

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ANTIFORMA DO SETUVA - PR

Tese Apresentada por

FERNANDO JACQUES ALTHOFF

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 03.03.89

Comitê de Tese


ALBERTO PIO FIORI (ORIENTADOR)


JOAO BATISTA SENA COSTA


YOCITERU HASUI

As quatro Anas e aos dois Josés

Ao Prof. Lidenbrook, geógrafo e mineralogista que em 25 de junho de 1863, entrando na cratera do Sneffels, iniciou a Viagem ao Centro da Terra.

Este trabalho foi realizado com o apoio de CAPES, CNPq e MINEROPAR.

Na Mineropar, em Curitiba:

- Rosa M. de Souza, Kátia N. Siedlecki e Cristina V. Pinto Coelho possibilitaram o estudo de várias lâminas:

- Gil F. Plekarz cedeu dados sobre a geologia da área:

- Antônio F. Pereira fez numerosos cortes em amostras orientadas de rochas e confeccionou excelentes lâminas:

- João B. Pontes, Antonio F. da Cunha Neto, Oscar Salazar Junior e Mário Lessa Sobrinho apoiaram o trabalho em momentos cruciais do seu desenvolvimento.

Na UFPR, em Curitiba, os integrantes do Convênio UFPR-Mineropar colaboraram em diversas etapas do trabalho de campo e de escritório.

Elvo Fassbinder, vizinho de área de tese, participou de uma etapa de campo bastante acidentada.

Em Belém, foram fundamentais as discussões com o Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol sobre a petrografia da área e com o colega de mestrado Zorano S. de Souza, sobre deformação.

Agradeço a todos estes colegas e instituições pela contribuição que prestaram para a realização deste trabalho.

Sou profundamente grato aos Profs. Drs. Alberto P. Fiori, João B. Sena Costa e Yociteru Hassul, pelo tempo que dispenderam em discussões e ensinamentos e pelas sugestões que apresentaram para a elaboração deste texto.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	I
AGRADECIMENTOS	II
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	VI
RESUMO	1
<hr/>	
ABSTRACT	2
1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS	3
1.1 - Localização da Área	3
1.2 - Objetivos	4
1.3 - Atividades Desenvolvidas	5
2 - TRABALHOS ANTERIORES	9
2.1 - Os Primeiros Trabalhos	9
2.2 - A Subdivisão da Série Açungui	10
2.3 - Os Arranjos Estratigráficos	13
2.4 - Interpretações da Formação Setuva	16
2.5 - Conceitos de Cisalhamento e Modelos Evolutivos ...	19
2.6 - Quadros Comparativos	24
3 - CONCEITOS E DEFINIÇÕES	31
3.1 - Tensão e Deformação	31
3.2 - Rochas Miloníticas	35
4 - GEOLOGIA DA ÁREA	38
4.1 - Domínios Litoestruturais	38
4.2 - Aspectos Litológicos	40
4.2.1 - Domínio I	40
4.2.1.1 - Granito-gnaisses	40
4.2.1.2 - Gnaisses Bandados	43
4.2.1.3 - Quartzitos e Xistos	45

5 - COMENTÁRIOS SOBRE AS ESTRUTURAS OBSERVADAS	101
5.1 - Foliação S	101
5.2 - Lineações	103
5.3 - Estruturas Relacionadas ao Cisalhamento Simples .	105
5.3.1 - Foliação Secundária	105
5.3.2 - Foliação S-C e Bandas de Cisalhamento ...	107
5.3.3 - Quartzos Fitados	108
5.3.4 - Porfiroclastos com Caudas	109
5.3.5 - Dobras em Bainha	111
5.4 - Rochas Miloníticas	112
6 - CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO	118
6.1 - Modelo de Sibson	118
6.2 - Modelo de Scholz	121
7 - METAMORFISMO	123
7.1 - Dados Preexistentes	123
7.2 - Dados da área estudada	125
7.2.1 - Domínio I	125
7.2.2 - Domínio II	127
7.2.3 - Domínio III	130
8 - CONCLUSÕES	131
8.1 - Sobre as Litologias	131
8.2 - Sobre as Relações Estruturais e o Metamorfismo ..	132
8.3 - Sobre os Modelos de Evolução	135
9 - BIBLIOGRAFIA	138

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1 - Localização da área estudada	1
2 - Folhas de levantamento aerofotogramétrico (1:10.000) utilizadas no mapeamento da área	6
3 - Fotos aéreas (1:60.000) empregadas no mapeamento da área	7
4 - Esboço geológico da região de Rio Branco do Sul-Bocalúva do Sul, segundo Bigarella e Salamuni (1958)	12
5 - Mapa com as unidades do Grupo Açungui, segundo Marini et al. (1967)	13
6 - Mapa geológico esquemático de Rio Branco do Sul, segundo Marini (1970)	14
7 - Compartimento Bocalúva do Sul, segundo Flori (1985 c) ..	20
8 - Seção com estrutura em duplex no Compartimento Bocalúva do Sul, segundo Flori (1985f)	21
9 - Estrutura crustal pré-cambriana da região SE do Estado de São Paulo, segundo Tassinari (1988)	24
10- Quadro comparativo com os empilhamentos estratigráficos propostos para as unidades pré-cambrianas do Estado do Paraná.....	25
11- Quadro com as classificações litoestratigráficas propostas para as rochas da Antiforma do Setuva	27

12 - Quadro com os nomes dados às rochas do núcleo e da borda da Antiforma do Setuva	28
13 - Quadro com as posições geográficas do limite Pré-Setuva-Setuva, segundo vários autores	29
14 - Eixos de esforços principais	31
15 - Representação das deformações homogênea e heterogênea, contínua e descontínua	32
16 - Representação das deformações progressiva e finita	33
17 - Eixos do elipsóide de deformação finita	33
18 - Esquema representando os regimes de deformação	34
19 - Elementos geométricos do cisalhamento simples	35
20 - Domínios litoestruturais da área estudada.....	39
21 - Fotografia de granito-gnaisse grosso do Domínio I	41
22 - Fotografia de granito-gnaisse fino do Domínio I	42
23 - Fotografia de gnaisse bandado do Domínio I com intercalações graníticas	44
24 - Fotografia de gnaisse bandado do Domínio I com intercalações graníticas foliadas	45
25 - Fotomicrografia de mica-quartzito do Domínio I com textura granolepidoblástica	46
26 - Fotomicrografia de xisto do Domínio II com textura lepidoblástica heterogranular	48

27 - Fotomicrografias de quartzito do Domínio II com textura granoblástica heterogranular (a) e opacos orientados (b)	50
28 - Fotomicrografia de grãos de quartzo recristalizados em metarenito do Domínio III	55
29 - Fotomicrografia de clasto de siltito em rocha sedimentar pouco metamorfisada do Domínio III	56
30 - Fotografia de porfiroclasto de feldspato potássico com caudas de recristalização assimétricas e estruturas S-C em granito-gnaissse grosso do Domínio I	58
31 - Fotomicrografia de banda de cisalhamento em granito-gnaissse do Domínio I	59
32 - Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico com macla tectônica em granito-gnaissse do Domínio I	61
33 - Quadro com as microestruturas dos xistos e quartzitos do Domínio I	64
34 - Diagrama de polos de lineação mineral, de estiramento e de intersecção no Domínio I	66
35 - Diagrama de polos da foliação S no Domínio I	67
36 - Diagrama de polos referentes a dobra métrica na foliação S no Domínio I	68
37 - Fotografia de dobra da foliação S em gnaissse bandado do Domínio I	69

38 - Fotografia de falha de empurrão em gnaisse bandado do Domínio I	70
39 - Fotomicrografia de epídoto com caudas assimétricas de quartzo em xisto do Domínio II	72
40 - Esquema da deformação progressiva de clastos de feldspato potássico em xisto do Domínio II	73
41 - Representação da deformação em agregados de quartzo em xistos do Domínio II	74
42 - Fotografias de dobras intrafoliares em quartzitos do Domínio II	76
43 - Diagrama de eixos de dobras isoclinais intrafoliares em quartzitos do Domínio II	77
44 - Fotografia de lineação b em quartzito do Domínio II ...	78
45 - Fotografia de lineação mineral em quartzito do Domínio II	78
46 - Diagrama de polos de lineações no Domínio II	79
47 - Fotografia de estruturas em olho em rochas do Domínio II	80
48 - Diagrama de polos da foliação S no Domínio II	81
49 - Fotografia de dobras em xistos do Domínio II	82
50 - Diagrama de polos referentes a dobra métrica no Domínio II	83

51 - Fotografia de dobra aberta centimétrica em xisto do Domínio II	84
52 - Fotomicrografia de dobra na foliação S em xisto do Domínio II	85
53 - Fotografia de falha de empurrão em quartzitos do Domínio II	86
54 - Fotomicrografia de microfalhas e zonas brechadas em xisto do Domínio II	87
55 - Fotomicrografia de cristais de quartzo relacionados a clivagem ardosiana (Pré- S) em xisto do Domínio III ...	88
56 - Fotografias de dobras assimétricas centimétricas em mármore do Domínio III	89
57 - Fotomicrografia de cristais de quartzo relacionados à foliação S, em xisto do Domínio III	91
58 - Diagramas de polos de lineações e eixos de dobras centimétricas da foliação S no Domínio III	93
59 - Diagrama de polos da foliação S no Domínio III	94
60 - Fotomicrografia de kink bands em micas da foliação S em xisto do Domínio III	96
61 - Fotografia de discordância estrutural no Domínio III ..	98
62 - Fotomicrografias de estruturas rúpteis em quartzito e em xisto do Domínio III	100

63 - Diagramas de polos da foliação S na área estudada	102
64 - Diagrama de polos das lineações na área estudada	104
65 - Esquema do desenvolvimento de dobras em bainha	111
66 - Fotografias de bandas de ultramilonitos em granito- gnaisse fino do Domínio I	113
67 - Fotografia de protomilonito do Domínio I	114
68 - Fotografias de milonitos do Domínio II	116
69 - Fotografia de ultramilonito do Domínio II	117
70 - Fotomicrografia de ultramilonito do Domínio II	117
71 - Modelo para níveis crustais e zonas de cisalhamento associadas	120
72 - Modelo de zona de cisalhamento	121
73 - Perfil geológico esquemático ao longo da BR-476 na re- gião de Santana	132
74 - Esquema de estruturas imbricada e em duplex	134
75 - Modelo cinemático de decomposição de um vetor o- blíquo	137

Fernando

RESUMO

A porção ocidental da Antiforma do Setuva é dividida em três domínios litotectônicos. O Domínio I abrange o núcleo da Antiforma e é composto por gnaisses bandados, granito-gnaisses, quartzitos e xistos. O Domínio II, na borda da Antiforma, tem xistos e quartzitos. O Domínio III circunda os anteriores e é formado por xistos, quartzitos, mármore e rochas sedimentares pouco metamorfisadas.

As estruturas penetrativas da área são uma foliação (xistosidade ou foliação milonítica), lineações mineral e de estiramento e dobras abertas a fechadas. No domínio I são observados protomilonitos. No Domínio II ocorrem milonitos e ultramilonitos. Estruturas rúpteis estão melhor desenvolvidas no Domínio III.

As características observadas sugerem uma evolução num contexto de deformação por cisalhamento simples em condições de deformação dúctil até rúptil moderada. Não se verifica modificação marcante no metamorfismo, que é predominantemente de facies xisto verde e localmente de facies anfibolito.

Crítérios de rotação em deformação não coaxial indicam um predomínio de transporte segundo a direção da lineação (N270-290/10-20) de W-NW para E-SE. As dimensões reduzidas da área estudada não permitem regionalizar esta movimentação.

ABSTRACT

The western part of the Setuva Antiform is divided into three lithostructural domains. The Domain I comprises the antiform core and it is composed of banded gneisses, granite gneisses, quartzites and schists. The Domain II is located in the antiform border and it is made up of schists and quartzites. The Domain III surround the other two and it is composed of schists, quartzites, marbles and slightly metamorphosed sedimentary rocks.

The penetrative structures in the area are a foliation (schistosity or milonitic foliation), mineral and stretching lineation, as well as open to tight folds. Protomylonites occur in Domain I while milonites and ultramylonites occur in Domain II. Structures produced by brittle deformation are well developed in Domain III.

The observed structures suggest an evolution within a simple shear regime under ductile to brittle conditions. There is no evidence of strong changes in the metamorphic conditions which vary from greenschist to locally amphibolite facies.

A dominant transport from W-NW to E-SE can be interpreted by rotation criteria under non coaxial deformation, directed by the strike of the stretching lineation (N270-290/10-20).

The small dimensions of the area do not permit the regionalization of this interpretation.

1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A estrutura conhecida como Antiforma do Setuva faz parte de uma região cuja geologia há décadas suscita discussões. Trata-se, sem dúvida, de uma área que por muitos anos ainda alimentará controvérsias e fornecerá temas empolgantes para pesquisas. Este volume visa a contribuir para a elucidação de parte dos problemas litoestruturais que aí existem.

1.1 - Localização da Área

A área estudada abrange cerca de 160 km² dos Municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, no Estado do Paraná - figura 1. Ela corresponde à porção ocidental da Antiforma do Setuva, sendo delimitada por um polígono com os seguintes vértices:

0 49 05 00'' W	-	0 25 05 00'' S;
0 49 05 30'' W	-	0 25 12 00'' S;
0 49 12 10'' W	-	0 25 12 00'' S;
0 49 14 10'' W	-	0 25 13 10'' S;
0 49 16 00'' W	-	0 25 13 10'' S;
0 49 16 00'' W	-	0 25 11 30'' S;
0 49 15 30'' W	-	0 25 11 30'' S;
0 49 15 30'' W	-	0 25 09 00'' S;
0 49 06 30'' W	-	0 25 05 00'' S.

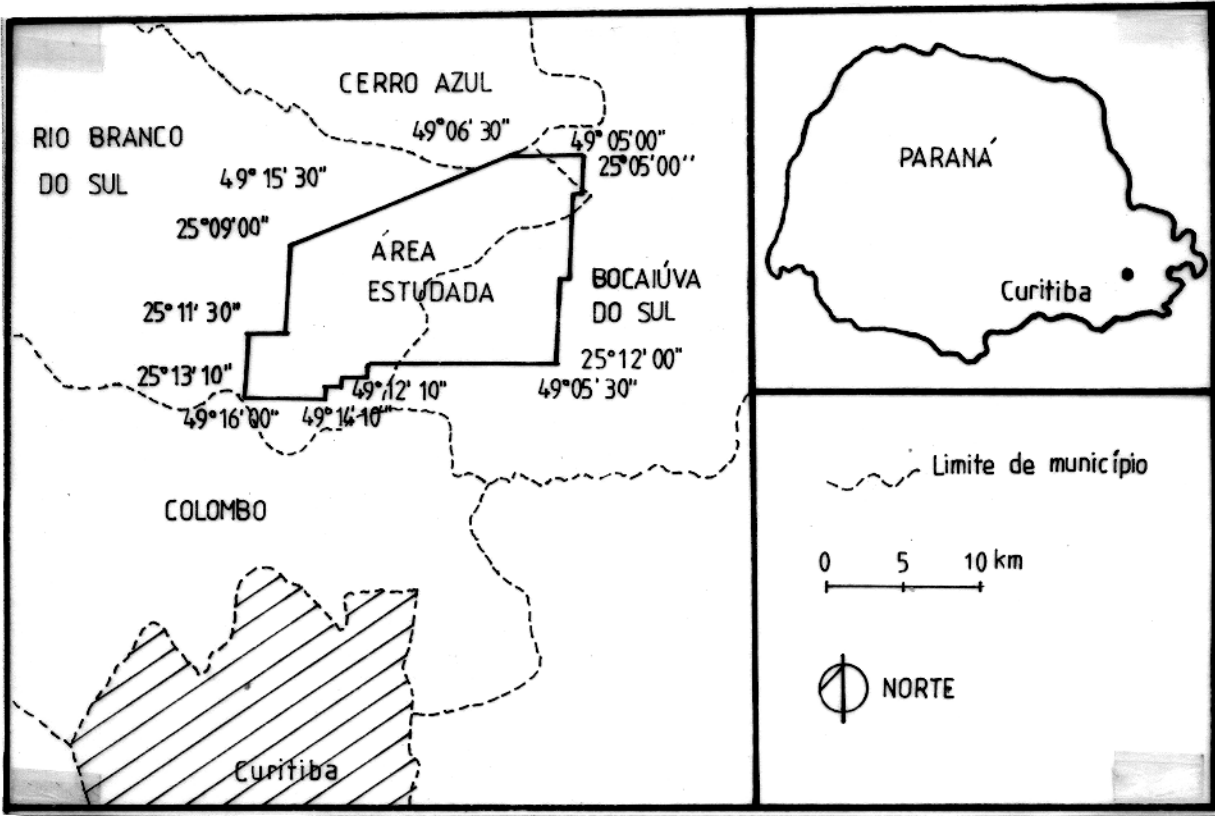


Figura 1 - Localização da área estudada.

1.2 - Objetivos

A medida em que a geologia da região vem sendo estudada uma lacuna tem se ampliado: a falta de dados estruturais. Apesar do expressivo número de trabalhos desenvolvidos na década de 80, as informações estruturais são precárias, não permitindo que se alcance o arranjo geométrico e as relações estruturais entre as principais unidades litológicas. O escopo deste trabalho é a obtenção de dados que contribuam para se ter uma visão mais acurada do comportamento estrutural das rochas da Antiforma do Setuva. Esse objetivo maior envolve

os seguintes pontos:

- a caracterização dos tipos petrográficos;
- a descrição e definição dos elementos estruturais em nível macro, meso e microscópico;
- a determinação da natureza da deformação;
- a verificação das relações geométricas entre os corpos rochosos;
- a comparação do arranjo estrutural da área com modelos conhecidos da literatura.

Estes aspectos são apresentados e discutidos nos próximos capítulos.

1.3 - Atividades Desenvolvidas

O trabalho envolveu inicialmente a análise do acervo bibliográfico disponível sobre a geologia regional e local, e extensa pesquisa sobre zonas de cisalhamento em regimes compressivo, transcorrente e oblíquo. Também foram compilados dados dos projetos Reconhecimento Geológico na Região do Anticlinal do Setuva (1982) e Santana (1984), desenvolvidos pela Minerals do Paraná S.A. - Mineropar.

Os trabalhos de campo envolveram observações pontuais e a realização de perfis, em busca de informações estruturais e litológicas a nível mesoscópico. Esta atividade foi desenvolvida com o apoio de folhas de levantamento aerofotogramétrico em escala 1:10.000, de fotos aéreas em escala

1:50.000, e do Mapa Geológico-Estrutural da Região de Rio Branco - Bocaúva do Sul, em escala 1:50.000, elaborado pelo Convênio UFPR-MINEROPAR em 1985.

