dos elementos estruturais do domínio III.

Os indicadores cinemáticos, como nos outros domínios, compreendem principalmente tramas S-C de foliação, *boudins* rotacionados, estruturas em Z de rolamento, sigmóides e estruturas do tipo δ (figura 6.8-A e B). Estas estruturas assimétricas indicam uma movimentação dextral, no caso das lineações subhorizontais ou de baixo cimento, e movimento de topo para SW, no caso de lineações com cimento moderado.

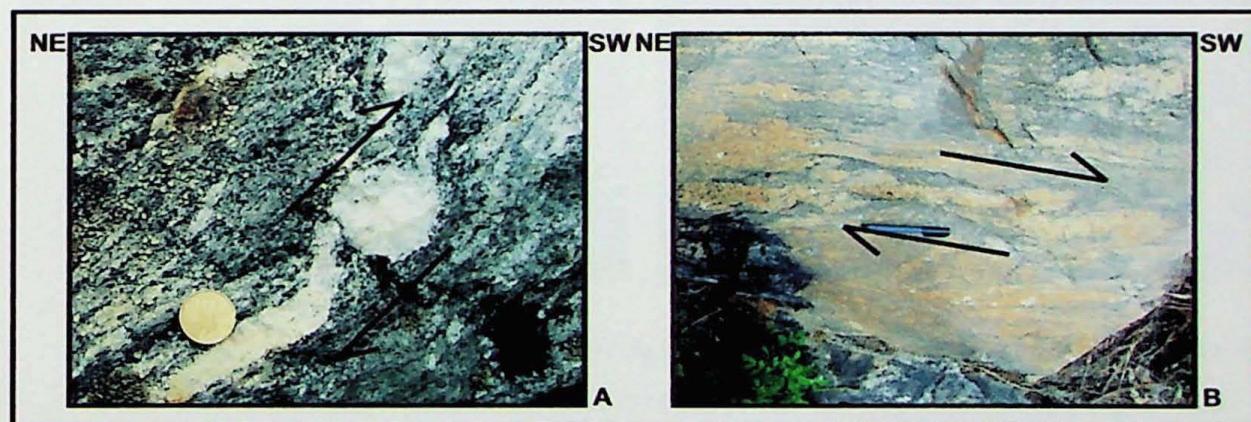


Fig. 6.8 – Indicadores cinemáticos do domínio III.

6.3 Análise de Microestruturas e Eixos-c de Quartzo

As microestruturas são descritas a partir da observação de um conjunto de lâminas delgadas em microscópio petrográfico, sintetizadas abaixo e ilustradas através das fotomicrografias digitalizadas.

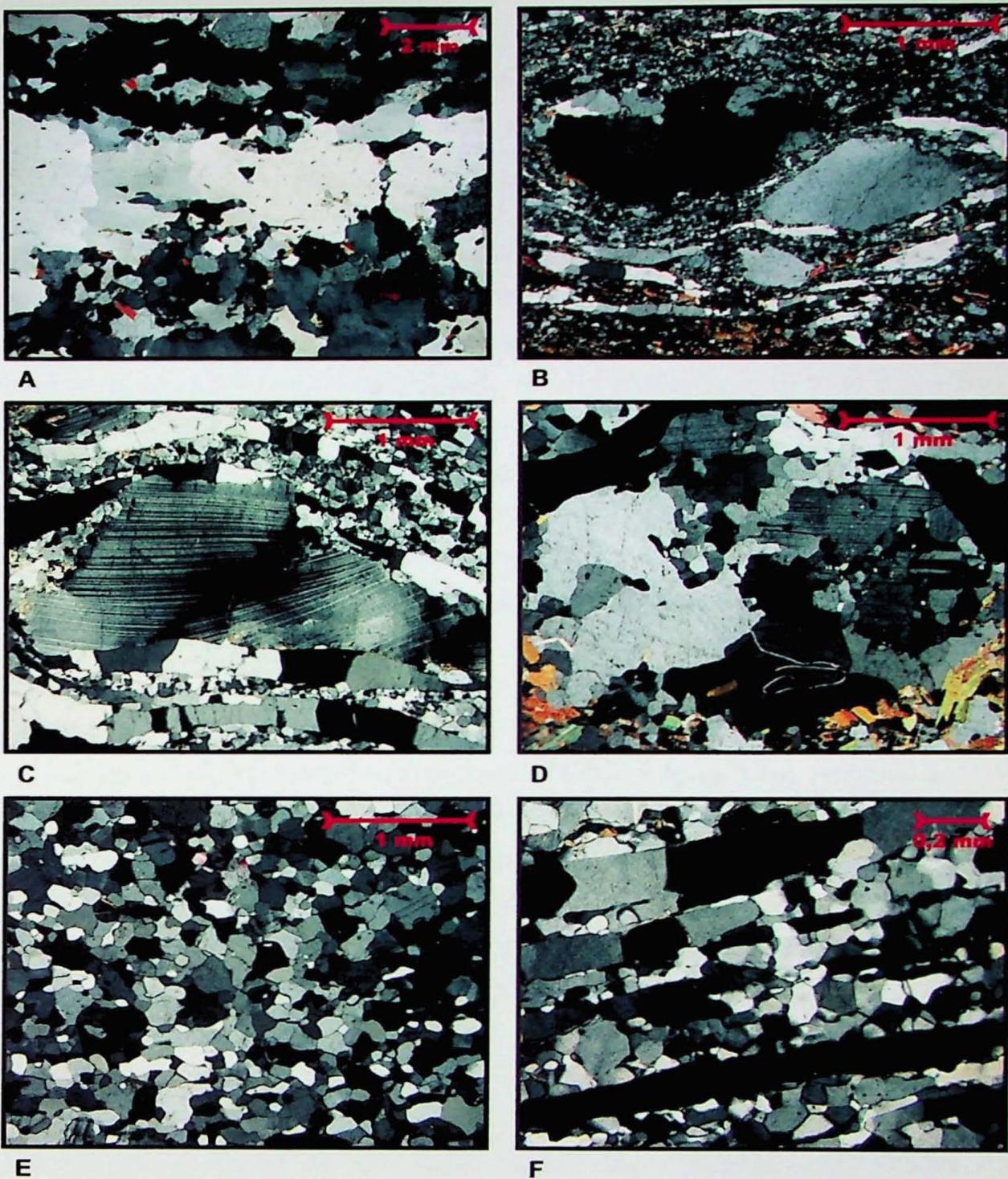


Fig. 6.9 – A – agregado quartzo-feldspático formando lineação grossa de estiramento; B – textura mortar; C – geminação curvada no plagioclásio; D – subgrãos do plagioclásio interrompendo a geminação do cristal original; E – recristalização e poligonização da rocha; F – contato lobado entre os cristais e subgrãos com contatos retilíneos e disposição de eixos-c ortogonais.

Nas rochas miloníticas, o quartzo ocorre em agregados de grãos recristalizados (0,05 a 0,2 mm) pertencentes à matriz, ou como porfiroclastos (1 a 3 mm). Observam-se evidências de migração de borda de grãos através de contato lobado entre os cristais. Os porfiroclastos

apresentam extinção ondulante e deformação lamelar. São marcados também pela presença de subgrãos com contatos retilíneos e disposição de eixos-c ortogonais.

Observa-se que a formação de *ribbons* de quartzo ocorre sobretudo a partir dos porfiroclastos.

Os cristais de plagioclásio ocorrem como porfiroclastos (2 a 8 mm), estirados e/ou rotacionados, e como grãos recristalizados na matriz (0,1 a 0,3 mm), feição esta muito comum nas amostras estudadas. Os porfiroclastos exibem evidências de deformação intracristalina, como extinção ondulante, geminações curvadas e pontiagudas e lamelas de deformação. Nota-se a formação de subgrãos de plagioclásio interrompendo a geminação do cristal original.

Nota-se em algumas lâminas, ou domínio delas, que o processo de recristalização dinâmica foi suficientemente intenso para gerar textura granoblástica, com poligonização generalizada, equigranular dos grãos de plagioclásio e quartzo. A principal diferença entre este tipo de plagioclásio e o porfiroclástico é a ausência de deformação na geminação e extinção ondulante.

Nas rochas de aspecto mais granítico, esses minerais apresentam granulação mais grossa, equigranular e contato fortemente lobado entre os grãos. Nesse caso, a foliação é dada principalmente pela orientação dos cristais de biotita. A figura 6.9-A, referente ao ponto STX-19, apresenta também contato lobado entre os grãos, granulação grossa, porém não tão homogênea. A lineação é dada pela orientação preferencial de cristais ou agregados de quartzo e feldspato, com extinção ondulante bem marcada, caracterizando uma lineação grossa, também observada em escala mesoscópica.

A figura 6.9 mostra as principais feições observadas em seções delgadas, que são aqui discutidas.

Tramas de eixos-c de quartzo

Uma das consequências da deformação intracristalina é o desenvolvimento de uma orientação preferencial da rede cristalográfica. As tramas de orientação preferencial cristalográfica estão relacionadas aos mecanismos de deformação, à forma do elipsóide de deformação finita, à coaxilidade da deformação progressiva, à recristalização dinâmica e crescimento de grãos por solução.

Os sistemas de deslizamento ativados na geração de tramas de eixos cristalográficos são governados pelas condições térmicas, pressão de confinamento e quantidade de fluido presente no momento da deformação.

Os fatores que podem ser analisados a partir de tramas de eixo-c de quartzo são:

- indicadores cinemáticos: as tramas de orientação preferencial cristalográfica podem apresentar uma certa obliquidade em relação ao referencial estrutural (lineação e foliação). Esta assimetria é associada a uma não-coaxilidade do regime de deformação e pode ser útil

como indicador do sentido de cisalhamento, enquanto que no caso de uma deformação coaxial, as direções de deslizamento e de deformação finita tornam-se paralelas. Contudo, esta interpretação apresenta alguns problemas relacionados à recristalização ou influências de outros minerais na constituição da petrotrama (Passchier & Trouw, 1999). As tramas observadas são suscetíveis de serem afetadas pela recristalização, porém o seu efeito sobre as tramas de orientação é ainda mal conhecido;

➤ avaliação da deformação: podem definir o tipo de fluxo atuante e a deformação finita, conforme mostra a figura 6.10;

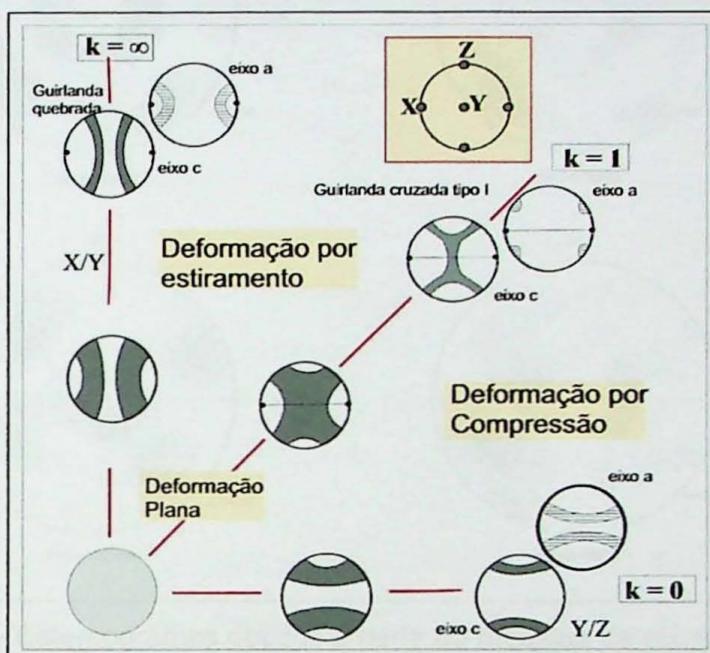


Fig. 6.10 – Diagrama de Flinn mostrando a relação da geometria da trama de eixo-c de quartzo com deformação, no caso de deformação progressiva coaxial (extraído de Passchier & Trouw (1996)).

➤ avaliação da temperatura: os padrões de eixos-c são diretamente afetados pelas mudanças de temperatura, pressão e presença de fluidos. O aumento progressivo destes fatores gera, sob condições de médias temperaturas, padrões com concentração ao longo do eixo Y, e, sob condições de altas temperaturas, padrões com concentração ao longo do eixo X.

A análise da petrotrama de eixos-c de quartzo é realizada com base em medidas de eixos extraídas em amostras com cortes orientados paralelos ao plano XZ do elipsóide de deformação finita. As medidas foram extraídas em platina universal de quatro eixos, e serão representados em diagramas de projeção estereográfica do tipo Schmidt-Lambert (hemisfério inferior). As medidas de eixos-c obtidas são representadas na figura 6.11, e para localização ver anexo IV.

O estereograma referente ao ponto STX37, relativo ao Domínio III, mostra uma concentração predominante nos quadrantes NW, NE, SE e SW, assim como na parte central do diagrama. Essas concentrações apresentam-se levemente assimétricas. Essa configuração é característica de uma guirlanda assimétrica tipo II.