As folhas de levantamento aerofotogramétrico, fornecidas pela COMEC, são de 1970 e têm os números:

SG-22-X-D-1-1-SE-D, SG-22-X-D-1-1-SE-F,
 SG-22-X-D-1-2-NO-E, SG-22-X-D-1-2-NO-F,
 SG-22-X-D-1-2-NE-E, SG-22-X-D-1-2-SO-A,
 SG-22-X-D-1-2-SO-B, SG-22-X-D-1-2-SO-C,
 SG-22-X-D-1-2-SO-D, SG-22-X-D-1-2-SO-E,
 SG-22-X-D-1-2-SE-A, SG-22-X-D-1-2-SE-C.

A figura 2 mostra o arranjo destas folhas para o recobrimento da área.

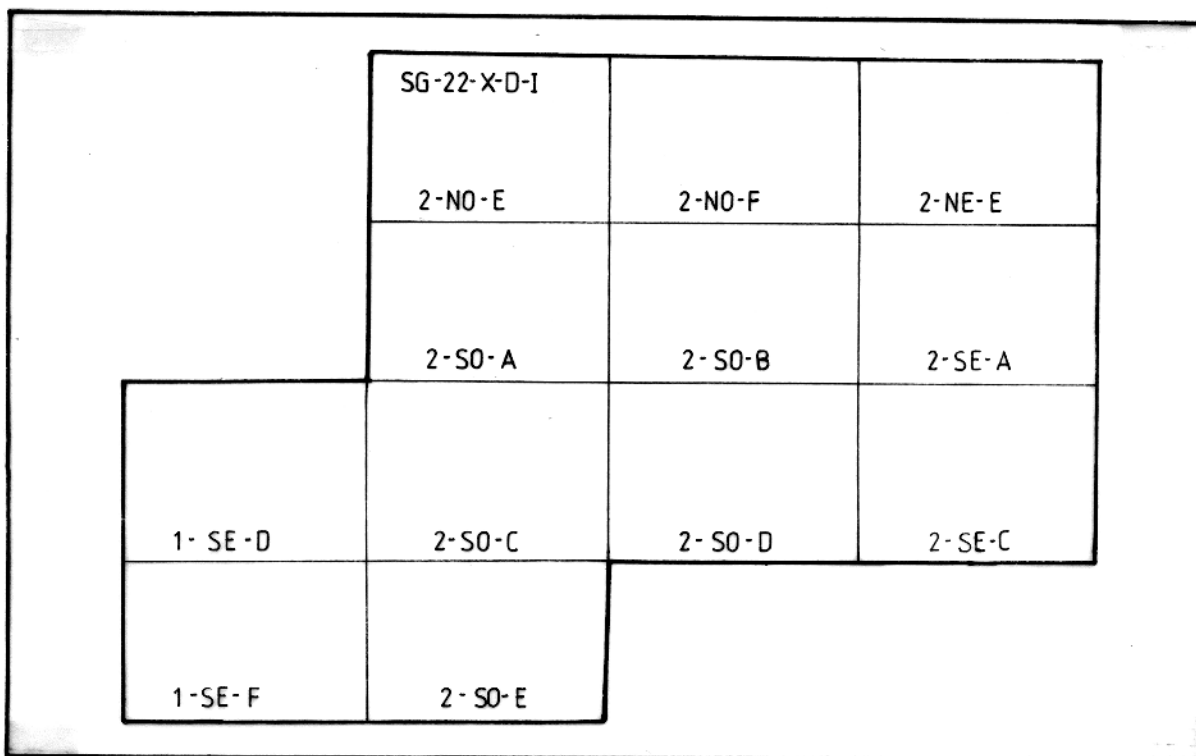


Figura 2 - Arranjo das folhas de levantamento aerofotogramétrico, em escala 1:10.000, utilizadas no mapeamento da área.

As fotos aéreas utilizadas foram obtidas pela USAF/FAB em 1966. Elas têm os números:

79.860, 79.861, 79.862, 79.863 e 79.864 da faixa 149-B;

77.455, 77.456, 77.457, 77.458, 77.459 e 77.460 da faixa 150-C. O seu arranjo para o recobrimento da área está indicado na figura 3.

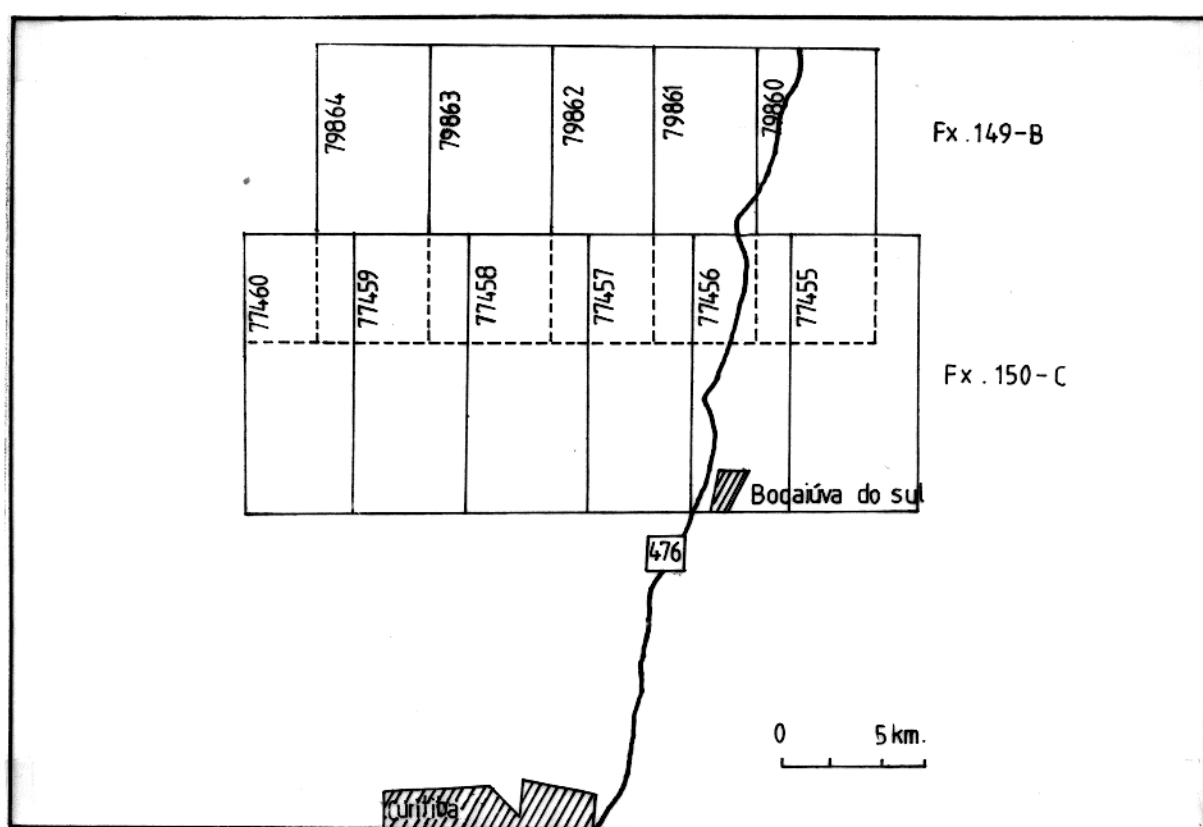


Figura 3 - Recobrimento das fotos aéreas, em escala 1:50.000, empregadas no mapeamento da área. Modificada de Flori (1985a).

As amostras de rochas coletadas, assim como o material disponível dos citados projetos da MINEROPAR, receberam tratamento petrográfico e microestrutural através de procedimentos correntes de determinação de minerais e caracterização de texturas e microestruturas.

A integração das informações permitiu a elaboração de diversos diagramas estruturais, do mapa de pontos (anexo 1), do mapa geológico (anexo 2), e a organização deste texto.

2 - TRABALHOS ANTERIORES

O objetivo deste capítulo é mostrar como evoluíram os conhecimentos sobre a geologia da Antiforma do Setuva e adjacências. Nele são arrolados os principais trabalhos, inclusive aqueles referentes a outras áreas, cujas conclusões ou proposições relacionam-se com a região da Antiforma. De modo geral, as divergências entre os diversos autores dificultam a sintetização das informações disponíveis. O quadro que se revela é intrincado, com características quase surrealistas, mas serve como um apanhado da geologia regional e das concepções existentes sobre o assunto. Temas não abordados neste capítulo, como metamorfismo, serão comentados nos capítulos subsequentes.

2.1 - Os Primeiros Trabalhos

Derby (1878) associou observações topográficas e geológicas para delimitar no Estado do Paraná uma região metamórfica, abrangendo o litoral, a Serra do Mar e a porção oriental do planalto a ela contíguo. Os conjuntos rochosos foram divididos em cristalinos - relacionados ao Arqueano - e não cristalinos - vinculados ao Siluriano Inferior e ao Cambriano. Uma curta referência à região conhecida como Açungui assinalou a presença de xistos, mármore e minerais de ferro, pertencen-

tes ao conjunto não cristalino.

Oliveira (1927) separou as rochas pré-devonianas do Estado do Paraná - equivalentes à região metamórfica de Derby (op. cit.) - em uma Série de Xistos Cristalinos no litoral e na Serra do Mar e na Série Açungui, ao norte de Curitiba. Essa última, considerada essencialmente sedimentar, conteria xistos, calcários, arenitos e arcósios de idade ordoviciana ou mais antiga. Para o estudo da unidade foi indicada a seção ao longo da Estrada de Ferro Norte do Paraná. Foram apontadas ocorrências dessas rochas em Rio Branco do Sul, Gerro Azul, Almirante Tamandaré e Cachoeira. Também foram relacionadas à Série Açungui rochas aflorantes em Itaiacoca, São Luís do Purunã e Castro.

Uma nota explicativa junto ao prefácio dá a saber que a monografia de Oliveira (1927) é a segunda edição - revista e ampliada - de um trabalho publicado inicialmente em 1916. Deve ser esta, portanto, a data de criação do termo Série Açungui.

2.2 - A Subdivisão da Série Açungui

A subdivisão da Série só aconteceu na década de 50, com as investigações geológicas que se iniciaram nas imediações de Rio Branco do Sul e avançaram para noroeste.

Bigarella e Salamuni (1956) definiram as Formações Setuva e Capirú. A Formação Setuva foi definida no núcleo de

uma antiforma na região do Morro do Setuva, 4 km a leste de Rio Branco do Sul. Incluía sericita-quartzitos, quartzitos, filititos, granito-pórfiro intrusivo, anfibolitos, biotita-xistos e rochas de textura gnáissica.

A Formação Capirú abrangia dolomitos, quartzitos, filititos e raras ocorrências de itabiritos. A denominação foi tomada da localidade situada a leste de Rio Branco do Sul, onde segundo os autores haveria uma discordância muito nítida com a Formação Setuva.

Bigarella e Salamuni (1958) estabeleceram a Formação Votuverava, a norte de Rio Branco do Sul, constituída por dolomitos, quartzitos e filititos. A designação proveio de um rio existente na área. As relações de contato da Formação Votuverava com a Formação Capirú não foram claramente especificadas. O contato com a Formação Setuva seria do tipo erosivo; foi indicada uma discordância angular típica entre estas duas formações na localidade de Borges, 6 a 7 km em linha reta a oeste de Rio Branco do Sul.

A figura 4 é uma reprodução do esboço geológico apresentado por Bigarella e Salamuni (1958), onde a Formação Setuva aparece indicada em três áreas separadas. Essa formação foi definida na área a leste de Rio Branco do Sul e o contato discordante com a Formação Votuverava foi apontado na área a oeste daquela cidade.

Marini et al. (1967) delimitaram a Formação Água Clara, a noroeste de Rio Branco do Sul. Seria composta por cálcio-xistos assentados em discordância sobre a Formação Votuverava, à qual até então eram relacionados. A denominação proveio de um afluente do Rio Açungui.

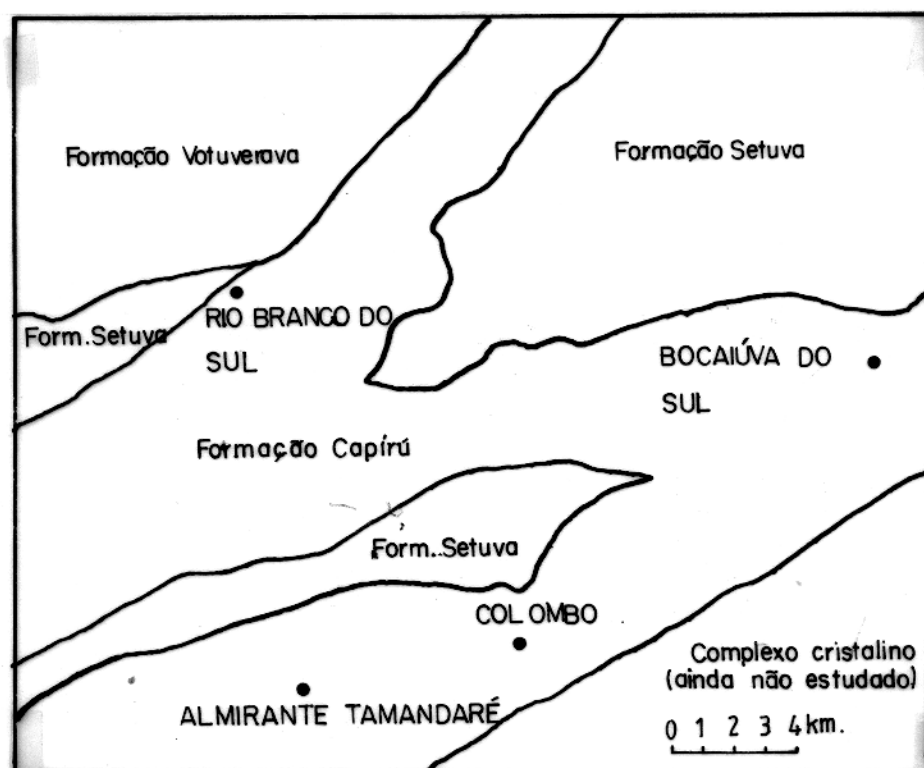


Figura 4 - Esboço geológico da região de Rio Branco do Sul - Bocaiúva do Sul, segundo Bigarella e Salamuni (1958).

A adoção do termo Grupo Açungui em substituição a Série foi feita concomitantemente pelos autores do volume editado por Bigarella, Salamuni e Pinto (1967). Na época, a coluna estratigráfica aceita para a região era composta pelas Formações Setuva, Capirú, Votuverava e Água Clara, da base para o topo.

A figura 5 reproduz o mapa apresentado por Marini et al. (1967) sintetizando os conhecimentos da época sobre a geologia do Grupo Açungui. Nela também estão representados corpos graníticos que cortam o Grupo Açungui e parte do contato entre as rochas do Grupo com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

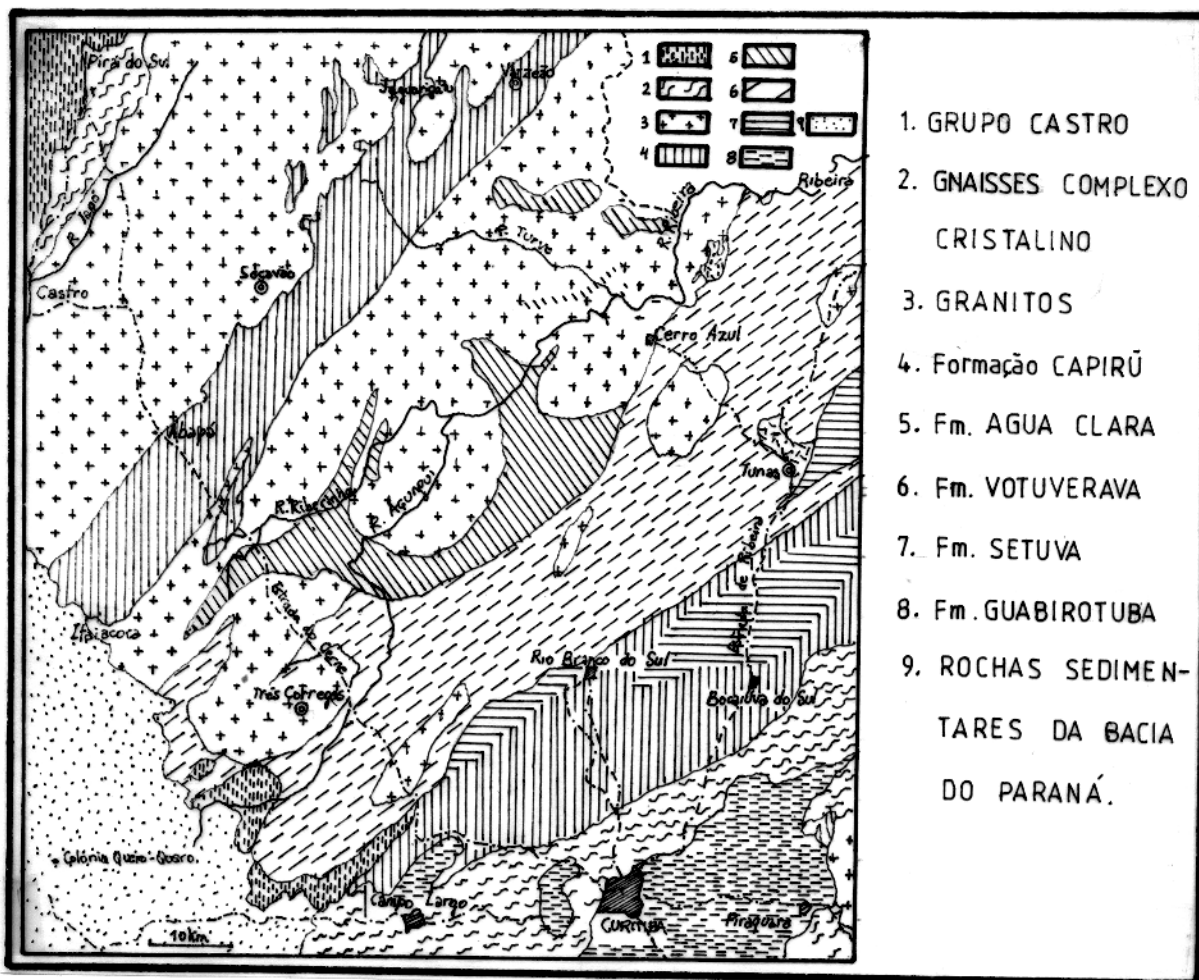


Figura 5 - Mapa com as unidades do Grupo Açungui, segundo Marini et al. (1967).