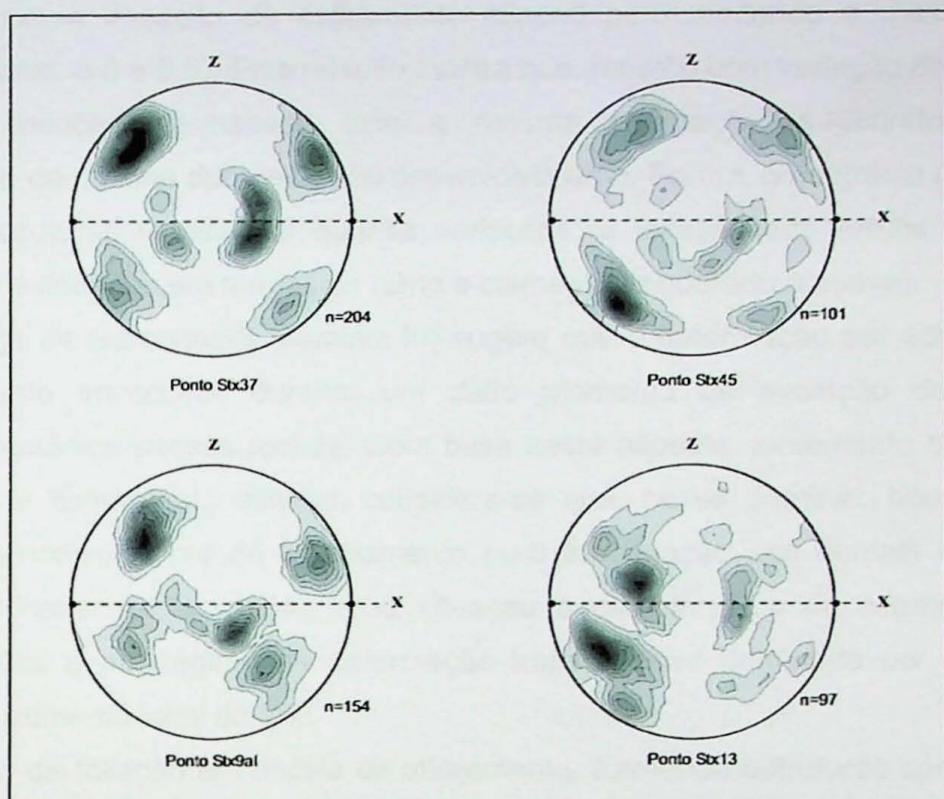


Fig. 6.11 – Estereogramas obtidos a partir de medidas de eixos-c de quartzo.

O diagrama do ponto STX45 apresenta também um padrão assimétrico, com os máximos distribuídos nos quatro quadrantes, formando uma guirlanda cruzada assimétrica do tipo II. Nota-se também concentração de eixos-c na parte central do diagrama.

A amostra STX9al mostra um padrão simétrico, igualmente com distribuição nos quatro quadrantes, porém com maior dispersão dos dados. Neste caso, nota-se uma grande concentração de dados na parte central do diagrama e uma conexão entre os quadrantes SE e SW, configurando no conjunto um padrão de guirlanda cruzada tipo II.

O estereograma do ponto STX 13 mostra um padrão de difícil interpretação, com dois máximos nos quadrantes NW e SW, e uma grande dispersão dos dados nos quadrantes NE e SE.

7 Discussão dos dados

Nesse item será feita uma revisão da geometria e cinemática das estruturas observadas ao longo da seção transversal ao Cinturão Ribeira, e serão discutidos possíveis mecanismos

e regimes tectônicos envolvidos no desenvolvimento de movimentos paralelos e transversais ao Cinturão.

Ao longo da seção estudada observa-se que a foliação tectônica varia de uma foliação de alto ângulo, no domínio I, para uma foliação predominantemente subhorizontal, no domínio II, com a lineação de estiramento mineral permanecendo a mesma nos dois domínios (figuras. 6.3 e 6.5). Esta relação mostra que, mesmo com variação do mergulho da foliação, a lineação permanece com a mesma orientação, sugerindo uma certa independência da mesma durante o seu desenvolvimento. Porém, no domínio III (figura 6.7), ambas as estruturas mostram pequenas variações: a foliação em termos de mergulho (moderado) e a lineação em termos de rumo e cimento (moderado a suave).

A presença de tectonitos-S (domínio III) sugere que a deformação por achatamento foi um componente importante durante um dado momento de evolução da história de deformação tectônica dessas rochas. Com base neste aspecto, juntamente com os dados da lineação de estiramento mineral, considera-se que, nesse domínio, houve um maior incremento do componente de cisalhamento puro em relação aos demais domínios. De acordo com Fossen *et al* (1994), essa situação é característica de segmentos de um cinturão sujeitos a um regime de deformação transpressiva dominada por cisalhamento simples, com aumento local do W_k .

A variação da foliação em escala de afloramento, formando estruturas com geometrias em leques (divergentes ou convergentes), revela a existência de estruturas-em-flor, compatíveis com deformação em regime transpressivo.

As dobras, que apresentam superfícies axiais na direção NE-SW, são interpretadas como estruturas de acomodação de componentes de encurtamento na direção NW-SE. A dispersão no estereograma dos eixos destas estruturas, nos domínios I e II, é compatível com a existência dobras acilíndricas.

Em toda a seção estudada, os indicadores cinemáticos sugerem, nos planos de alto ângulo, um movimento de rotação lateral-direito, com um componente oblíquo de topo para SW, onde a lineação mostra-se com cimento moderado.

Nestas zonas ocorrem *boudins* que sugerem achatamento perpendicular ao plano de cisalhamento e estiramento vertical. Segundo Robin & Cruden (1994), uma zona planar e de alto ângulo (cisalhamento simples paralelo à zona) é submetida simultaneamente ao encurtamento ou extensão perpendicular, onde o componente de cisalhamento puro é acomodado por extrusão ou afinamento crustal. Portanto, esses dados são consistentes com uma cinemática transpressional dextral em zonas de cisalhamento de alto ângulo.

As microestruturas e texturas observadas em seções delgadas, como, por exemplo, a formação de *ribbons* de quartzo e textura mortar na borda de grãos, correspondem a estruturas formadas tipicamente em zonas de cisalhamento, e apontam para a existência de deformação em temperaturas elevadas.

As evidências de deformação intracristalina no quartzo, discutidas acima, apontam para uma deformação em regime não-coaxial durante o processo da formação de subgrãos.

Ao mesmo tempo em que se observa uma forte deformação por cisalhamento (simples e puro), sob condições de altas temperaturas, observa-se também a presença de granitóides pouco deformados e com uma estrutura planar pouco marcada. A presença de rochas graníticas, principalmente nos domínios II e III, pode estar associada a extrusão de material devido ao componente compressivo do fluxo deformacional.

Os estereogramas de eixos-c obtidos, referentes aos domínios I e II, apresentam dados distribuídos segundo um padrão de guirlanda cruzada assimétrica tipo II. Isso indica que a deformação ocorreu em um regime compressivo. A assimetria exibida nessas guirlandas reflete uma não-coaxilidade do fluxo nesses domínios, compatível com deslocamento lateral direito.

O domínio III apresenta igualmente uma guirlanda cruzada tipo II, referente a deformação em regime compressivo, porém apresenta também uma maior simetria dos dados, indicando assim uma maior coaxilidade do fluxo.

A concentração de eixos-c de quartzo na parte central do diagrama, observada nos três domínios, é compatível com deslizamentos ao longo de planos prismáticos [c] do quartzo, cuja ativação é desenvolvida sob condições de alta temperatura (entre 550 e 600° C, Okudaira *et al.*, 1995, ou entre 600 e 700° C, Lister & Dornspen 1982), sendo estes valores compatíveis com deformação ocorrida em condições metamórficas de grau alto. Os dados aqui obtidos são também compatíveis com dados geotermobarométricos e microestruturais disponíveis na literatura e que apontam valores acima de 700°C para as condições de deformação das rochas regionais (Oliveira, 1980, Egydio-Silva & Mainprice 1999, Egydio-Silva *et al.*, 2002).

8 Conclusões

A seção geológica levantada no flanco norte da estrutura divergente mostra dois padrões geométricos de estruturas: um padrão com cinemática segundo planos de moderado a baixo ângulo e movimentação de topo para SW, paralela e oblíqua ao segmento do cinturão nessa região, e outro padrão com uma cinemática em planos de alto ângulo com movimentação lateral direita. Estes movimentos relacionam-se, respectivamente, a dois estágios diferentes de deformação, separados por níveis estruturais progressivamente mais rasos, o que justifica a variação na geometria das estruturas.

O regime de deformação, responsável pela deformação em alta temperatura, envolveu tanto estiramento principal paralelo ao cinturão quanto oblíquo, associando-se também a um estiramento vertical secundário, extrusão de material granítico, relacionado principalmente ao primeiro estágio, e encurtamento subhorizontal transversal.

No segundo estágio houve a implantação de zonas de cisalhamento direcionais transpressivas dextrais de alto ângulo, associadas a dobras com eixos horizontais e superfícies axiais verticais, que foram responsáveis pela amplificação vertical dessas dobras.

Os dados microestruturais e de eixos-C de quartzo das amostras analisadas sugerem para os três domínios estudados a predominância de mecanismos de deformação associados a condições metamórficas de alto grau, atingindo, no domínio III e parte do domínio I, condições de fácie granulito, conforme indicado pela presença em lâmina de paragêneses com ortopiroxênio.

Os dados aqui obtidos, juntamente com os dados disponíveis do flanco norte da estrutura divergente, são compatíveis com a configuração de uma estrutura-em-flor positiva, resultante de um campo deformacional transpressivo vigente durante a convergência oblíqua entre massas crustais.

9 Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 190p.)
- CAMPANHA, G. 1980. *Lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios – RJ*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 109p.
- CAMPANHA, G. 1981. O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios – RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 159-171.
- CORREA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G.; RAFAEL CABRAL, A. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul entre Três Rios – RJ e Sapucaia – RJ. In: SBG/Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*:194-200.
- DAYAN, H.; KELLER, J.V.A. 1989. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**: 494-506.
- DEHLER, N.M. 2002. *Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 170p.
- DEHLER, N.M.; MACHADO, R. 2002. Análise cinemática da aba sul da estrutura divergente do Rio Paraíba do Sul, na porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 481-490.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (Suplemento): 215-229.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos Expandidos*: 139-141.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G., ALMEIDA, S.,H., COSTA, J.,B.,S., 1993. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Anais*, bol. **12**: 166-171.
- EGYDIO-SILVA, M. 1996. *Zona de cisalhamento de alta temperatura – o lineamento de Além-Paraíba (RJ) (Petrotrama de plagioclásio – Anisotropia física – Reologia da litosfera continental)*. Instituto de Geociências, São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 226p.
- EGYDIO-SILVA, M. & MAINPRICE, D. 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além-Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *Journal of Structural Geology*, **21**: 1751-1771.

- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A.; BASCOU, J.; HIPPERTT, J. F. 2002. High temperature deformation in the neoproterozoic transpressional Ribeira Belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, **352**(1-2): 203-224.
- FOSSEN, H.; TIKKOF, B.; TEYSSER, C. 1994. Strain Modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **74**: 134-145.
- HEILBRON, M. 1993. *Evolução Tectônico-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor central da Faixa Ribeira*. Instituto. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 268p.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 1991. A Megassinformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SBG/ Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, Atas: 519-527.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 249-266.
- LAMEGO, A.R. 1938. Escarpas do Rio de Janeiro. *Boletim do Serviço de Geologia e Mineração*, DNPM, **93**: 1-72.
- LAMEGO, A.R. 1948. Folha Rio de Janeiro. *Boletim do Serviço de Geologia e Mineração*, DNPM, **126**: 16p.
- LISTER G.S. & DORNSIEPEN U.F. 1982. Fabric transiction in the Saxony granulite terrain. *Journ. Struct. Geol.*, **4**:81-92
- MACHADO, R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Atas:135-145.
- MACHADO, R. 1984. *Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 196p.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1993 a. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, Atas, bol. **12**: 189-191.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1993 b. A megaestrutura-em-flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro. Atas: 208-213.
- MACHADO, R. & DEHLER, N.M. 2002. Reavaliação e significado tectônico dos granitóides do tipo-S no estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 471-480.
- OLIVEIRA, M,A,F., 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Livre-Docência, 116p.

- PASSCHIER, C.W., & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, 289pp.
- OKUDAIRA T., TAKESHITA T., HARA I., ANDO J. 1995. A new estimate of the condition for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism $[c]$ slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**:31-46.
- ROBIN, P-Y., CRUDEN, A.R. 1994. Strain and vorticity pattern in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **16**: 447-466.
- SILVA, L.C.; SANTOS, R.A.; DELGADO, I.M.; CUNHA, H.C. (Coord.) 2000. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1: 400.000. CPRM/DRM, Rio de Janeiro.
- SADOWSKI, G.R. 1983. *Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais*. Instituto de Geociências, São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 108p.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6**: 449-458. 3
- TIKKOF, B. & TEYSER, C. 1994. Strain Modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1575-1588.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1968. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill, New York, 545pp.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M. 1994. Self indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, **22**: 967-970.