2.3 - Os Arranjos Estratigráficos

Marini (1970) considerou que a Formação Setuva era mais antiga que o Grupo Açungui e representava o seu embasamento. A modificação fundamentou-se na existência das discordâncias angulares e em diferenças no grau de metamorfismo entre a Formação Setuva e as formações do Grupo

Açungui. Além disso, a Formação Setuva teria eixos de dobras mergulhando para SW e no Grupo Açungui este mergulho seria para NE.

A figura 6, que reproduz o mapa esquemático apresentado por Marini (1970), mostra uma pequena parte da Antiforma do Setuva - o ápice - e uma área maior de ocorrência da Formação Setuva, a oeste de Rio Branco do Sul, na região dos Morros Betara e Glória. As rochas desta última área corresponderiam a um nível estratigráfico superior da Formação Setuva, já removido na região da Antiforma. Na região do Morro do Setuva foi localizada uma discordância angular entre as Formações Capirú e Setuva. Na área dos Morros Betara e Glória os contatos da Formação Setuva com as Formações Votuverava - a

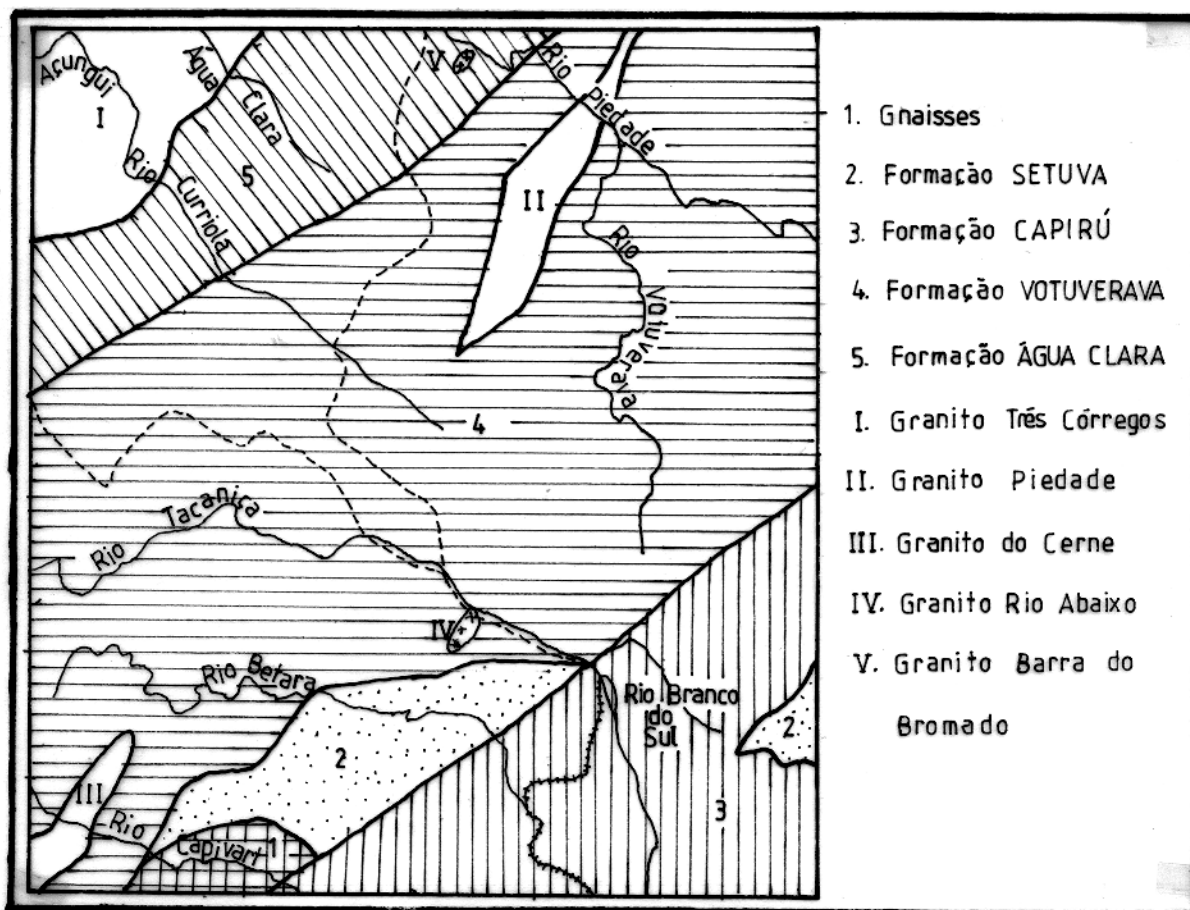


Figura 6 - Mapa geológico esquemático de Rio Branco do Sul, segundo Marini (1970).

norte e oeste - e Capiiró - ao sul - foram considerados como sendo por falha.

Ebert (1971) fez observações detalhadas na região de Santana, a nordeste do Morro do Setuva. As rochas até então enfeixadas na Formação Setuva foram desmembradas por este autor em dois pacotes: um com os gnaisses do núcleo da antiforma e outro, sobreposto, de xistos e quartzitos, havendo um hiato entre eles. Os gnaisses foram denominados Pré-Setuva e mantidos como o embasamento do Grupo Açungui. Os xistos e quartzitos foram denominados Setuva - em coerência com a definição original de Bigarella e Salamuni (1956) - e relacionados ao Grupo Açungui. As diferenças de metamorfismo e deformação entre as rochas Setuva e as demais do Grupo Açungui foram atribuídas à posição daquelas na porção inferior do Geossinclíneo Açungui. O contato Setuva-Formação Capiiró foi definido como gradacional e não por discordância como até então vinha sendo feito.

Ebert (op. cit.) foi o primeiro a aventar uma estruturação em nappes para a região. Segundo o autor, um geólogo com experiência nas zonas ativas da Europa chamaria as três unidades geológicas principais do Açungui de nappes em vez de formações.

Popp et al. (1979) trabalharam na região do Morro Betara, a norte da Falha da Lancinha, já conhecida na época. Embora suas observações não se estendessem à Antiforma do Setuva - a sul da Falha da Lancinha - propuseram elevar à categoria de Grupo as seqüências originalmente descritas como Formação Setuva. O Grupo Setuva foi então criado com duas unidades: Formação Mela Lua - basal - e Formação Betara. A Formação Mela Lua, na região homônima englobaria gnaisses,

quartzitos, mica-xistos e metabasitos, enquanto que na Antiforma do Setuva incluiria gnaisses. A Formação Betara reuniria quartzo-xistos, quartzitos e quartzo-filitos e na Antiforma seria constituída genericamente por ectinitos.

Schölli et al. (1980) enquadraram as rochas da região da Antiforma do Setuva no Complexo Pré-Setuva e na Formação Setuva, de acordo com o posicionamento estratiográfico adotado por Ebert (1971). No Complexo Pré-Setuva foram descritos paragnaisses, migmatitos, granitos de anatexia, anfibolitos e rochas ultrabásicas. Na Formação Setuva foram descritos mica-xistos, quartzo-mica-xistos e mármores dolomíticos.

Os mármores, aflorantes ao norte de Santana, próximo da BR-476, foram associados à Formação Setuva com base na existência de dobras isoclinais que se relacionariam com uma fase deformacional Pré-Açungui. Marini et al. (1967) também consideraram esta ocorrência pertencente à Formação Setuva, no que foram contestados por Ebert (op. cit.), que os relacionou à Formação Capirú.

2.4 - Interpretações da Formação Setuva

A partir do início da década de 80 foram adidas novas características à Formação Setuva. A sua área de ocorrência foi ampliada e alguns autores passaram a considerá-la uma unidade vulcano-sedimentar.

Veiga e Salomão (1980) definiram a Formação São Sebastião, de natureza vulcano-sedimentar. Posicionaram-na entre o Grupo Açungui e a Formação Setuva. A definição foi feita ao norte da Mina do Perau, próximo ao Rio São Sebastião.

Cordeiro da Silva et al. (1981) trabalhando na região da Mina do Perau, denominaram de Seqüência Perau um conjunto de rochas vulcano-sedimentares semelhantes àquelas descritas por Veiga e Salomão (op. cit.).

Batolla Jr. et al. (1981), em trabalho de integração regional, incluíram esta seqüência vulcano-sedimentar no Grupo Setuva. Para os autores, as rochas gnáissicas da Antiforma do Setuvá seriam principalmente paraderivadas, originadas por granitização de seqüências vulcano-sedimentares. A distribuição das rochas do Grupo Setuva abrangeria, além da região da Antiforma do Setuva, áreas de Rio Branco do Sul, Tunas, Serra da Bocaina, Serrinha, Ribeirão do Perau, Ribeirão da Forquilha, Pacas e W-NW de Barra do Turvo.

Fritzsons Jr. et al. (1982) relacionaram ocorrências do Grupo Setuva em uma área ainda mais ampla: norte de Campo Largo, próximo de Bateias, próximo de Rio Branco do Sul, região do Tigre, Anta Gorda, Rio São Sebastião, Antiforma do Setuva, Serra Branca, Serra da Bocaina, Palmeira e Barra Bonita. No entender destes autores o Grupo Setuva incluía as Formações Água Clara - no topo, retirada do Grupo Açungui - e Perau, sem englobar as rochas do Complexo Pré-Setuva. No Complexo foram agrupados migmatitos, gnaisses, metaultrabásicas, metabasitos, anfibolitos e quartzitos. Na Formação Perau foram incluídas rochas quartzíticas e carbonáticas, xistos clásticos, metabasitos, metavulcânicas, metavulcanoclasticas e formações

ferríferas. A Formação Água Clara - aflorante só a norte da Falha da Lancinha - foi descrita como contendo metacalcarenitos, metacalcários micríticos, metacalcissilitos e cálcio-xistos. Na área específica da Antiforma do Setuva haveriam rochas do Complexo Pré-Setuva, circundadas por rochas da Formação Perau - sem metabasitos. O trabalho não trouxe referências sobre a presença de metavulcânicas ou metavulcano-clásticas nesta área. As rochas da Formação Perau, neste caso, seriam as mesmas da Formação Setuva, com a abrangência definida por Schölli et al. (1980).

Schölli et al. (1982) apresentaram quinze colunas litológicas da Formação Setuva, feitas nas Antiformas de Anta Gorda e Setuva e nas regiões de Betara, Tigre e Gerne. A Formação Setuva foi equiparada à Formação Água Clara em termos de idade - no caso, Proterozóico Inferior. Os autores também sugeriram que só estas duas formações pertenceriam ao Grupo Açungui. Justificaram a mudança argumentando que as áreas de ocorrência das referidas formações já estrapolavam em muito os limites das áreas onde haviam sido originalmente descritas e abrangiam inclusive o local onde a Série Açungui teria sido definida. Imputaram a Derby (1878) a origem do termo Série Açungui. As rochas do núcleo da Antiforma do Setuva - augnais, migmatitos e granitos de anatexia - foram reunidas no Embasamento Migmatítico, onde haveriam rochas com duas fases de migmatização sobrepostas. A Formação Setuva foi subdividida em quatro porções:

- Sequência clástica a clástica carbonatada: com paragnaisse e xistos;

- Sequência química inferior: com metacherts (em

vez de quartzitos);

- Sequência clastoquímica superior: com mármore dolomíticos e metamargas;

- Sequência vulcano-sedimentar: de topo, inexistente na Antiforma do Setuva.

2.5 - Conceitos de Cisalhamento e Modelos Evolutivos

Em meados da década de 80 os trabalhos começaram a envolver interpretações com base nos conceitos de cisalhamento simples. O número de trabalhos existentes favoreceu, também, o surgimento de modelos de evolução embasados na integração de dados regionais.

Hasui et al. (1984) trataram da geologia no domínio do Granito Três Córregos, entre Cerro Azul - PR - e Capão Bonito - SP. As rochas encaixantes do granitóide - gnaisses, xistos, quartzitos, anfibolitos, rochas carbonáticas e calciosilicáticas - foram em conjunto denominadas Complexo Setuva, em razão da sua estreita equivalência com a região tipo, na Antiforma do Setuva. A classificação como Complexo deveu-se à dificuldade em determinar a ordem estratigráfica, encoberta por um evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo.

Fiori (1984) dividiu os terrenos pré-cambrianos do Estado do Paraná em oito compartimentos limitados por lineamentos ou falhas transcorrentes. A atuação prolongada destas falhas colocaria níveis estratigráficos distintos em

justaposição e seria responsável pelas diferenças estratigráficas entre os compartimentos. As diferenças estruturais entre eles foram ligadas à sua rotação e basculamento diferencial. A Antiforma do Setuva e outras megaestruturas como as Sinformas de Morro Grande, Colombo e Cachoeira, segundo este autor pertencem ao Compartimento Bocaíúva do Sul - figura 7. O Compartimento, com aproximadamente 15 x 150 km, alonga-se na direção NE. Seu limite setentrional é a Zona de Falhas Lancinha; o Lineamento São João-Lamenha Grande é o seu limite meridional. Ambos são interpretados como reflexo na cobertura de falhas transcorrentes do embasamento. A SW o Compartimento é encoberto por sedimentos da Bacia do Paraná e a NE seu limite é incerto.

Fiori (1985c, 1985f) identificou várias falhas

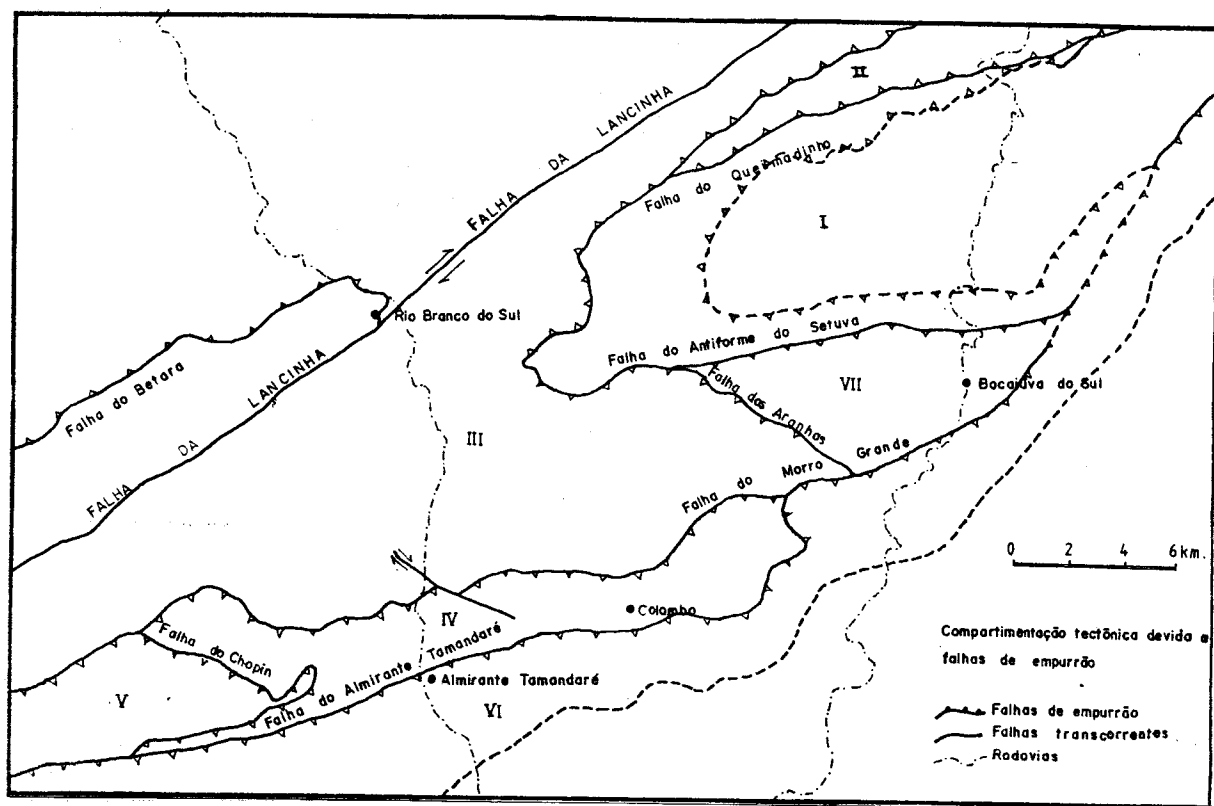


Figura 7 - Compartimento Bocaíúva do Sul com falhas de empurrão, segundo Fiori (1985c).

de empurrão no Compartimento Bocaíúva do Sul e propôs um modelo de tectônica de empurrão, com as falhas formando uma estrutura espacial do tipo duplex - figura 8 - tendo o embasamento cristalino como ante-país.

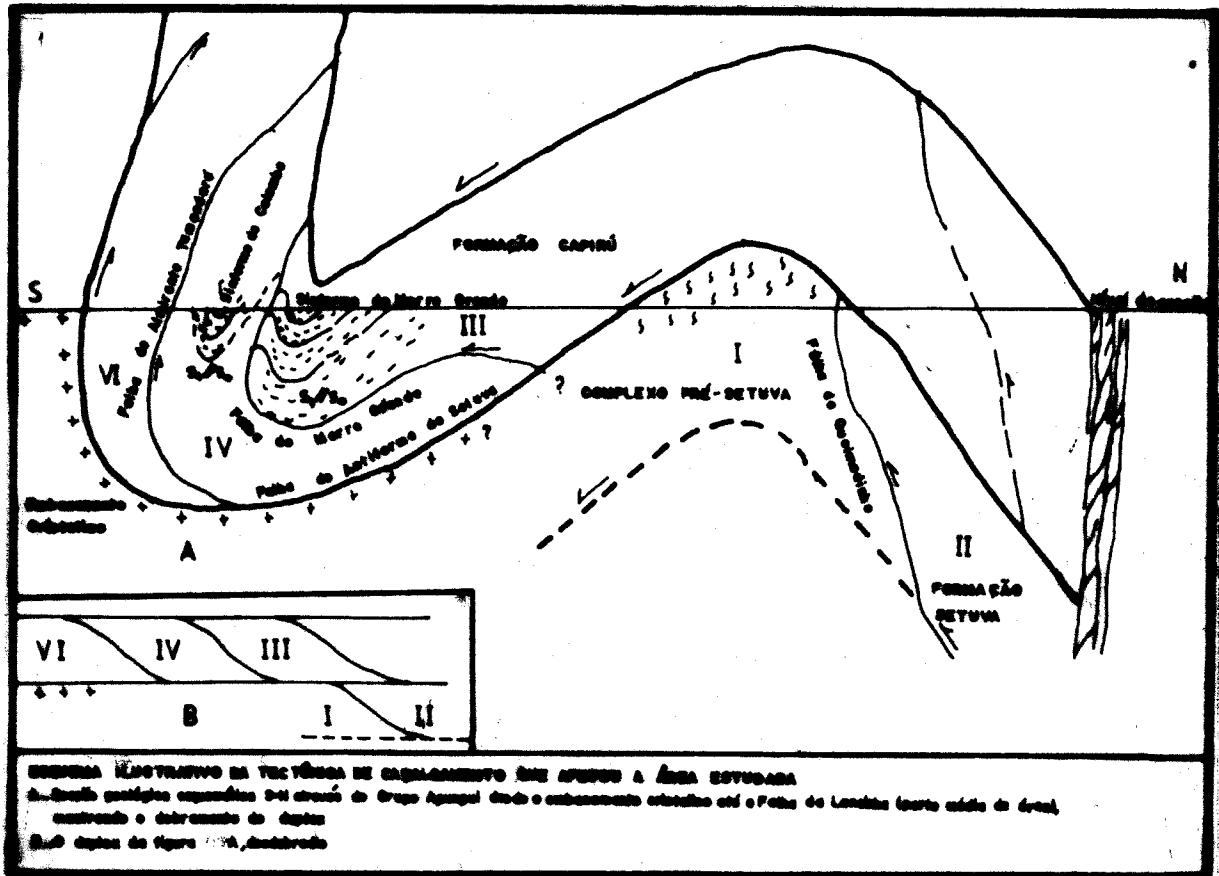


Figura 8 - Modelo de estrutura em duplex para o Compartimento Bocaíúva do Sul, segundo Fiori (1985f).