10 Anexos

Anexo II – Sistematização dos Dados

Ponto	Litologia	Foliação	Lineação	Indicadores Cinemáticos
46	Granada-biotita-gnaisse	160	85	70 10
STX01	Granada-biotita-gnaisse	155	85	70 16
STX02	Granada-biotita-gnaisse	156	87	70 20
STX03	Granada-biotita-gnaisse	150	80	62 16
STX04	Sillimanita-granada-biotita-gnaisse	140	65	45 45
STX05	Sillimanita-granada-biotita-gnaisse	150	80	68 5
STX06	Granada-biotita-gnaisse	154	79	68 20
STX07	Granítóide com anfibólio	155	76	60 14
STX08	Granítóide com anfibólio	318	74	38 40
STX09	Granada-biotita ultramolinito	155	86	66 12
STX10	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	286	70	6 20
STX11	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	180	80	71 0
STX12	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	342	85	240 8
STX13	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	150	84	64 12
STX14	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	150	88	246 6
STX15	Anfibólio-biotita gnaisse	335	76	65 10
STX16	Biotita gnaisse	305	76	
STX17	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	150	89	60 7
STX18	Anfibólio-biotita gnaisse Milonítico	165	88	
STX19	Anfibólio-biotita gnaisse	342	45	14 10
		160	76	88 5
		138	90	
STX20	Anfibólio-biotita gnaisse	109	40	
STX21	Anfibólio-biotita gnaisse	130	26	73 9
STX22	Anfibólio-biotita gnaisse	152	40	70 5
		175	85	78 25

Ponto	Litologia	Foliação	Lineação	Indicadores Cinemáticos
STX23	Anfibólio-biotita gnaisse	170	90	20
STX24	Anfibólio-biotita gnaisse	342	74	9 dextral
STX25	Anfibólio-biotita gnaisse	150	20	95 17
STX26	Anfibólio-biotita gnaisse	305	7	90 10
STX27	Anfibólio-biotita gnaisse	62	34	88 6
STX28	Anfibólio-biotita gnaisse	118	40	90 10
STX29	Anfibólio-biotita gnaisse	141	7	50 5
STX30	Anfibólio-biotita gnaisse	128	17	
STX31	Anfibólio-biotita gnaisse	170	38	87 3
STX32	Anfibólio-biotita gnaisse	128	70	80 16
STX33	Anfibólio-biotita gnaisse	155	65	64 24
STX34	Granada-biotita-gnaisse	156	67	59 40
STX35	Anfibólio-biotita gnaisse	144	60	68 24
STX36	Granada-biotita gnaisse	160	66	84 36
STX37	Anfibólio-biotita gnaisse	160	70	70 40
STX38	(Sillimanita)-granada-biotita-gnaisse com cordierita	158	85	60 64
STX39	Granulito com granada	130	45	70 28
STX40	Granulito com granada	122	62	48 28
STX41	Granulito com granada	120	70	25 32
STX42	Granulito com granada	291	65	220 35
STX43	Granulito com granada	148	44	
STX44	Milonito	125	45	80 30
STX45	Milonito	130	66	58 6

Anexo III - Imagens de Afloramentos e Seções Delgadas

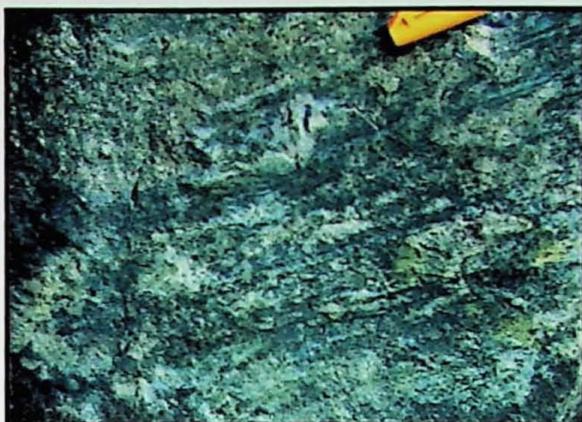


Foto 1 - Indicador cinemático referente ao Domínio I. Sistema de clasto tipo σ .



Foto 2 - *Boudin* estirado na direção vertical.
Domínio I

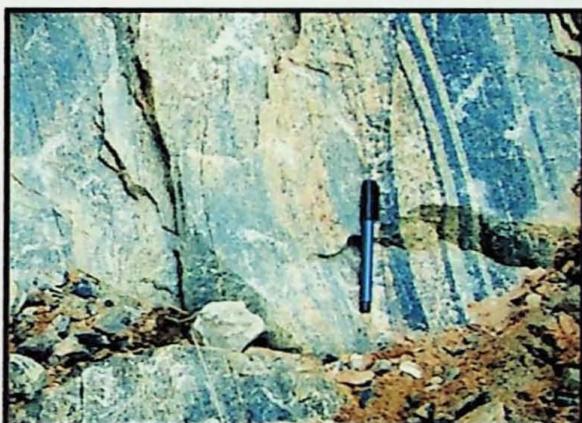


Foto 3 - Bandamento composicional no ultramylonito.



Foto 4 - Bandamento Composicional no ultramylonito.

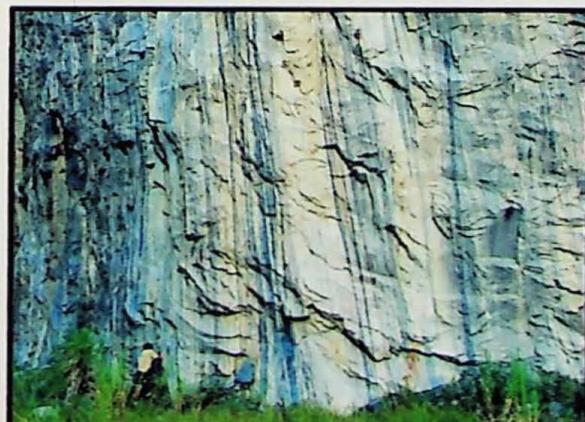


Foto 5 - Foto geral da pedreira de ultramylonito.



Foto 6 - *Boudin* com foliação interna, formando par S-C.