De acordo com o modelo, a evolução da área é a seguinte:

- Cavalegamentos e formação do duplex: o desenvolvimento cronológico relativo admitido para os blocos limitados pelas falhas de empurrão - horses - é indicado pela sequência de I a VII nas figuras 7 e 8. O sentido de transporte foi considerado dos quadrantes Norte para os quadrantes Sul. A Falha da Antiforma do Setuva - do tipo floor thrust -

estaria na sola de um duplex que contém a Formação Capirú. A falha de empurrão do topo do duplex, não observada na área, estaria acima do atual nível de erosão - figura B. Nesta etapa formou-se uma foliação S1, penetrativa no Compartimento.

- **Dobramentos:** formação de dobras na foliação S1. Os planos de cavalgamentos sub-horizontais adquiriram mergulhos altos e foi gerada a forma cartográfica - em C - da Falha da Antiforma do Setuva.

- **Transcorrências:** formação de grandes transcorrências, como a Falha da Lancinha, o Lineamento São João-Lamenha Grande e a Falha de Morro Agudo, dentre outras.

A área estudada na presente tese abrange partes dos blocos I, II, III e VII, representados na figura 7. Segundo Fassbinder e Fiori (1985) sua constituição é a seguinte:

- **Bloco I:** xistos e gnaisses, sendo os xistos uma tectono-facies dos gnaisses, produzida pelo intenso tectonismo havido na Falha da Antiforma do Setuva - uma zona de cisalhamento com largura média de 2.000 m.

- **Bloco II:** xistos, quartzitos e metacalcários relacionados ao Grupo Setuva.

- **Bloco III:** litologias Capirú, com predomínio de metacalcários, além de filitos e quartzitos finos.

- **Bloco VII:** litologias Capirú, com predomínio de quartzitos e filitos.

Hasui (1986) apresentou o modelo de evolução geo-

lógica mais abrangente em termos de área geográfica e tempo geológico. Englobou uma área que vai dos limites com a Bacia do Paraná - na região de Campo Largo, Abapã e Castro - até a região de Iguape, Juquiá e Pilar do Sul - SP. Denominou de Grupo Setuva um conjunto de rochas supracrustais vulcano-sedimentares que se estenderia descontinuamente desde a Antiforma do Setuva até Jacupiranga e Pariquera-Açu - SP. A evolução desta área consiste de três etapas:

- Desenvolvimento da Bacia Setuva: no Arqueano.

- Cisalhamento dúctil de baixo ângulo: no final do Arqueano, com transporte de Sul para Norte, causando o cavalgamento do Bloco Vitória (a sul do Lineamento Lancinha-Itapeuna) sobre o Bloco São Paulo (a norte do Lineamento). O Lineamento Lancinha-Itapeuna seria provavelmente a sutura do cavalgamento.

- Cisalhamento dúctil de alto ângulo: em faixas lineares, no final do Proterozóico Inferior, com a formação das falhas transcorrentes.

Tassinari (1988), em um estudo isotópico de rochas do sudeste do Estado de São Paulo - a nordeste da área enfocada por Hasui (1986) - também considerou uma estruturação em blocos alóctones. A figura 9 apresenta uma possível configuração crustal da área no fim do Pré-Cambriano, segundo o autor.

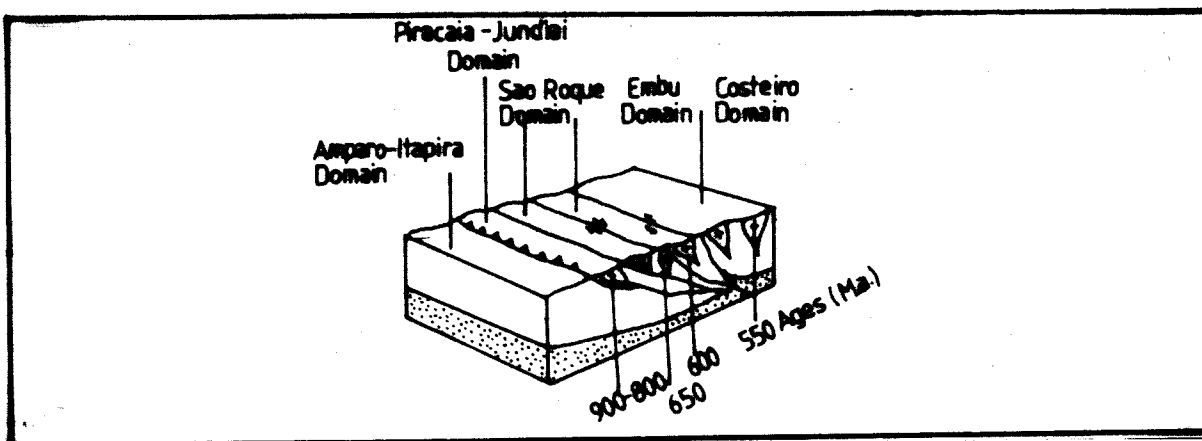


Figura 9 - Estruturação crustal pré-cambriana da região SE do Estado de São Paulo, segundo Tassinari (1988).

2.6 - Quadros Comparativos

Visando condensar os dados apresentados neste capítulo e permitir a sua correlação, a seguir são apresentados alguns quadros comparativos.

A figura 10 resume as propostas de empilhamento e relações entre unidades. Como se observa, não há consenso. Um bom exemplo das dificuldades para a definição das relações estratigráficas é o caso da Formação Água Clara. Ela já foi considerada no topo do Grupo Açungui, lado a lado com as demais formações do Grupo, na base ou como embasamento do Grupo Açungui, pertencendo ao Grupo Setuva.

Com relação às unidades Setuva e Pré-Setuva, observa-se que já receberam as mais diversas classificações litostratigráficas. As classificações estão melhor representadas

na figura 11. Geralmente as rochas do núcleo da Antiforma do Setuva têm sido englobadas em um Complexo e as da borda em uma Formação, com nomes diversos. As variações existentes já parecem próximas de um fim, no entanto não deve ser desprezado o poder de imaginação dos autores dos próximos trabalhos.

Existem relações entre as denominações litoestratigráficas e os nomes dados às rochas da região da Antiforma do Setuva. Como se observa na figura 12, as rochas do núcleo da Antiforma têm recebido denominações como gnaisses, migmatitos ou granitos de anatexia, advindo daí, algumas vezes, interpretações genéticas que influenciam os modelos sobre a evolução geológica da região.

Ebert (1971) trouxe comentários muito interessantes sobre a classificação de Jung e Roques (1952), que foi utilizada para as rochas do núcleo da Antiforma do Setuva. Segundo essa classificação, os granitos podem ser considerados como migmatitos homogêneos. Assim, o sentido do termo migmatito em trabalhos da década de 60 é diferente daquele que o termo tem atualmente.

Também ocorreram modificações, ao longo dos anos, com o significado dado aos termos filitos e xistos para designar rochas do Grupo Açungui. A este respeito existem comentários em Marini (1970, p. 28 a 31).

Uma outra questão não definida é a localização geográfica do limite Pré-Setuva - Setuva. A figura 13 é baseada em um perfil apresentado por Ebert (1971), feito ao longo da BR-476 na região de Santana, no flanco norte da Antiforma. Dados de outros autores plotados neste mesmo perfil mostram variações quilométricas quanto ao local do contato.

NÚCLEO	BORDA	
FORMAÇÃO SETUVA		BIGARELLA E SALAMUNI (1956-1958)
"PRÉ - SETUVA "	"SETUVA "	EBERT (1971)
GRUPO SETUVA		POPP et al. (1979)
FORMAÇÃO MEIA-LUA	FORMAÇÃO BETARA	
COMPLEXO PRÉ - SETUVA	FORMAÇÃO SETUVA	SCHÖLL et al. (1980)
COMPLEXO PRÉ - SETUVA	GRUPO SETUVA	FRITZSONS Jr. et al. (1982)
	Fm. PERAU	
EMBASAMENTO Migmatítico	GRUPO AÇUNGUI	SCHÖLL et al. (1982)
	Fm. SETUVA	
COMPLEXO SETUVA		HASUI et al. (1984)
COMPLEXO COSTEIRO	GRUPO SETUVA	HASUI (1986)

Figura 11 - Quadro com as classificações litoestratigráficas proposta para as rochas da Antiforma do Setuva.

NÚCLEO	GRANITO PÓRFIRO INTRUSIVO , GNAISSES	SERICITA-QUARTZITOS, QUARTZITOS , FILITOS	BIGARELLA E SALAMUNI (1956)
	MIGMATITOS HOMOGÊNEOS TIPO "AUGEN"		SALAMUNI E BIGARELLA (1967)
	GNAISSES	BIOTITA - XISTOS , QUARTZITOS	MARINI et al. (1967)
	ORTO E PARAGNAISSES	MICAXISTOS , QUARTZITOS	EBERT (1971)
	MIGMATITOS , GRANITOS DE ANATEXIA , PARAGNAISSES		SCHÖLL et al. (1980)
	MIGMATITOS , GRANITOS DE ANA- TEXIA, PARAGNAISSES "AUGEN" GNAISSES	XISTOS, METACHERTS	SCHÖLL et al. (1982)
BORDA			

Figura 12 - Quadro com as denominações adotadas para as rochas do núcleo e da borda da Antiforma do Setuva.

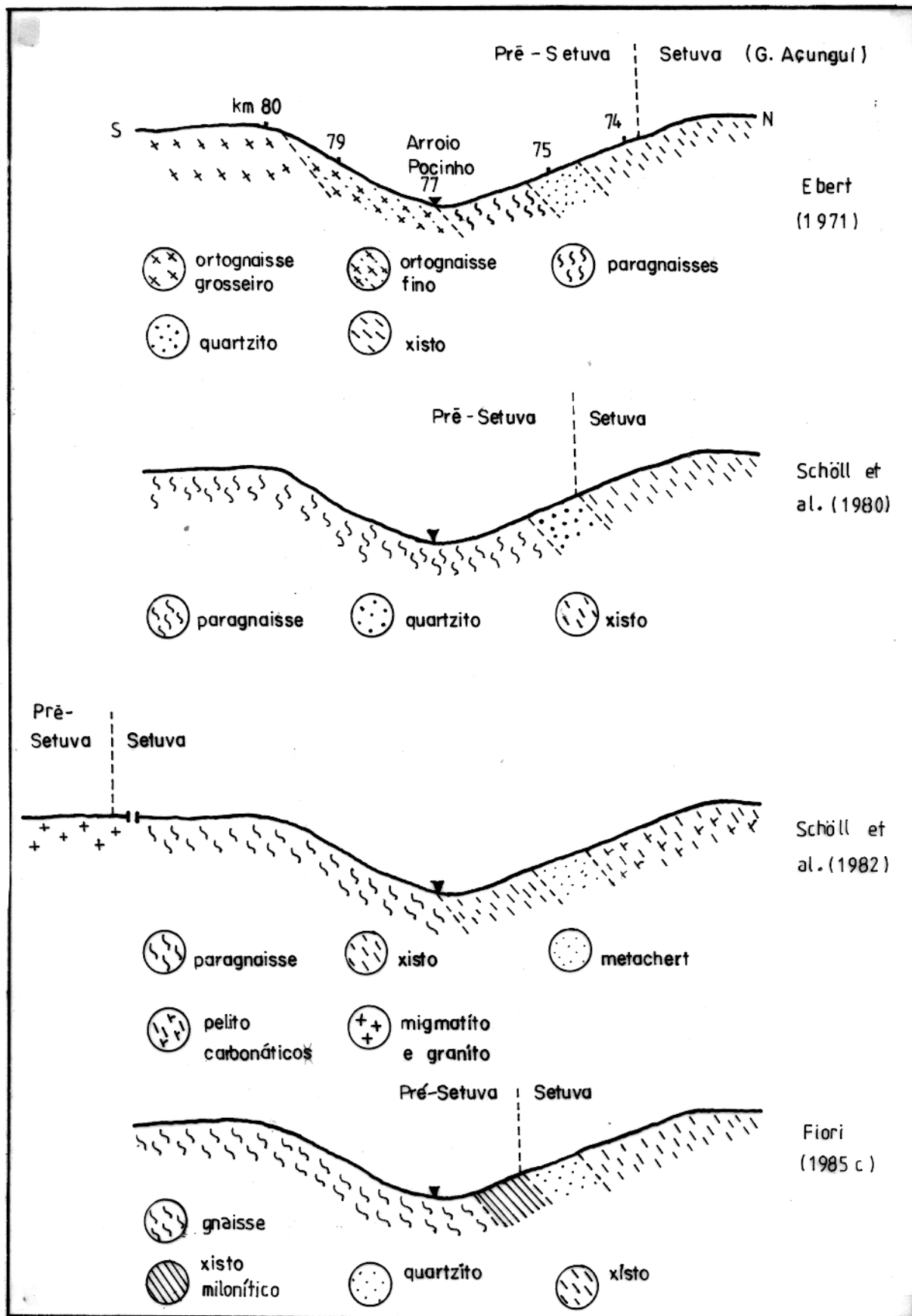


Figura 13 - Posição geográfica do limite Pré-Setuva - Setuva, segundo vários autores.

Este capítulo reflete dois pontos importantes que devem ser considerados quando se analisam as idéias existentes sobre o quadro geológico regional:

- os autores que trabalharam na região deram ênfase a determinados aspectos da geologia, conforme as suas especialidades e os seus objetivos (mapeamento básico, geologia econômica, etc):

- os trabalhos acumulados em mais de um século em que a região vem sendo estudada cobrem um longo tempo da geologia como ciência, e refletem os dogmas geológicos da época em que foram elaborados.

"...a diversidade de nossas opiniões não provém do fato de serem uns mais racionais do que outros, mas somente de conduzirmos nossos pensamentos por vias diversas e não considerarmos as mesmas coisas".

3 - CONCEITOS E DEFINIÇÕES

Neste capítulo são apresentados os principais termos e conceitos empregados nas discussões sobre a área mapeada. Eles referem-se à tensão, deformação e rochas miloníticas.

3.1 - Tensão e Deformação

Tensão(stress): é relacionada a um sistema triaxial onde os eixos de tensão máxima, intermediária e mínima são notados respectivamente σ_1 , σ_2 e σ_3 - figura 14.

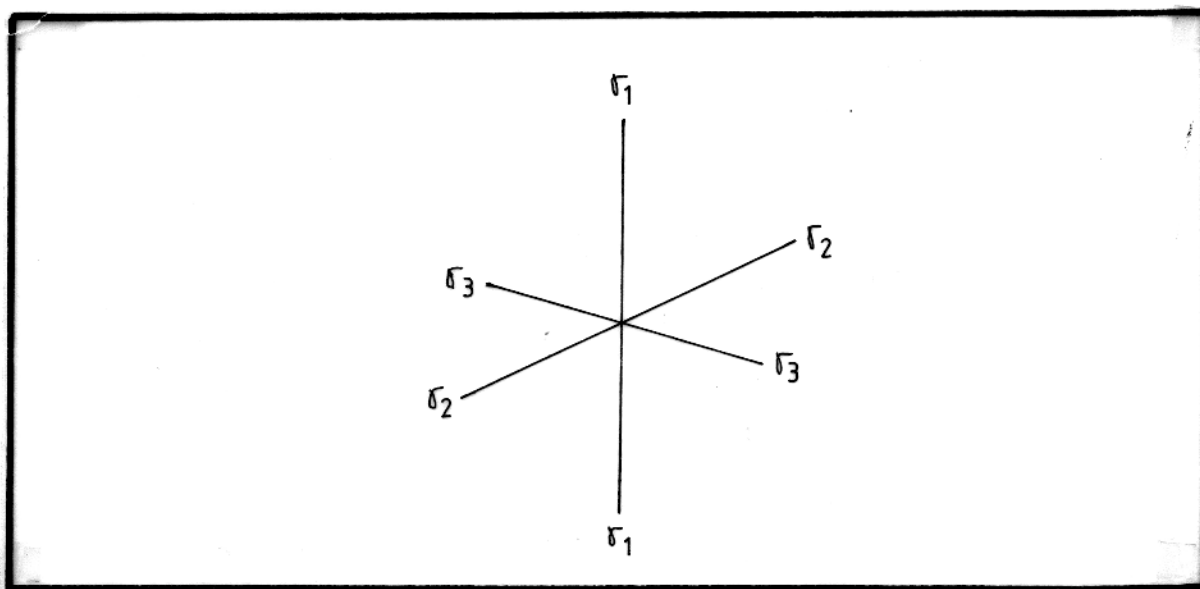


Figura 14 - Eixos de esforços principais. $\sigma_1 \gg \sigma_2 \gg \sigma_3$.

Deformação(strain): o termo refere-se às mudanças de forma, posição, volume e atitude sofridas por um corpo.

A deformação é homogênea (Hobbs et al., 1976) quando se distribui igualmente por todas as partes de um corpo; caso contrário é heterogênea - figura 15.

Em relação aos deslocamentos relativos dos pontos internos de um corpo, a deformação pode ser contínua, quando o corpo não perde a coesão ou descontínua, quando o corpo sofre ruptura - figura 15.

Como a noção de homogeneidade está ligada à noção de escala, uma deformação heterogênea pode ser mais convenientemente estudada se for dividida em domínios homogêneos menores - figura 15.

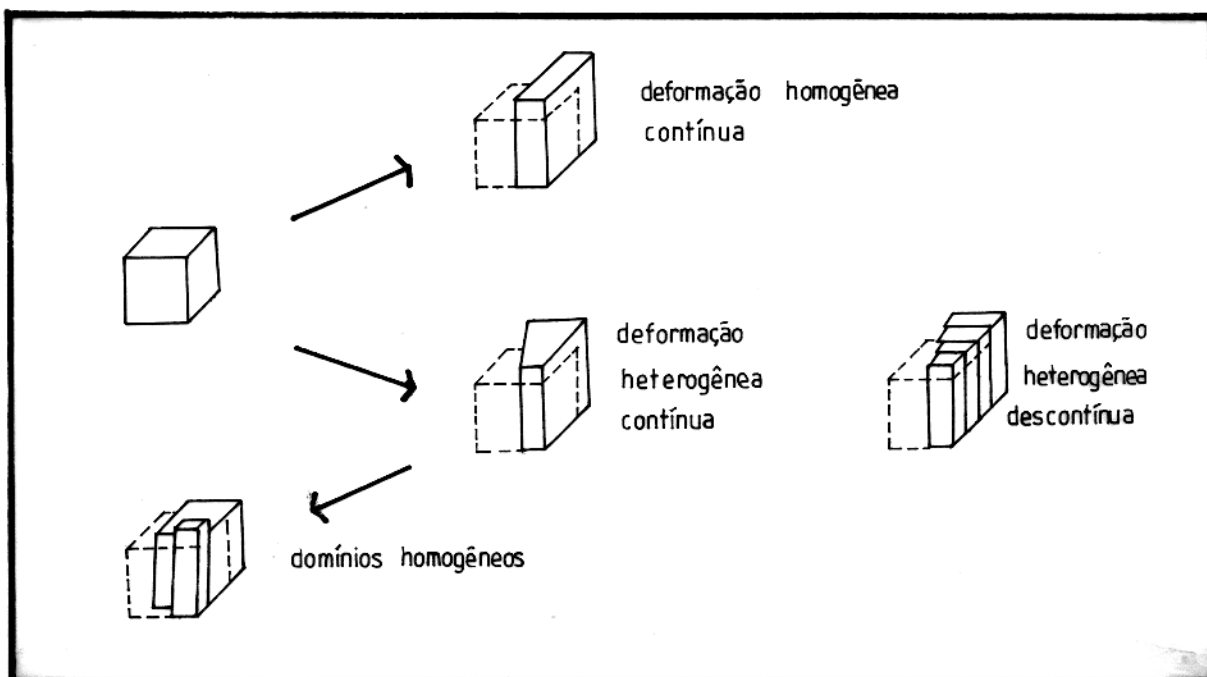


Figura 15 - Deformação homogênea contínua, heterogênea contínua e descontínua e domínios homogêneos. Baseada em Vialon, Ruhland e Grollier (1976).

O termo deformação progressiva compreende uma seqüência de estados de deformação - figura 16 - desde o estado não deformado até o estado deformado final (Means, 1976). O

estado final de deformação é denominado deformação finita (Ramsay, 1967).

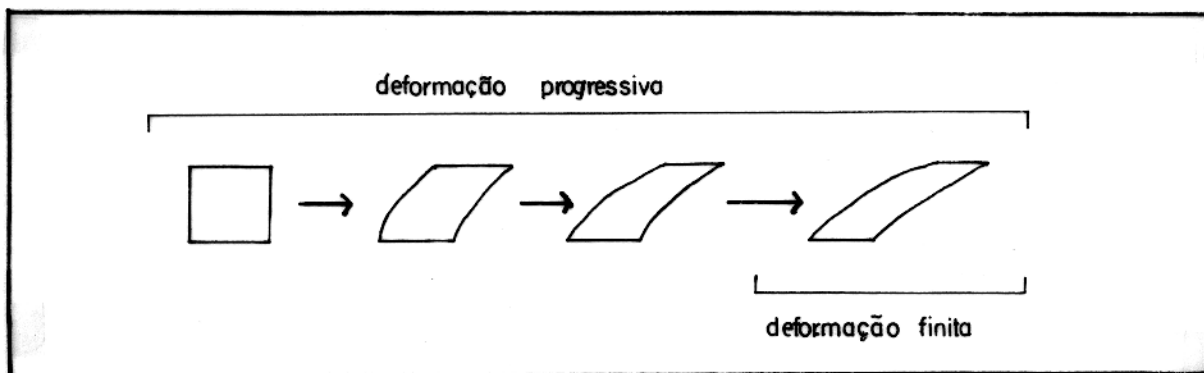


Figura 16 - Deformação progressiva e deformação finita.

A deformação é analisada segundo um sistema de eixos triortogonais. Os eixos principais do elipsóide de deformação finita são notados X, Y e Z - figura 17. A elongação máxima é relacionada ao eixo X.

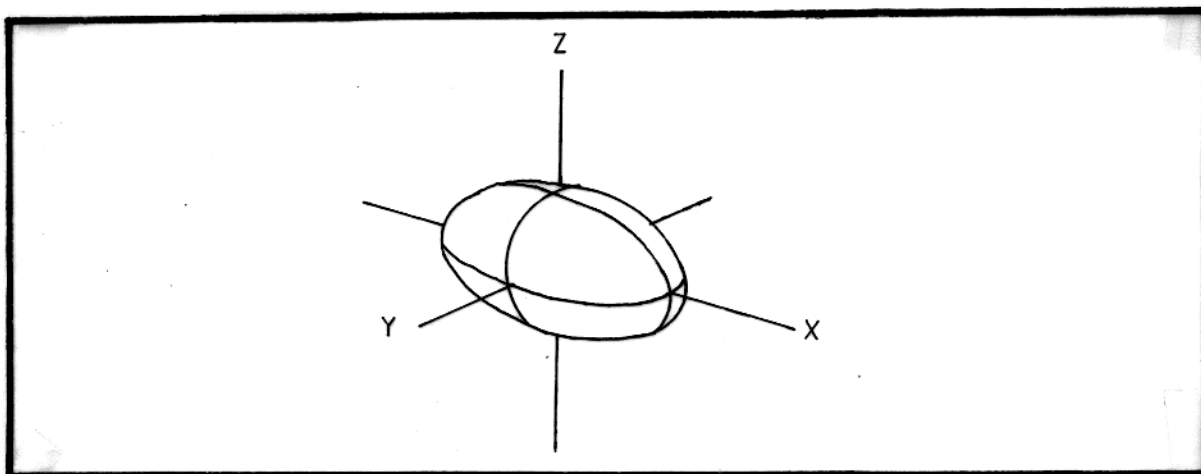


Figura 17 - Elipsóide de deformação finita. $X \gg Y \gg Z$.

Estágios principais de uma deformação homogênea podem ser relacionados a um elipsóide incremental, que representa um dado instante da deformação (Means, 1976).

A deformação progressiva é coaxial quando os

eixos do elipsóide incremental permanecem paralelos aos eixos do elipsóide de deformação finita - figura 18a. Quando o paralelismo não se verifica - figura 18b - a deformação progressiva é não coaxial (Means, 1976).

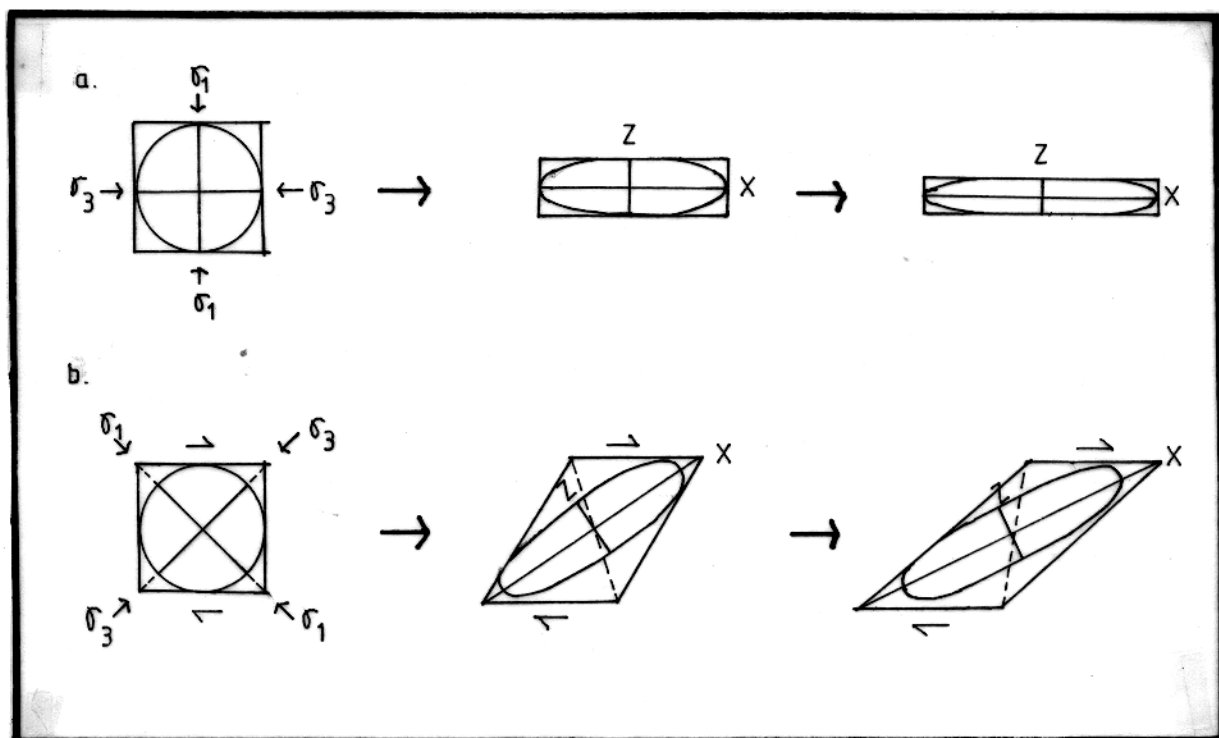


Figura 18 - Regimes de deformação: a- deformação progressiva coaxial (cisalhamento puro); b- deformação progressiva não coaxial (cisalhamento simples). Projeção em plano perpendicular a σ_2 e ao eixo Y.

O processo de deformação progressiva coaxial é denominado cisalhamento puro ou não-rotacional e o processo de deformação progressiva não coaxial é denominado cisalhamento simples ou rotacional.

Conforme Ramsay (1980) os elementos geométricos utilizados para caracterizar o cisalhamento simples - indicados na figura 19 - são:

- Ψ : cisalhamento angular,
- $\gamma = \text{tang } \Psi$: deformação de cisalhamento,
- a : espessura da zona cisalhada,
- $d = \gamma.a$: deslocamento paralelo ao eixo X (re-

jeito).

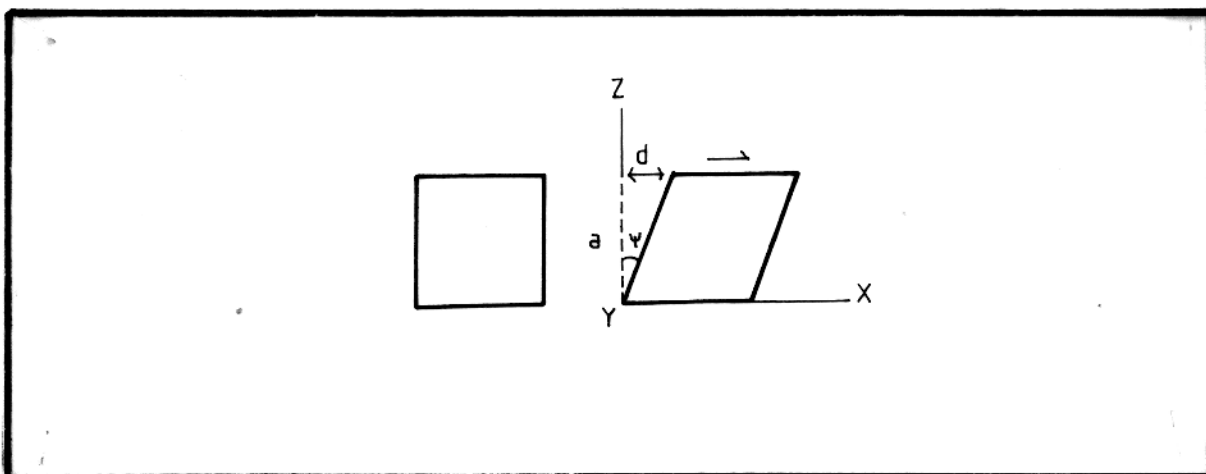


Figura 19 - Elementos geométricos do cisalhamento simples, segundo Ramsay (1980).

3.2 - Rochas Miloníticas

Milonitos foram descritos em 1885 por Charles Lapworth na "Moine Thrust Zone", no norte da Escócia (Mawer, 1986). Considerava-se que eram o produto da moagem e quebramento de rochas em zonas de deformação intensa. A idéia permaneceu por quase um século, até que Bell e Etheridge (1973) mostraram que os milonitos - inclusive aqueles descritos por Lapworth - são formados por processos essencialmente plásticos. A partir de então, trabalhos experimentais sobre deformação em escala de

grão têm mostrado que os mecanismos de deformação estão associados às condições crustais (Tullis et al., 1982).

O rápido avanço no conhecimento dos mecanismos de deformação trouxe problemas de terminologia. O epíteto milonito foi usado para tipos diferentes de rochas, formadas por diferentes processos. As mais aceitas tentativas de ordenação foram as classificações de Higgins (1971), Sibson (1977) e Wise et al. (1984). A classificação de Higgins (op. cit.) é baseada no conceito de moagem e quebramento; a de Sibson (op. cit.) relaciona mecanismos de deformação, tipos de rochas produzidos e profundidades na crosta; a de Wise et al. (op. cit.) correlaciona as rochas com taxas de deformação e recuperação.

A definição de rochas miloníticas utilizada aqui é baseada nas definições de Tullis et al. (1982) e Mawer (1986), que provêm critérios para o reconhecimento nas várias escalas em que se trabalhou na área da Antiforma do Setuva. Ela abrange os seguintes pontos:

- São rochas foliadas e geralmente lineadas desenvolvidas sob deformação dúctil - embora alguns minerais ao se deformarem tenham comportamento frágil - cujos grãos sofreram redução no tamanho e desenvolveram tramas cristalográficas com orientação preferencial.

- São mais deformadas que as rochas que as rodeiam e ocorrem em zonas de cisalhamento - em escalas que podem variar de microscópicas a quilométricas - planares e alongadas, ao longo das quais um bloco de rochas deslocou-se em relação a outro.

- Entre as feições diagnósticas que podem conter

estão pórfiros deformados ou rotacionados, quartzos fitados, estruturas S-C, sombras de pressão e caudas assimétricas em porfiroclastos.

Fica subentendida na definição a necessidade de ser conhecido o protolito das rochas miloníticas, ou seja, é necessário o controle de campo ou em lâminas da transição desde a rocha menos deformada até a rocha milonítica.

A classificação é feita com base na proporção matriz/fragmentos, de acordo com Sibson (1977):

- protomilonitos: 10 a 50% de matriz
- milonitos: 50 a 90% de matriz
- ultramilonitos: 90 a 100% de matriz

Esses termos, utilizados anteriormente por Spry (1969) e Higgins (1971), estão arraigados na literatura. Para evitar ambiguidade, utiliza-se aqui o termo rochas miloníticas para referências genéricas, e o termo milonitos apenas para o tipo de rocha com 50 a 90% de matriz. Wise et al. (1984) tentaram resolver este problema substituindo o termo milonitos por ortomilonitos, que infelizmente dá a idéia de que se trata de uma rocha cujo protolito é ígneo.

O termo rocha cataclástica designa rochas que sofreram deformação essencialmente rúptil.

4 - GEOLOGIA DA ÁREA

Neste capítulo é feita a delimitação geográfica dos domínios da área, são descritos os seus aspectos litológicos e por fim os seus aspectos estruturais.

4.1 - Domínios Litoestruturais

Com base em suas características litoestruturais, a área mapeada pode ser dividida em três domínios - figura 20:

- Domínio I: contém rochas do núcleo da Antiforma do Setuva. É limitado a norte pelo Rio Santana, a oeste pelo Rio Grande da Laura e pelo Arroio Massaroca; o limite sul é marcado por uma crista de quartzitos com orientação E-W.

- Domínio II: tem uma forma em C e envolve o Domínio I. Contém rochas da borda da Antiforma.

- Domínio III: envolve o Domínio II e estende-se aos limites da área mapeada. Seu contato com o Domínio II é marcado a norte por uma crista de quartzitos da Serra de Santana, que se alonga entre Queimadinho e Santana de Baixo. A oeste o contato é marcado por uma quebra no relevo: o Domínio III tem menores altitudes e relevo muito menos íngreme do que o Domínio II. O contato com a porção sul do Domínio II segue trechos dos Arroios Roncador e Água Clara e em parte é marcado por cristas de quartzitos.