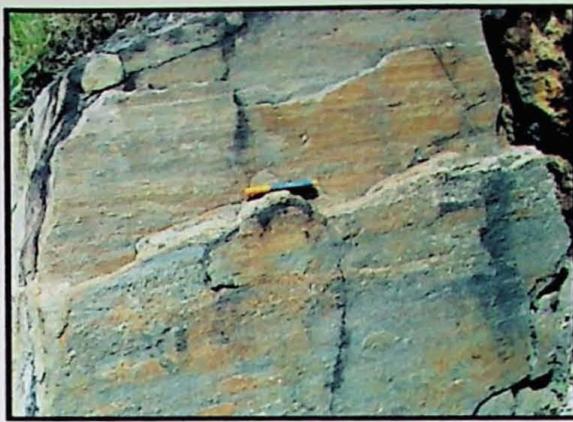


Foto 7 - Lineação de estiramento - Domínio I.



Foto 8 - Lineação de muscovita - Domínio III.

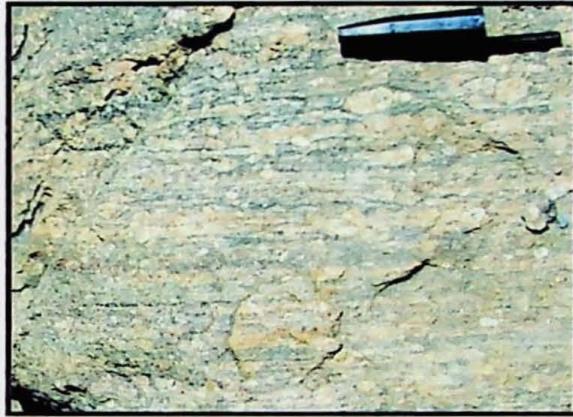


Foto 9 - Porfiroclastos de feldspato.

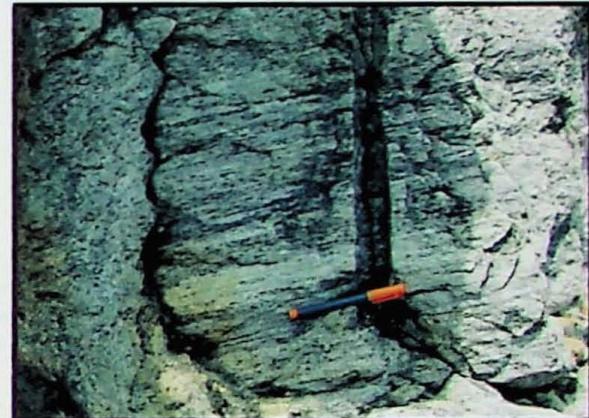


Foto 10 - Lineação de estiramento.

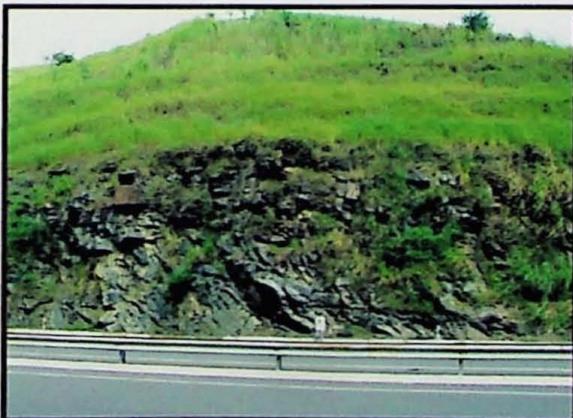


Foto 11 - Foto geral do afloramento dos diques.



Foto 12 - Diques intrudindo milonito.

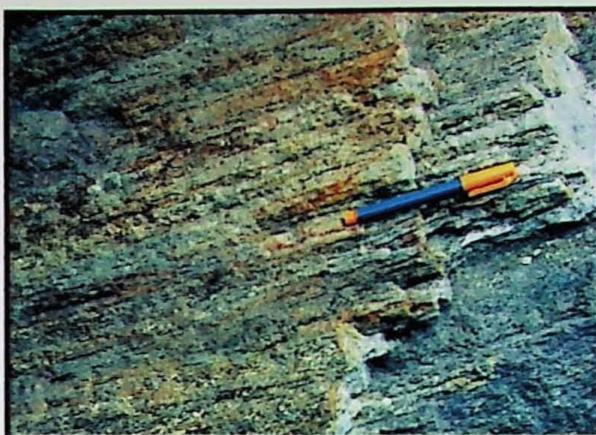


Foto 13 - Lineação de estiramento.



Foto 14 - Lineação de estiramento.

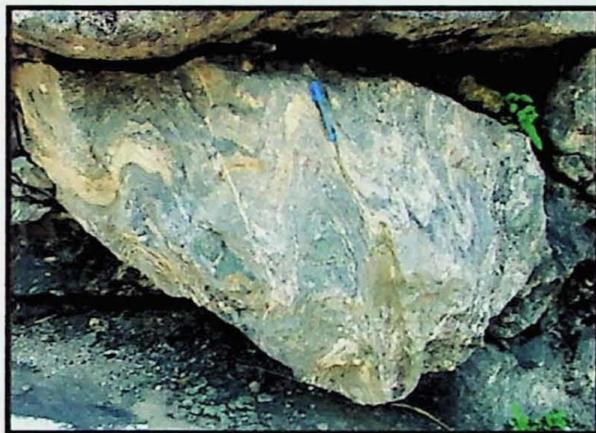


Foto 15 - Dobras relativas ao Domínio I.

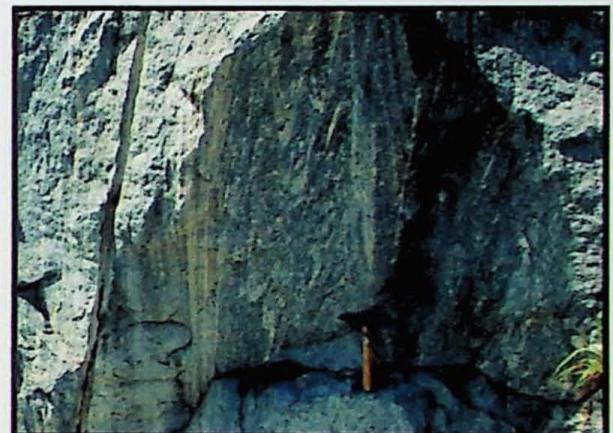


Foto 16 - Dobras relativas ao Domínio I.



Foto 17 - Boudin com foliação inetrna, formando S-C - Domínio III.