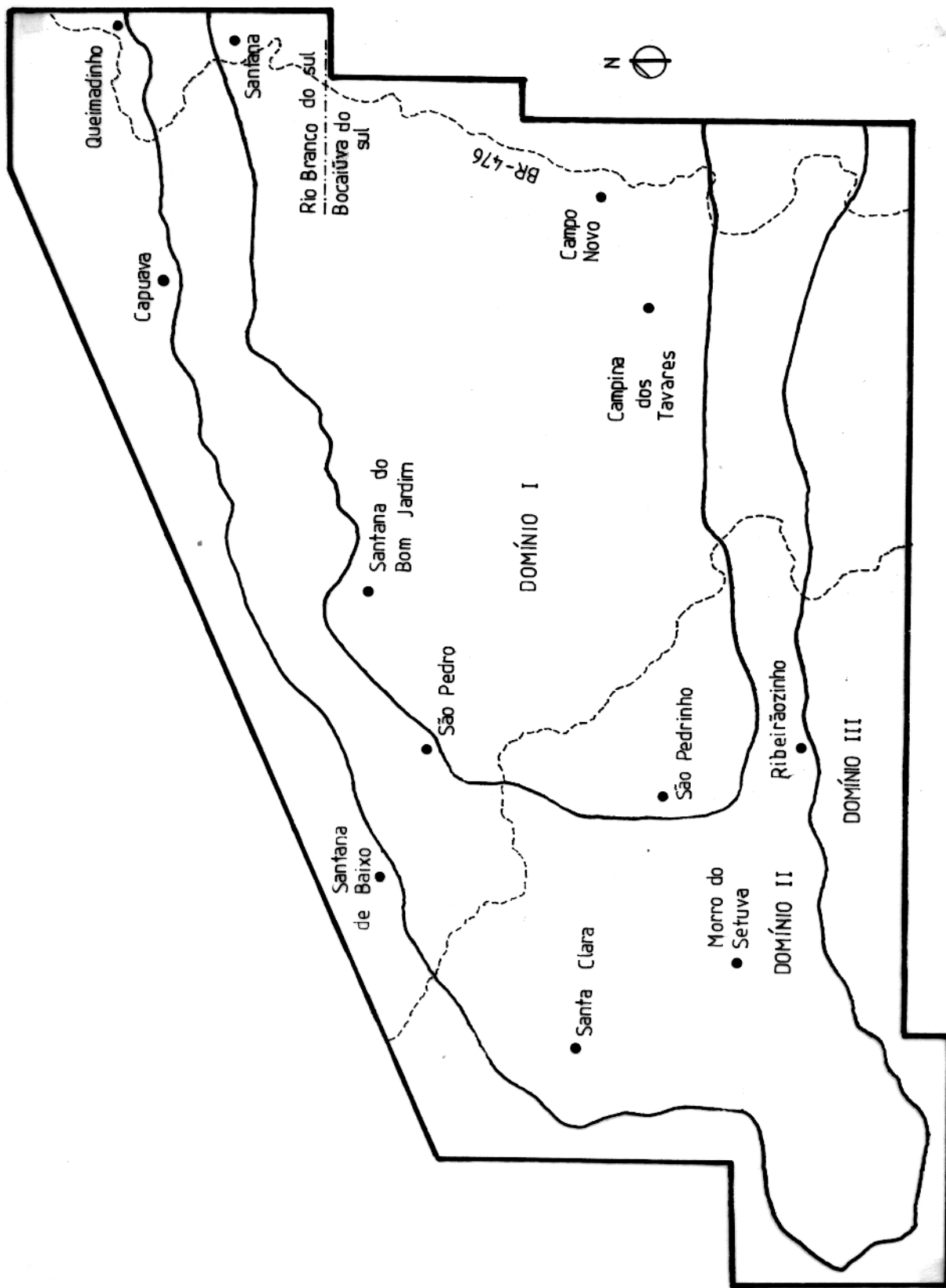


Figura 20 - Domínios da área e localidades citadas no texto.

4.2 - Aspectos Litológicos

A descrição das rochas tem base em observações meso e microscópicas.

4.2.1 - Domínio I

O Domínio I é composto por gnaisses bandados, granito-gnaisses, quartzitos e xistos.

4.2.1.1 - Granito-Gnaisses

São rochas de cor cinza a rósea com granulação fina a grossa. Os granito-gnaisses apresentam uma ampla variação composicional e textural.

No geral, são identificadas porções monzoníticas, graníticas (s.s.) e graníticas alcali-feldspáticas (Streckeisen, 1976). Compõem-se de quartzo (20 a 50%), feldspato alcalino (5 a 55%), plagioclásios com An 5 a An 16 (5 a 25%), biotita (5 a 20%) e mica branca (5 a 20%). Os acessórios são epidoto, zircão, apatita, titanita, alanita (ortita) e opacos. Os minerais de alteração consistem em epidoto, calcita, sericita, argilo

minerais, mica branca e clorita. É possível estabelecer as seguintes origens para os minerais de alteração:

plagioclásios --> epídoto - calcita - apatita -
sericita

feldspato potássico --> argilo minerais -
mica branca

biotita --> clorita

alanita --> epídoto (pistacita)

A textura que predomina é a porfiroclástica. Localmente é granoblástica, granoporfiroblástica ou lepidoporfiroblástica. A alteração é intensa, mas existem afloramentos de rochas fresca. Dependendo da granulação, no campo podem ser separados dois tipos principais:

- Granito-gnaisses grossos: têm granulação até 7 cm e deformação muito heterogênea - figura 21.



Figura 21 - Fotografia de granito-gnaisse grosso do Domínio I.

- Granito-gnaisses finos: tipos com granulação fina a média, equigranulares, mesoscopicamente com aspecto isotrópico - figura 22.

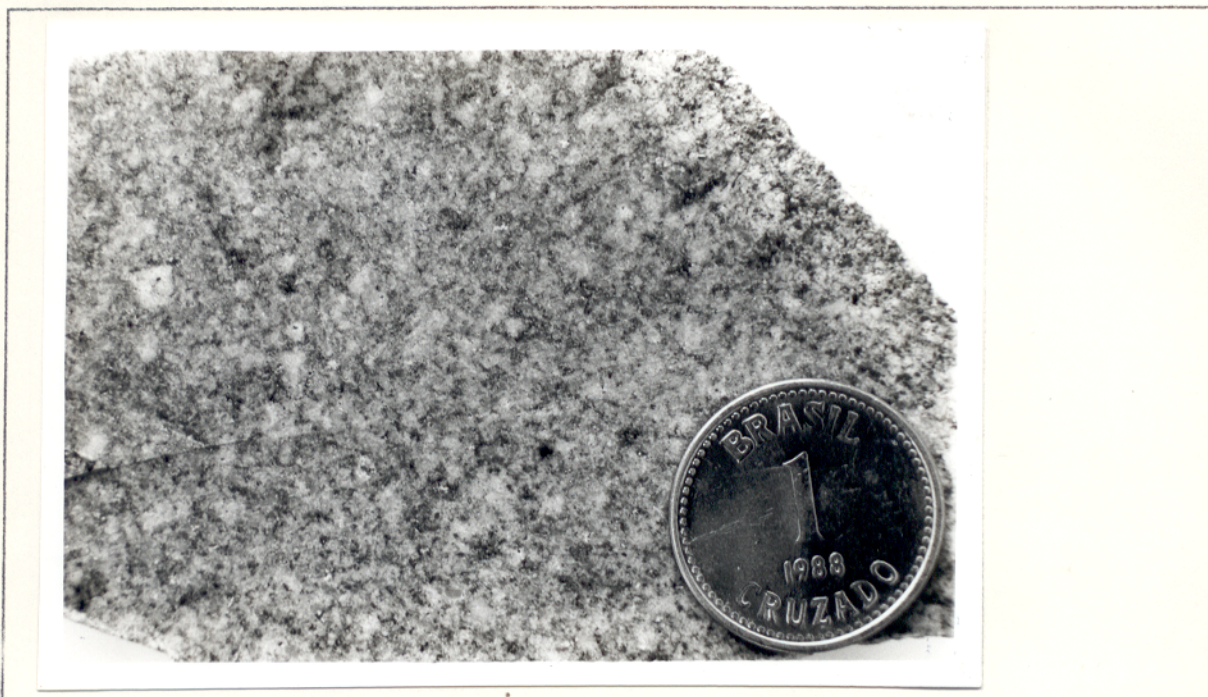


Figura 22 - Fotografia de granito-gnaisse fino do Domínio I.

Na Campina dos Tavares, próximo da represa do Rio Capivari, há bons afloramentos de granito-gnaisses grossos, bastante deformados, e de granito-gnaisses finos. Os melhores afloramentos de granito-gnaisses grossos estão localizados próximos da BR-476, na divisa entre os Municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul^{*}. Afloramentos razoáveis são encontrados na localidade de São Pedro, entre o Rio São Pedro e o Rio Grande da Laura.

No Córrego da Serra, no limite centro-leste do Domínio I ocorrem blocos de rocha bandada de cor cinza e gra-

* Aí localiza-se uma pedreira abandonada - anteriormente lavrada pela empresa Irmãos Bahl, de Curitiba - de onde foram retiradas as pedras que revestem a fachada do Auditório da Reitoria da UFPR. Esta fachada constitui-se na melhor exposição - "alóctone" - dos granito-gnaisses do Domínio I.

nulação fina. Não são visíveis relações de contato com os granito-gnaisses, mas os blocos parecem engolfados por eles.

4.2.1.2 - Gnaisses-Bandados

Os melhores afloramentos de gnaisses bandados estão ao longo da BR-476 na região de Campo Novo, mais ou menos 5 km, em linha reta, ao norte de Bocalúva do Sul. Também há boas exposições na parte sudoeste do Domínio, às margens do Arroio Massaroca. Seu elevado grau de alteração não favorece a confecção de lâminas delgadas. O termo, portanto, é uma denominação apenas de campo.

O aspecto bandado é a sua principal característica. As bandas têm cores, espessuras e composições variadas. As cores podem ser branco, preto, amarelo, vermelho, roxo ou ocre. As espessuras variam entre 1 e 50 cm. Os minerais visíveis a olho nú são micas e quartzo com granulação fina a média. As bandas mais quartzosas não ultrapassam 10 cm de espessura. Os afloramentos de gnaisses bandados comumente têm veios de quartzo com espessuras centimétricas a decimétricas, deformados, concordantes ou não com o bandamento.

Em muitos dos afloramentos observados os gnaisses bandados têm intercalações lenticulares ou tabulares de material granítico de cor branca ou rósea com espessuras de até 30 cm - figura 23. Distinguem-se quartzo, feldspatos e micas entre os seus constituintes.

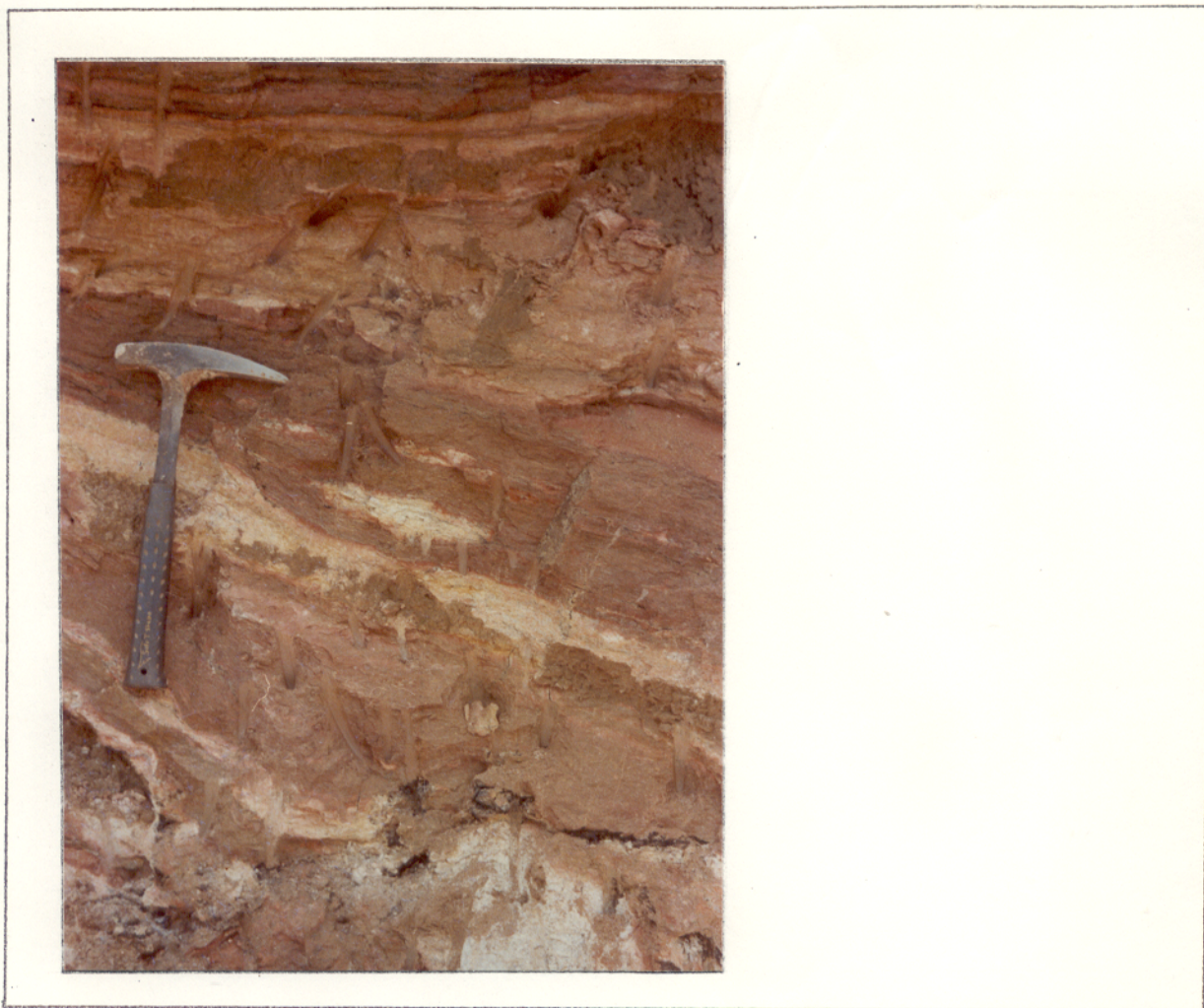


Figura 23 - Fotografia de gnaissse bandado do Domínio I com intercalações graníticas.

A granulação das intercalações varia de fina a grossa. Quando a granulação é grossa podem haver estruturas ocelares formadas por pórfiros de feldspatos. A alteração das intercalações resulta em material argiloso. As intercalações graníticas mais espessas podem ter xenólitos - 5 a 10 cm - de gnaissse bandado.

A foliação observada nos gnaisses bandados, paralela ao bandamento, também pode aparecer nas intercalações graníticas. Há desde intercalações pouco ou nada foliadas até as muito foliadas - figura 24.

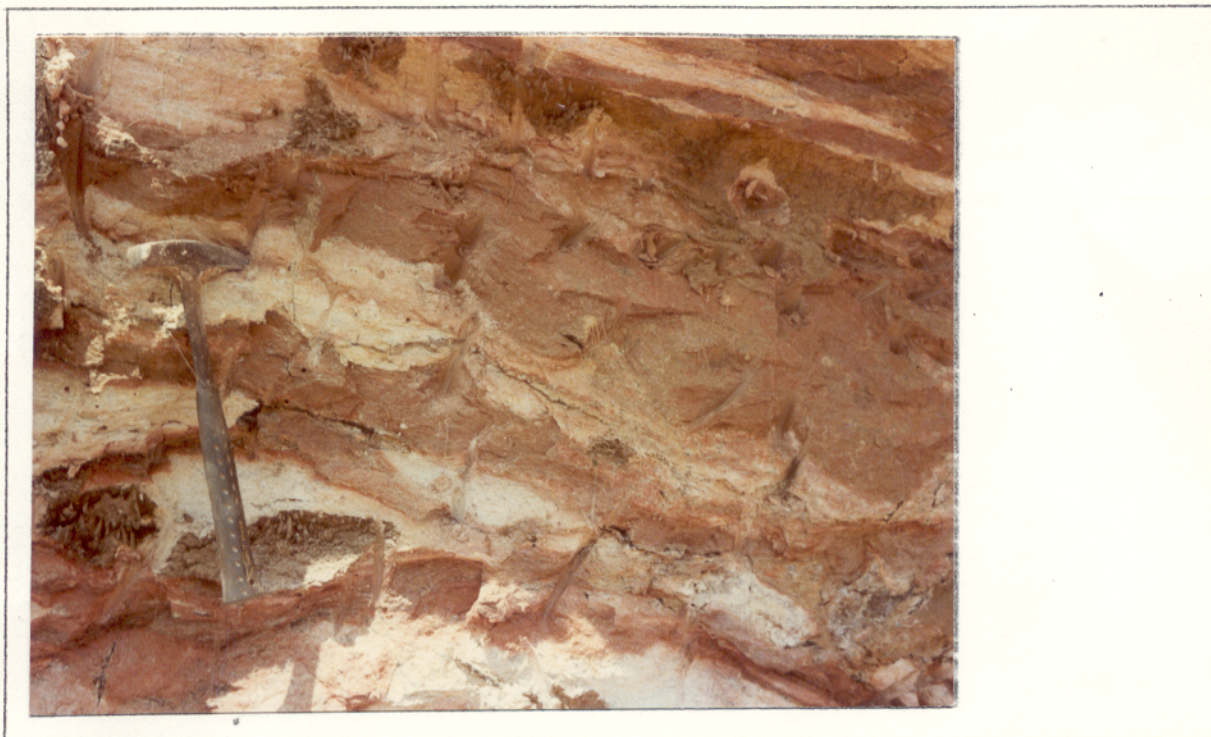


Figura 24 - Fotografia de gnaiss bandado do Domínio I com intercalações graníticas foliadas.

4.2.1.3 - Quartzitos e xistos

Quartzitos e xistos são encontrados alterados, em intercalações plurimétricas nas demais rochas do Domínio I. As intercalações podem ser tabulares ou lenticulares.

Os xistos são de coloração cinza ou marrom. A sua composição inclui mica branca, quartzo (5 a 40%) e turmalina (10%), com zircão, epidoto e alanita como acessórios. A granulação é fina a média. Sua textura é lepidoblástica. Localmente, ocelos de turmalina e quartzo são moldados por mica branca. Os quartzitos podem ser foliados ou maciços, de cor cinza, amarelo, branco ou rosado. São de granulação fina a

média; neste último caso, mal selecionados. Alguns grãos de quartzo são hialinos.

Em lâminas delgadas podem ser individualizados quartzitos puros e mica-quartzitos.

Os quartzitos puros são inequigranulares, com cristais finos (0.05 mm) a grossos (até 2 mm). Sua textura é granoblástica, localmente em moldura.

Os mica-quartzitos são inequigranulares, com granulação fina (0.05 mm) a grossa (até 6 mm). São compostos por quartzo (50 a 90%) e mica branca (10 a 40%) tendo como acessórios epidoto, apatita, zircão e opacos. Em algumas lâminas a turmalina atinge 10%, em outras são os opacos que atingem esta porcentagem. Sua textura é granolepidoblástica - figura 25 - a lepidoblástica, com o quartzo sendo moldado pela mica branca. Localmente a textura é em moldura.

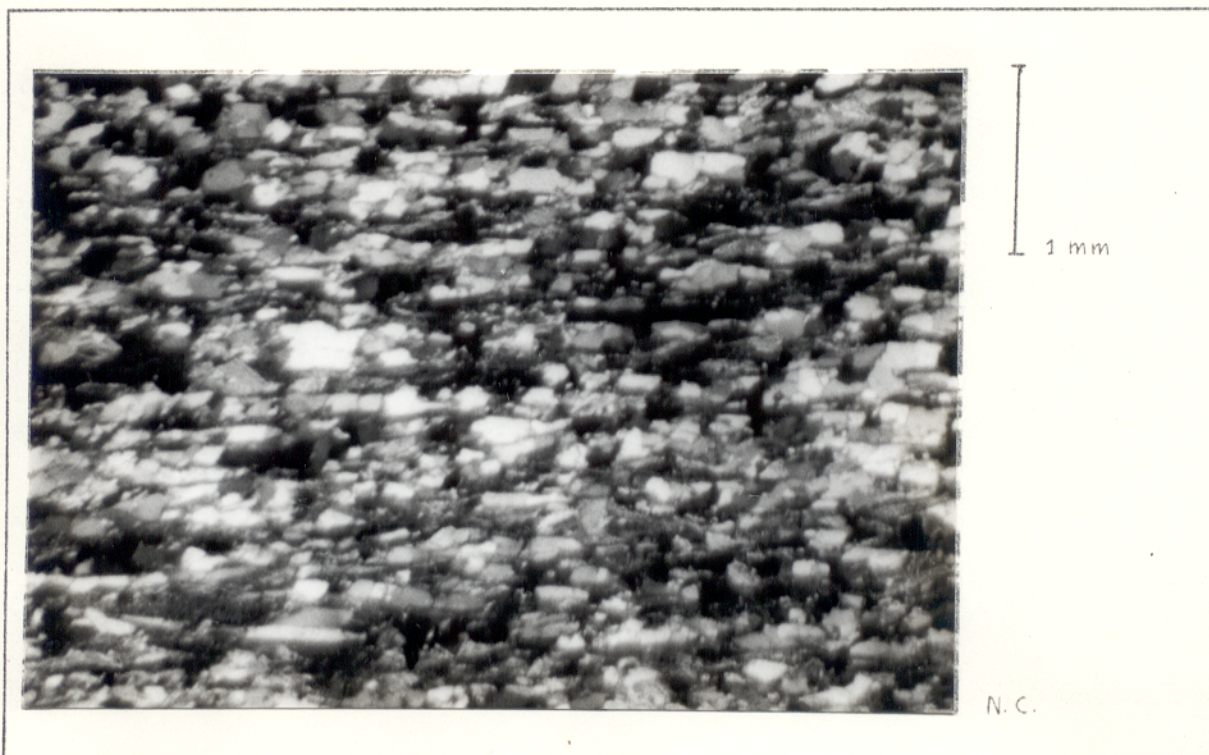


Figura 25 - Fotomicrografia de mica-quartzito com opacos do Domínio I, evidenciando a textura granolepidoblástica.

Nos xistos e quartzitos identificam-se dois tipos de cristais de mica branca: lamelas finas, subédricas e lamelas maiores, subédricas a euédricas.

4.2.2 - Domínio II

O Domínio II é formado por rochas mesoscopicamente definidas como xistos e de modo subordinado por quartzitos. Granito-gnaisses têm ocorrência bastante restrita.

4.2.2.1 - Xistos

Os xistos têm coloração cinza a preta. Quando alterados são de cor cinza, marrom, amarela ou ocre. Os tipos alterados predominam. Sua xistosidade, pronunciada, é marcada por micrólitos quartzosos e micrólitos micáceos. São frequentes intercalações decimétricas a métricas de tipos mais finamente foliados, com aspecto de filitos.

Os xistos são formados por mica branca (5 a 40%), quartzo (30 a 40%), epidoto (5 a 20%) e turmalina (0 a 5%). Localmente aparece feldspato potássico (0 a 30%). Os minerais acessórios são zircão, opacos, apatita e plagioclásio. A sericita (até 30%) é o principal mineral de alteração.

Biotita pode ocorrer nas bordas dos cristais de mica branca.

A granulação dos xistos é média a grossa, predominando cristais com tamanhos por volta de 0.2 mm. A textura é lepidoblástica heterogranular - figura 26 - marcada por cristais de quartzo, micas, turmalina e epidoto com granulação bimodal.



Figura 26 - Fotomicrografia de xisto do Domínio II, formado essencialmente por mica branca e quartzo. Aspecto da textura lepidoblástica heterogranular.

Os cristais de feldspato potássico que ocorrem localmente são distintos daqueles dos granito-gnaisses (do Domínio I e deste): apresentam inclusões de quartzo e turmalina e raramente têm maclas. A alteração para argilo minerais é freqüente, quase sempre no núcleo dos cristais.

As melhores amostras de xistos são obtidas nas drenagens. Na parte norte do Domínio II há bons afloramentos em cachoeiras, nos afluentes da margem direita do Rio Santana -

que corre de E para W. Na região de Santana há um bom afloramento próximo da ponte da BR-476 sobre o Arroio Pocinho.

4.2.2.2 - Quartzitos

Os corpos de quartzitos, com espessuras métricas a decamétricas, são de ocorrência restrita no Domínio II. Estão interpostos nos xistos e a gradação de um tipo para o outro pode ser observada em afloramentos.

Os quartzitos têm cor branca, amarela ou cinza. Sua granulação é fina (0.07 mm) a grossa (0.7 mm). São foliados. Além do quartzo (até 100%) há sericita, localmente espectralarita, zircão, turmalina e opacos. A textura é granoblástica heterogranular - figura 27. Os cristais de quartzo são anédricos.

Os melhores afloramentos de quartzitos estão do lado Norte do Domínio II, sendo o mais interessante, aquele localizado ao lado da escola de Santana, junto ao rio de mesmo nome. Na porção oeste do Domínio, xistos e quartzitos em bons afloramentos existem ao longo do Rio Grande da Laura e, mais a norte, na região entre Santa Clara e São Pedrinho.

O lado sul do Domínio II é pobre em afloramentos; destaca-se aí apenas a crista de quartzitos que marca o limite com o Domínio I.

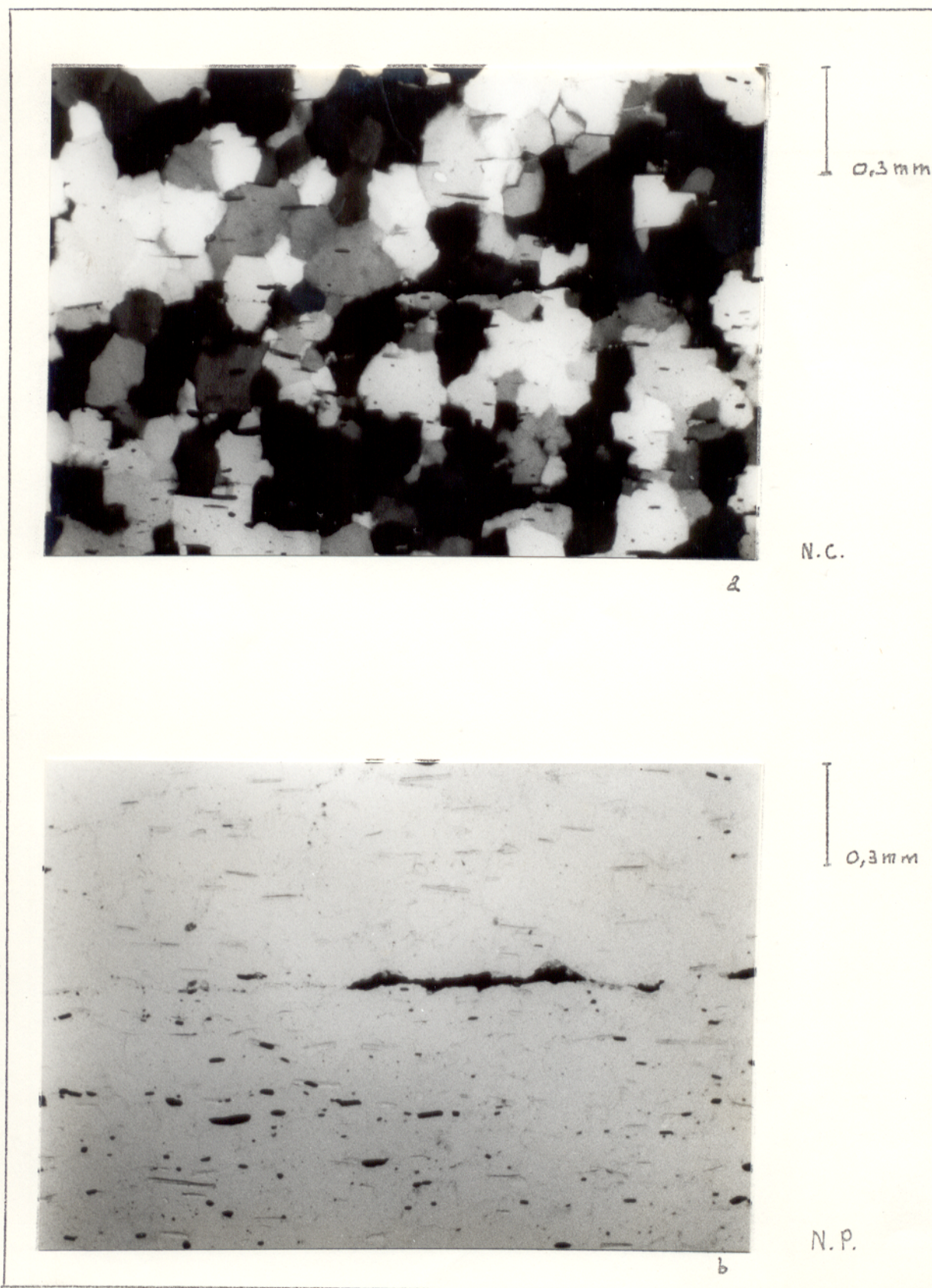


Figura 27 - Fotomicrografias de quartzito do Domínio II, com quartzo, sericita e opacos. Aspecto da textura granoblástica heterogranular (a) e da orientação dos opacos (b).

4.2.2.3 - Granito-Gnaisses

Os granito-gnaisses têm ocorrência conhecida no Domínio II apenas em Santana do Bom Jardim. Suas relações de contato com os xistos não foram definidas; os afloramentos observados encontram-se em leitos de córregos. São rochas brancas a amarelo-claras, com alteração moderada. Sua granulação é média a grossa. Mesoscopicamente, são semelhantes aos granito-gnaisses grossos do Domínio I.

A mineralogia inclui feldspato potássico (20 a 40%), plagioclásio An 5 a 10 (10 a 30%), quartzo (30 a 40%), mica branca e/ou biotita (10 a 20%) e opacos (ilmenita ?). A sericita é o principal mineral de alteração, (até 35%). Cristais de feldspato potássico, agregados de cristais de quartzo e cristais de plagioclásio são moldados por mica branca, resultando uma foliação anastomosada.

Os cristais de feldspato potássico têm macia polissintética cruzada. Alguns cristais, observados em faces paralelas a (001) mostram zonação ígnea. Pertitas são frequentes e a albita de substituição é rara.

Os cristais de plagioclásio são subedrais a anedrais e comumente estão sericitizados.

4.2.3 - Domínio III

No Domínio III encontram-se xistos, quartzitos, mármore, e rochas sedimentares pouco metamorfisadas.

4.2.3.1 - Quartzitos

São rochas de cor branca a amarelo-escura, friáveis e foliadas. Têm intercalações de xistos centimétricas a decimétricas ou gradam para pacotes ainda mais espessos de xistos. Foram diferenciados quartzitos feldspáticos, clorita-quartzitos, clorita-cloritóide-quartzitos e quartzitos micáceos.

- Quartzitos feldspáticos: têm quartzo (85 a 95%), feldspato potássico (5 a 10%), biotita (0 a 5%) e opacos como acessórios. Sua granulação é média (0.1 mm) a grossa (3.0 mm). A textura é granoblástica heterogranular, havendo bandas com grãos isométricos. Os cristais de quartzo são anedrais.

O feldspato potássico ocorre em microporfiroclastos anedrais, com maclas polissintéticas cruzadas, frequentemente alterados para argilo minerais.

- Clorita-quartzitos: sua composição mineralógica reúne quartzo (50 a 85%), biotita ou a sua alteração para clorita (10 a 25%), mica branca (0 a 15%) e albita (0 a 5%). Os

acessórios são turmalina detrítica, apatita, zircão, epídoto, clinozolizita e opacos. A granulação é média (até 0.3 mm). Sua textura é granoblástica a granolepidoblástica. O quartzo está em agregados anedrais com bordas serrilhadas. A biotita desenvolveu-se em bandas delgadas (0.05 a 0.3 mm), e está marcantemente alterada para clorita. A mica branca tem cristais muito finos (0.01 a 0.1 mm).

- Clorita-cloritóide-quartzitos: compostos por quartzo (60 a 70%), cloritóide (15 a 20%), clorita (20%) e biotita (0 a 10%). Zircão, rutilo, magnetita e mica branca são os acessórios. A granulação é média (0.1 mm) a grossa (1.2 mm). A textura varia de granoblástica a granolepidoblástica; localmente é em moldura. O quartzo ocorre em agregados granoblásticos médios (0.4 mm) a grossos (1.2 mm). Sua forma é anedral e os contatos entre cristais são lobados. O cloritóide é identificado em agregados com hábito radial, preenchendo veios.

- Quartzitos micáceos: compostos por quartzo (90 a 95%) e muscovita (5 a 10%), com zircão, turmalina e epídoto como acessórios. A granulação varia de média (0.2 mm) a grossa (2.0 mm). Sua textura é porfiroblástica, localmente em moldura. Cristais de quartzo ocelares ou anedrais ocorrem envolvidos por matriz de quartzo fino e mica branca. Há cristais de quartzo com inclusões aciculares ou com contatos marcados por microinclusões. A mica branca ocorre em cristais finos nos contatos quartzo-quartzo, preferencialmente junto às faces cristalinas paralelas à direção da foliação.

4.2.3.2 - Xistos

Têm cor cinza a ocre. Sua alteração é intensa. São bastante foliados e têm intercalações de bandas decimétricas a métricas de quartzitos, filitos grafitosos, filitos com magnetita e rochas sedimentares pouco metamorfisadas.

Sua composição apresenta mica branca (40 a 65%), biotita (0 a 20%), quartzo (25 a 45%) e carbonato (0 a 15%). Os acessórios são turmalina, apatita, opacos (magnetita) e zircão. Feldspatos são muito raros. A granulação varia de média (0.1 mm) a grossa (2.0 mm). A textura é granoblástica.

Em meio a carbonato há grãos grossos de quartzo com formas arredondadas que podem ser relíquias de origem sedimentar. O carbonato envolve os grãos de quartzo ou forma estruturas ocelares com eles.

Localmente a concentração de magnetita é alta. Na porção NE da área, nas margens do Rio Santana - no sopé da Serra da Bocaína - há um pacote decamétrico de xistos e quartzitos com bandas de magnetita de até 5 cm de espessura.

De maneira geral, a presença de magnetita parece estar associada só aos xistos do Domínio III, servindo para a distinção entre estes e os xistos do Domínio II. Este critério mostrou-se útil principalmente na zona de ápice da Antiforma.

4.2.3.3 - Rochas Sedimentares Pouco Metamorfisadas

Os xistos têm intercalações de metarenitos e de metargilitos de composição restrita a quartzo (10 a 65%) e mica branca (30 a 85%), tendo como minerais acessórios epidoto, turmalina, zircão e opacos.

Sua textura é porfiroblástica a lepidogranoblástica, com micropórfiros de quartzo imersos em matriz micácea. Os microporfiroclastos (0.5 a 2.0 mm) de quartzo geralmente mostram-se recristalizados. Os menores são anedrais; os maiores são ovalados com bom arredondamento - figura 28 - ou têm bordas corroídas. Feição marcante destes cristais são as inclusões com hábito acicular. Na matriz os cristais finos (até 0.1 mm) são anedrais. A mica branca ocorre em cristais muito finos, com tendência subedral.

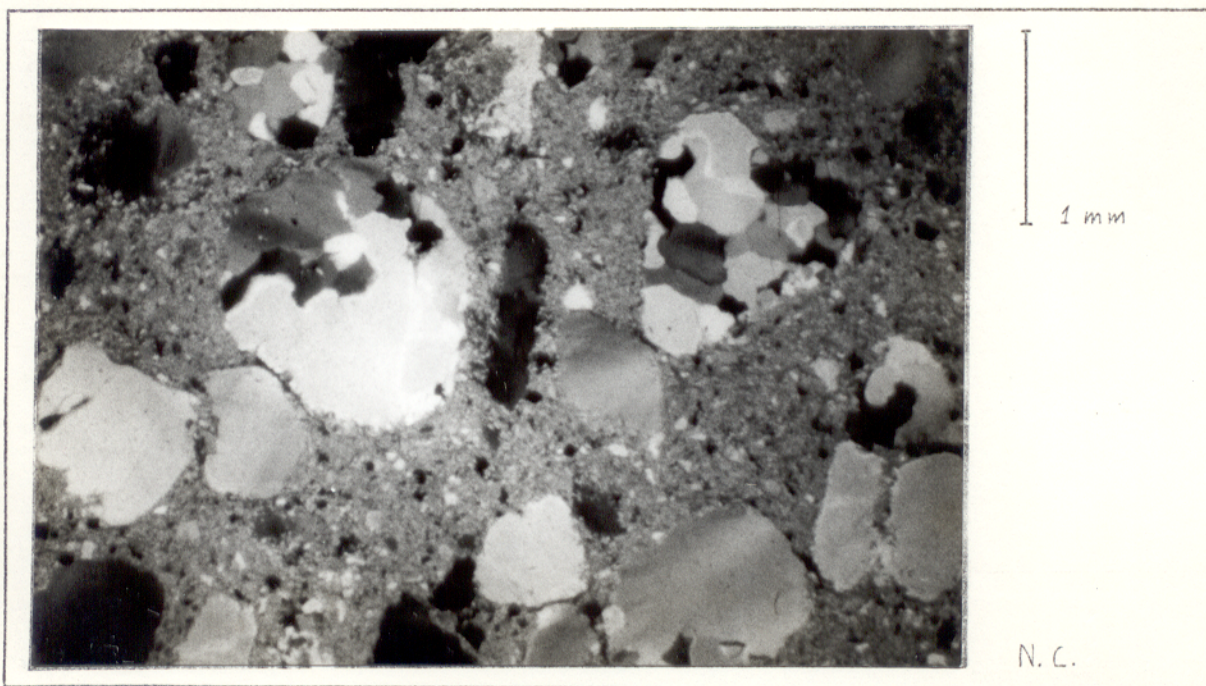


Figura 28 - Fotomicrografia de metarenito do Domínio III, mostrando grãos de quartzo com diferentes níveis de recristalização.

Além destes minerais observam-se também clastos (até 3 mm) de siltito, formados por quartzo e mica finos - figura 29. Estão imersos na matriz micácea, a exemplo dos pórfiros de quartzo.