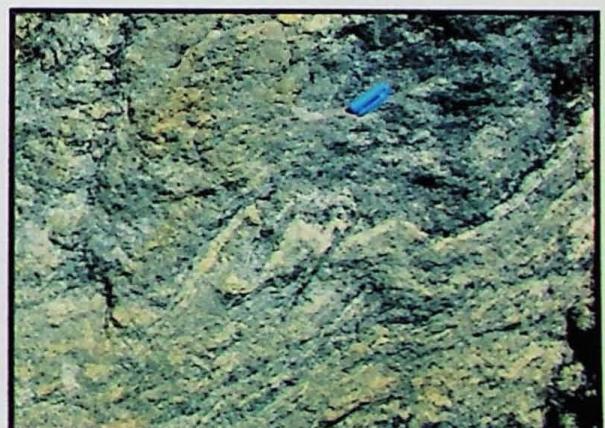


Foto 18 - Dobras rompidas - Domínio III.

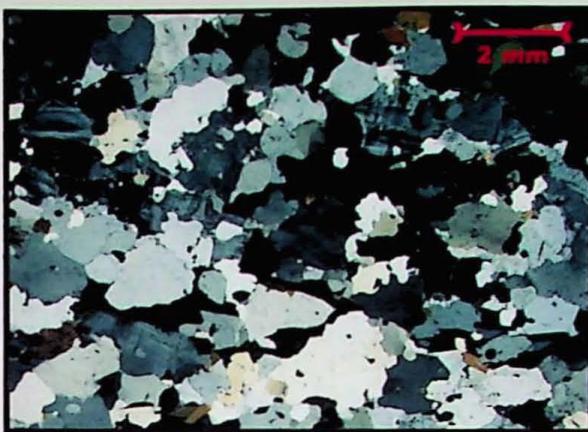


Foto 19 - Foto geral da lâmina STX23
(polarizadores cruzados)

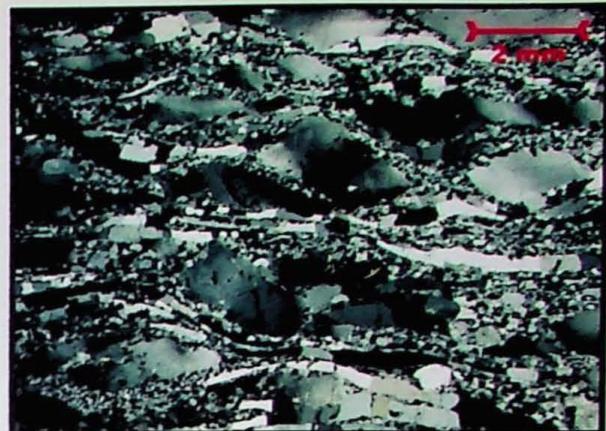


Foto 20 - Foto geral da lâmina STX9al
(polarizadores cruzados)

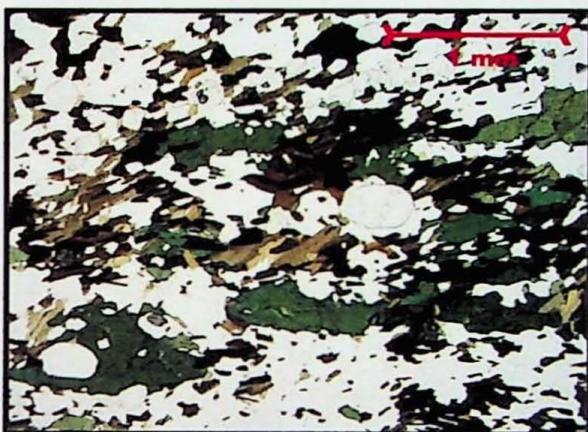


Foto 21 - Par S-C de foliação (lâmina STX14-
polarizadores descruzados)



Foto 22 - Foto geral da lâmina STX14
(polarizadores cruzados)

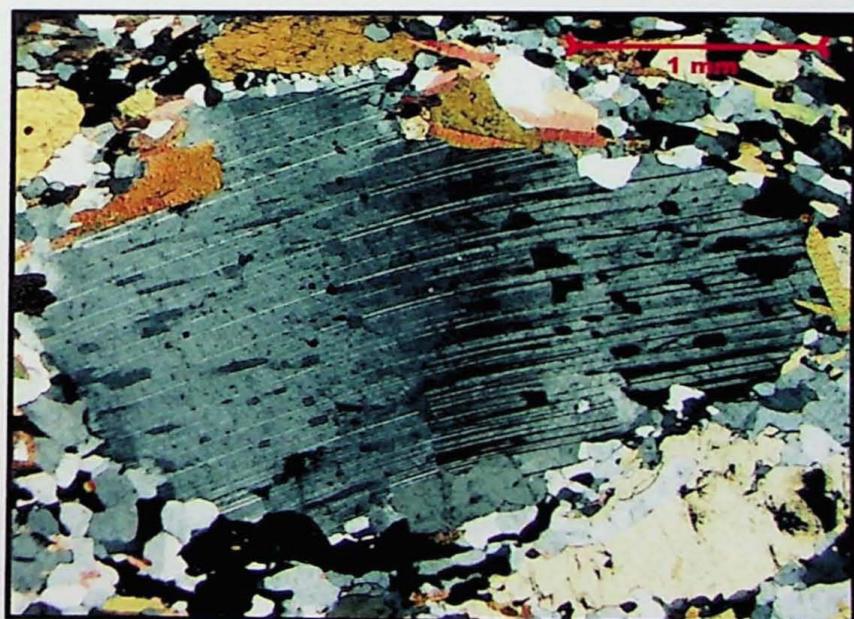


Foto 23 - Geminação curvada no feldspato.
Lâmina STX45 (polarizadores cruzados)



Foto 24 - Foto geral da lâmina STX9b
(polarizadores cruzados)



Foto 25 - Foto geral da lâmina STX9all
(polarizadores cruzados)

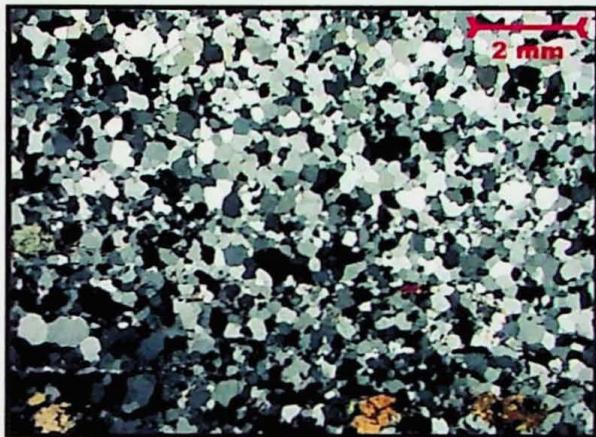


Foto 26 - Foto geral da lâmina STX12
(polarizadores cruzados)



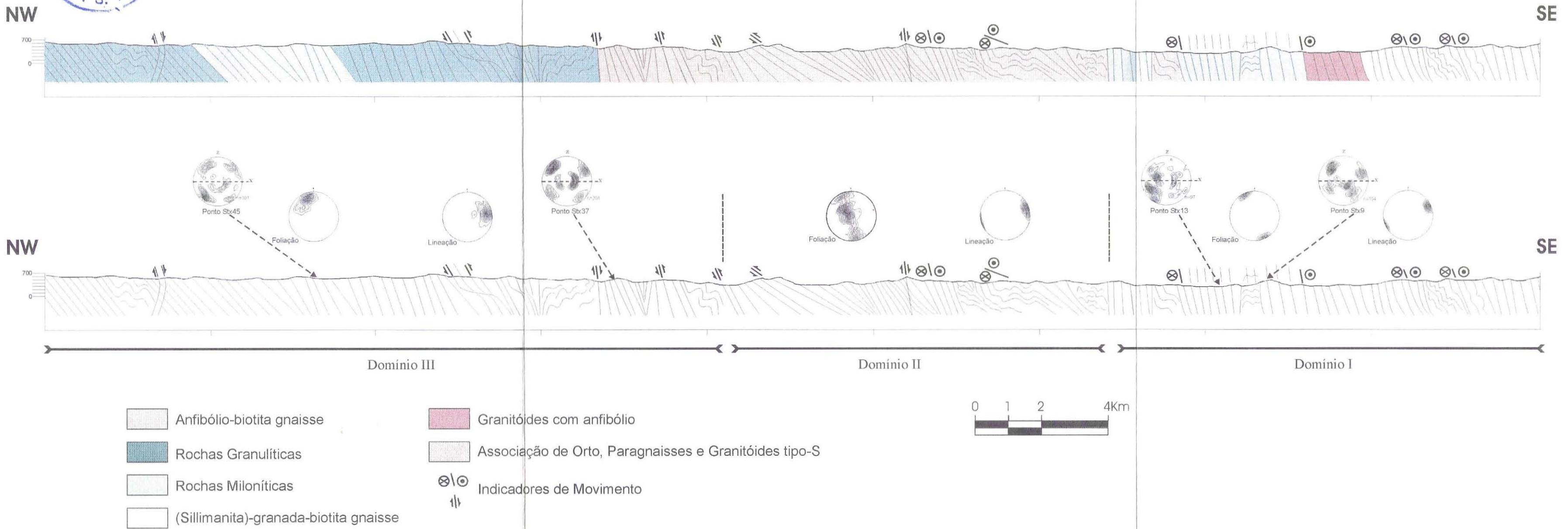
Foto 27 - Foto geral da lâmina STX37
(polarizadores cruzados)



Foto 28 - Indicador cinemático da lâmina STX13.
Sistema de clasto tipo σ (polarizadores cruzados)

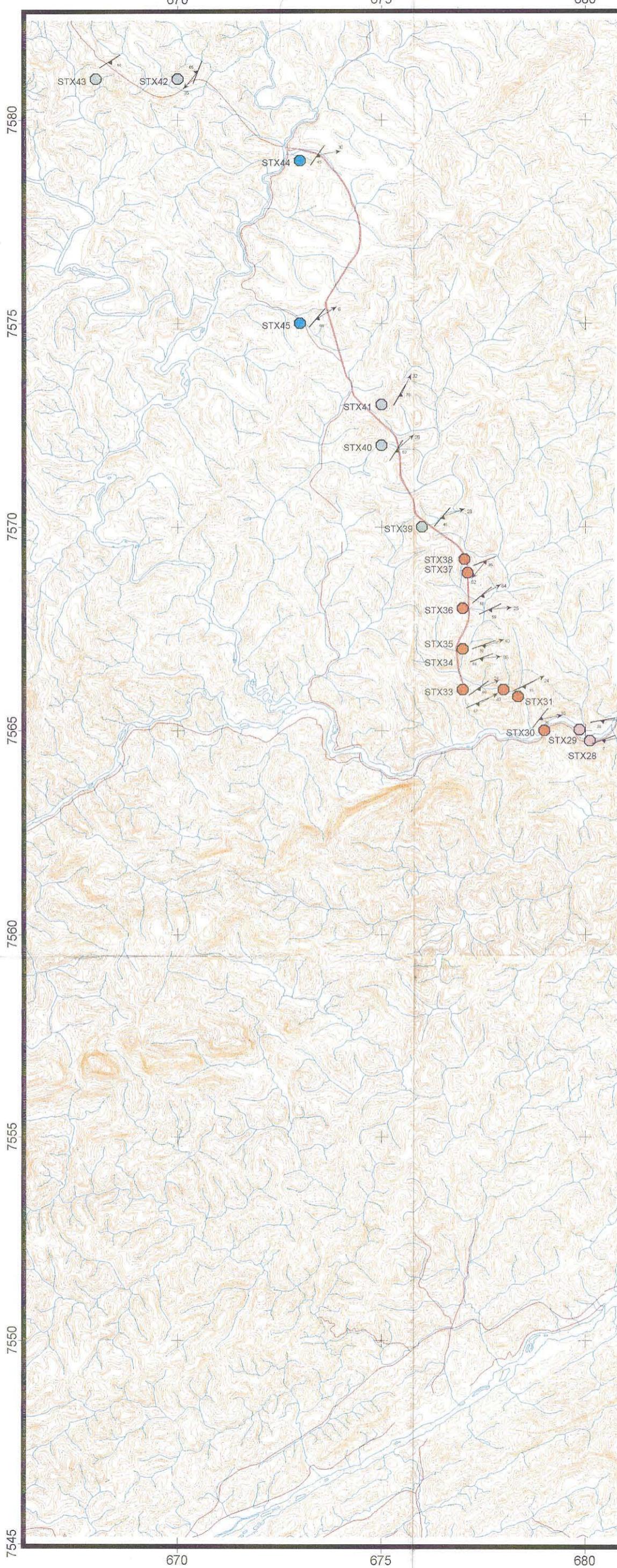


Seções Geológica e Estrutural Juiz de Fora - Três Rios.



Anexo IV - Seções geológica e estrutural com a representação das principais estruturas, unidades litológicas e principais dados de lineação e foliação.
 Os estereogramas referentes a pontos correspondem a tramas de eixos-c de quartzo.

Anexo 1 - Mapa de Pontos



1 0 1 2 3 4 5 km



7580

7575

7570

7565

7560

7555

7550

7545

690

685

680

675

670

690

685

680

675

670

7580

7575

7570

7565

7560

7555

7550

7545