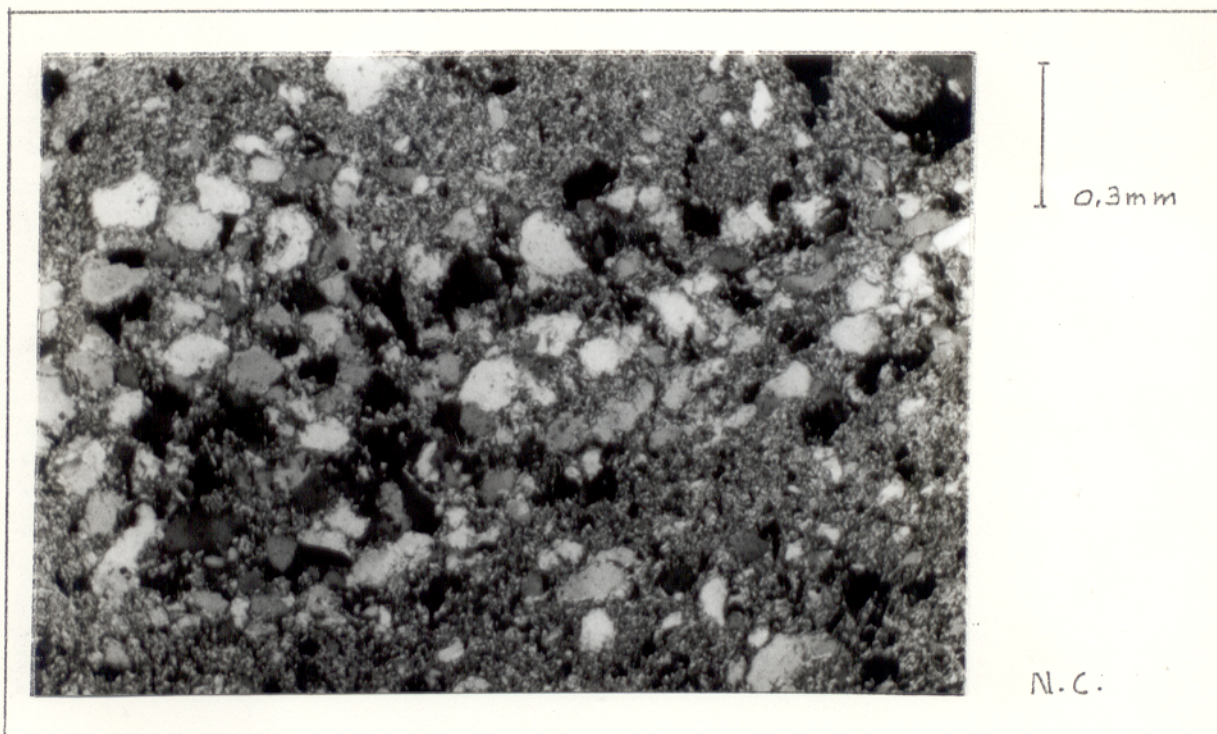


Figura 29 - Fotomicrografia de clasto de siltito em rocha sedimentar pouco metamorfisada do Domínio III.

4.2.3.4 - Mármore

Os mármore são predominantemente dolomíticos. Têm cor branca, amarela ou cinza. Podem ser friáveis ou maciços e têm granulação média a fina. Sua alteração provoca um solo de cor marrom característica. Os afloramentos são quase sempre em pedreiras, amplos e com boas exposições, embora muito fraturados. Em alguns afloramentos são observadas bandas de quartzo

recristalizado, ressaltadas pelo intemperismo diferencial.

Foi feita a análise petrográfica apenas em amostras de mármore calcítico da região de Queimadinho. Trata-se de uma rocha equigranular fina (0.1 mm) com textura granoblástica. Sua composição inclui calcita e quartzo. Mica branca, feldspatos e opacos grossos ocorrem no mármore em vênulas onduladas.

4.3 - Aspectos Estruturais

A seguir as estruturas da área são apresentadas por domínios. Sua descrição abrange aspectos macro, meso e microscópicos. No geral existem três grandes grupos de feições: foliações, lineações e dobras.

4.3.1 - Domínio I

4.3.1.1 - Foliação S

A foliação S é a estrutura planar penetrativa no Domínio I. Ela pode ser definida macroscopicamente como um bandamento (nos gnaisses bandados), uma gnaissosidade (nos

granito-gnaisses) ou uma xistosidade (nos xistos e quartzitos). Em muitos afloramentos são observadas feições que permitem classificar a foliação S como milonítica. Em zonas restritas dos granito-gnaisses grossos ocorrem estruturas do tipo S-C (Berthé et al., 1979) com espaçamento condicionado pela granulação da rocha, e porfiroclastos de feldspato com caudas de recristalização assimétricas - figura 30.

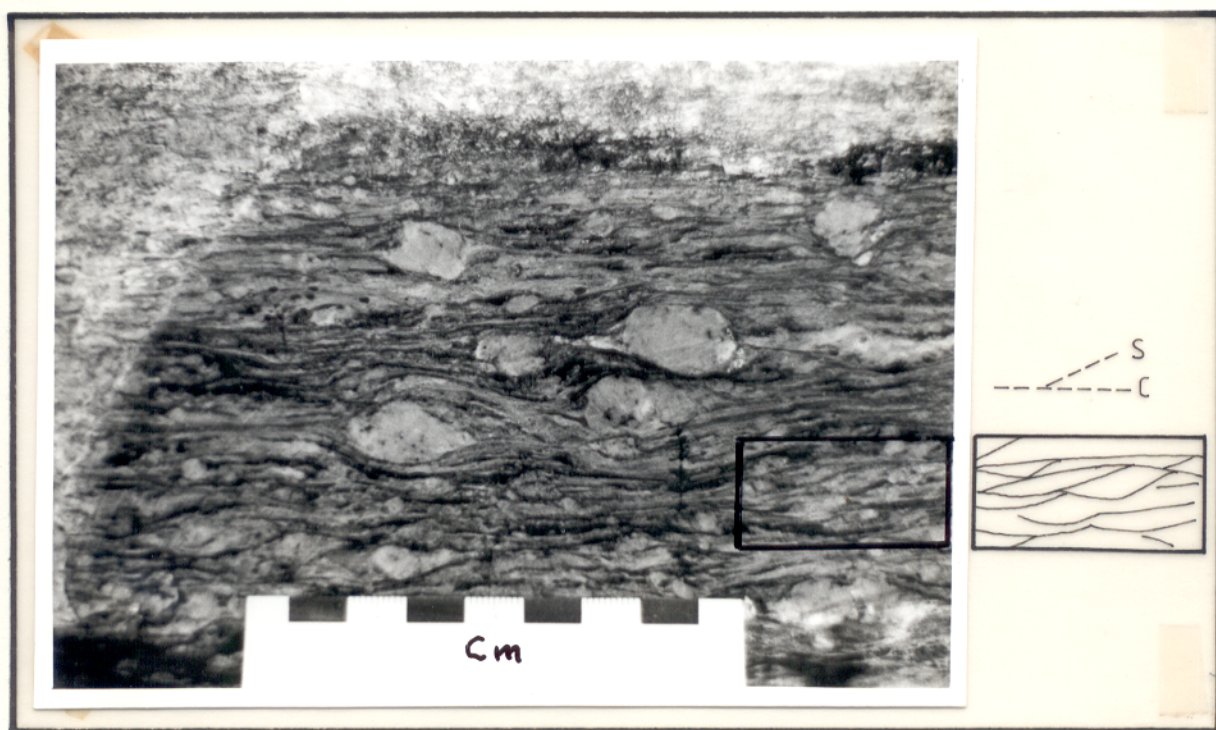


Figura 30 - Fotografia de granito-gnaisse grosso do Domínio I mostrando porfiroclastos de feldspato potássico com caudas de recristalização assimétricas e estruturas S-C. Plano de corte paralelo a XZ.

A análise ao microscópio mostra que a foliação S ocorre também nos granito-gnaisses finos, que mesoscopicamente são isotrópicos. Nessas rochas a foliação tem desenvolvimento irregular, sendo marcada por planos micáceos. Localmente ocorrem bandas de cisalhamento - figura 31. Também se observa que além das variações na granulometria associadas à evolução do

protolito granítico (tipo grosso e tipo fino) existem variações causadas pela heterogeneidade da deformação.

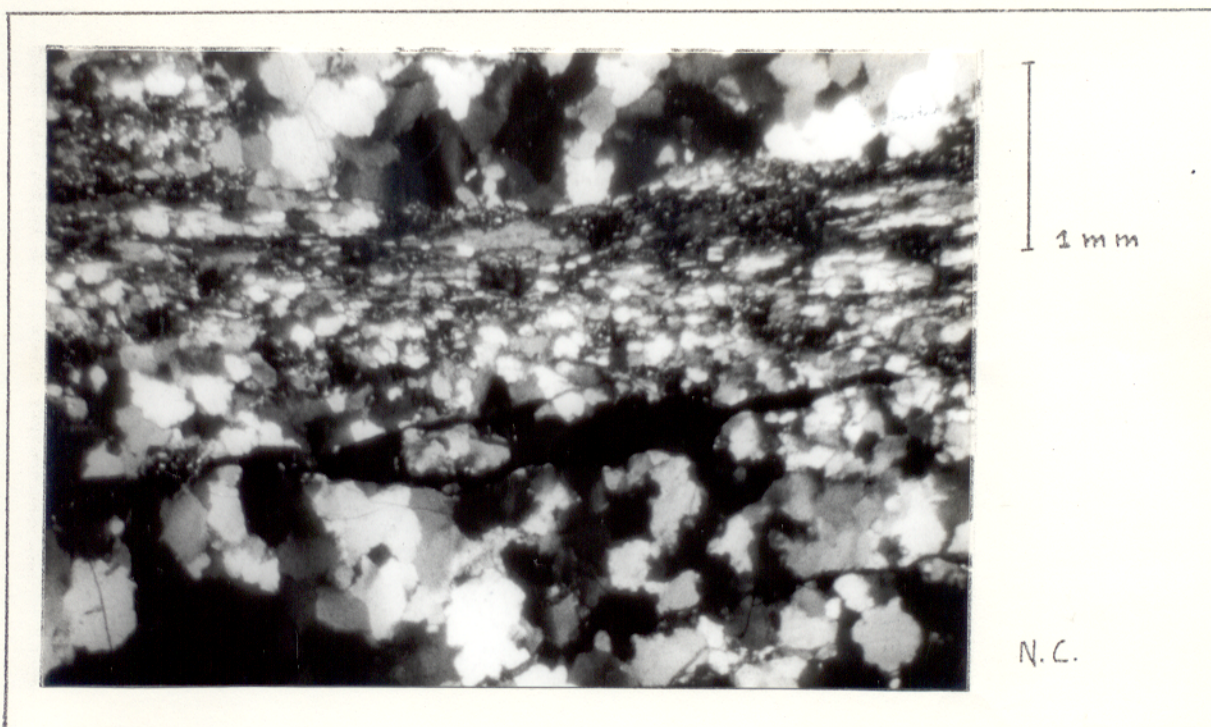


Figura 31 - Fotomicrografia de granito-gnaissse do Domínio I mostrando detalhe de uma banda de cisalhamento entre bandas de quartzo recristalizado.

Os principais minerais dos granito-gnaisses tiveram comportamentos variados diante da deformação que originou a foliação S:

- Quartzo: sua deformação intracristalina é atestada pela existência de extinção ondulante, lamelas de deformação e grãos pequenos de recristalização. Grãos alongados e quartzos fitados (ribbons) policristalinos também são observados. As fraturas intracristalinas são comuns. Cristais de quartzo finos recristalizados formam caudas em pórfiros ou preenchem fraturas em cristais de feldspatos budinados.

- Feldspatos: o feldspato potássico e o plagioclásio do Domínio I têm comportamento predominantemente rígido. Este comportamento ocasionou fraturas, pois os feldspatos não conseguiram acomodar a deformação por plasticidade cristalina. As fraturas ocorrem em planos cristalográficos específicos como (010) e (001), ou em planos relacionados aos esforços máximo e intermediário (σ_1 e σ_2). Por outro lado, existem cristais de feldspato potássico com maclas de origem tectônica - figura 32 - em meio a bandas de cisalhamento, indicando um comportamento localmente dúctil. As diferenças no aspecto de maclas ígneas e tectônicas (Nicolas, 1984, p.89) são as seguintes:

- as maclas tectônicas têm comumente forma de "chama": são onduladas e têm terminações afiladas;

- relativamente, as maclas magmáticas são mais espaçadas, mais regulares e mais retilíneas que as de origem tectônica.

As maclas de origem ígnea estão onduladas ou falhadas. Localmente ocorrem cristais de plagioclásio recristalizados: são menores, mais límpidos e com contatos mais retos que os cristais primários.

- Micas: os cristais de mica branca que definem a foliação têm os planos de clivagem (001) suavemente ondulados. Nos cristais de biotita são comuns feições do tipo kink bands.

- Opacos: em zonas mais deformadas os cristais de opacos foram acentuadamente reduzidos no tamanho. Formam finas linhas orientadas que provavelmente também se refletem como lineações nos planos de foliação.

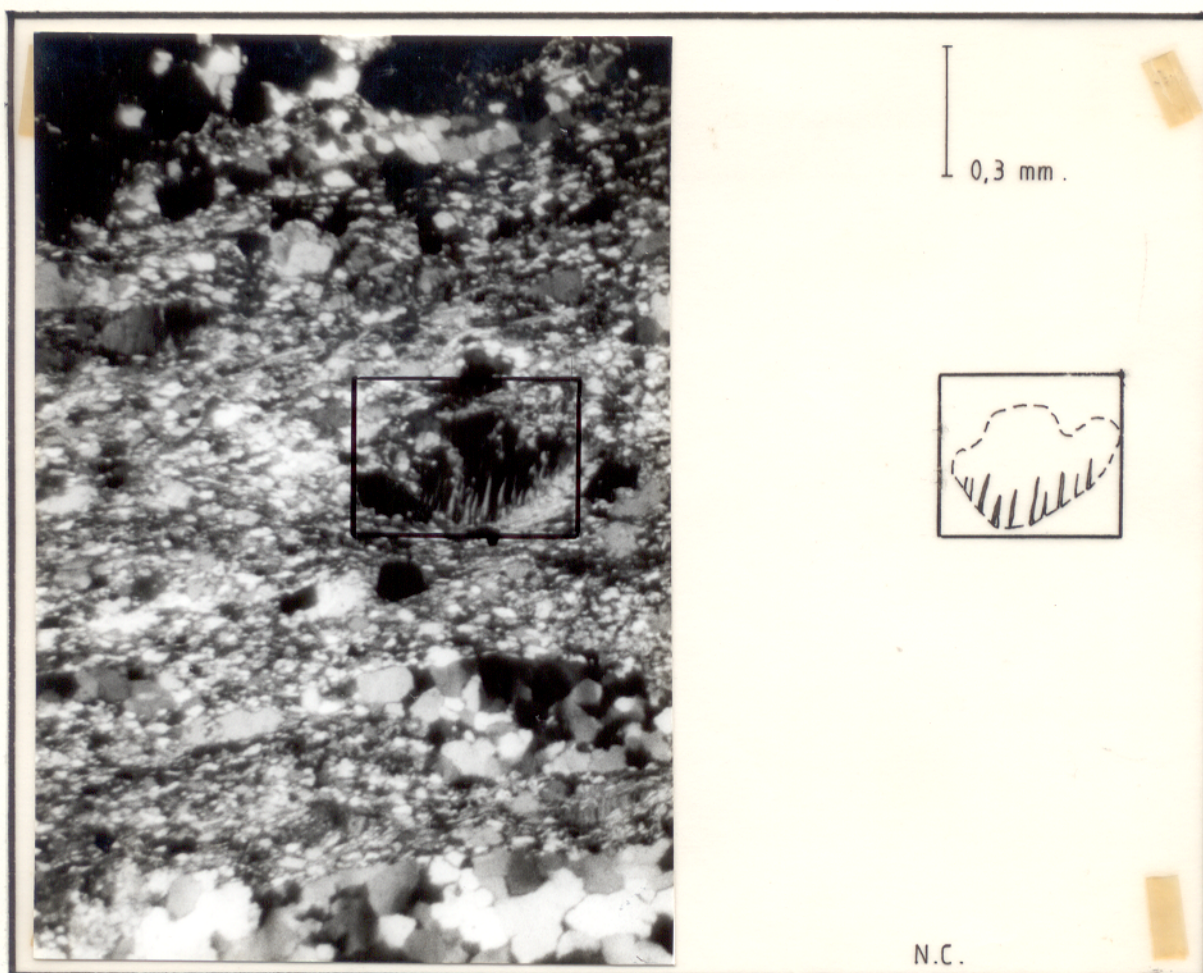


Figura 32 - Fotomicrografia de granito-gnaissse do Domínio I, mostrando um cristal de feldspato potássico com macla tectônica em meio a uma banda de cisalhamento.

Nos xistos e quartzitos a foliação S é marcada por planos que delimitam micrólitos. Existem pequenos deslocamentos relativos entre estas superfícies. Os planos são delineados por mica branca orientada ou por grãos de quartzo com uma forte orientação preferencial.

Lâminas obtidas em cortes paralelos ao eixo X mostram que a mica branca associada à foliação tem um comprimento - paralelo a (001) - até 20 vezes maior que a espessura - perpendicular a (001). Seu paralelismo e orientação ótica são intensos - figura 33a. Em cortes paralelos ao plano YZ não há orientação preferencial nítida e os tamanhos dos cris-

tais são relativamente menores.

O quartzo, nos xistos, tem extinção ondulante generalizada e bandas de deformação. Cristais fraturados e subgrãos são raros. Nos quartzitos ocorrem cristais de quartzo de três tipos:

- anédricos com grãos neoformados nas bordas;
- recristalizados com contatos poligonais a 120^o e extinção perfeita;
- alongados, formando ribbons com extinção ondulante ou bandas de deformação.

O quartzo observado em cortes segundo o plano XZ mostra ribbons policristalinos (Boullier e Bouchez, 1978) - figura 33b. Em planos paralelos a YZ os ribbons dão lugar a estruturas ocelares - figura 33c.

Localmente, nos xistos e quartzitos, os planos da foliação formam kink bands com charneiras arredondadas - figura 33d.

4.3.1.2 - Dobras Intrafoliais

Estas dobras ocorrem nos gnaisses bandados, nos xistos e nos quartzitos do Domínio I. Apesar de comuns, e de serem centimétricas a decimétricas, não são facilmente perceptíveis em afloramentos.

As dobras intrafoliais são isoclinais, com ápice espessado e flancos rompidos. São do tipo rootless fold da literatura inglesa. Seus eixos têm orientação em torno de E-W.

Restos de dobras deste tipo estão preservados nos xistos e quartzitos nos micrólitos delineados por planos S - figura 33e. A esta feição, observada geralmente em bandas de quartzo, associam-se micas brancas com planos de clivagens perpendiculares aos planos de S, envolvidas por micas desta foliação - figura 33f. Em cortes paralelos ao plano XZ as micas brancas mostram estruturas do tipo mica-fish. A relação entre o comprimento - paralelo a (001) - e a largura - perpendicular a (001) - destas micas é de aproximadamente 1:1.

Estas microfleções, não observadas nos granitognaisses, podem ser relacionadas a uma foliação preexistente, ou a um estágio incremental da deformação progressiva.

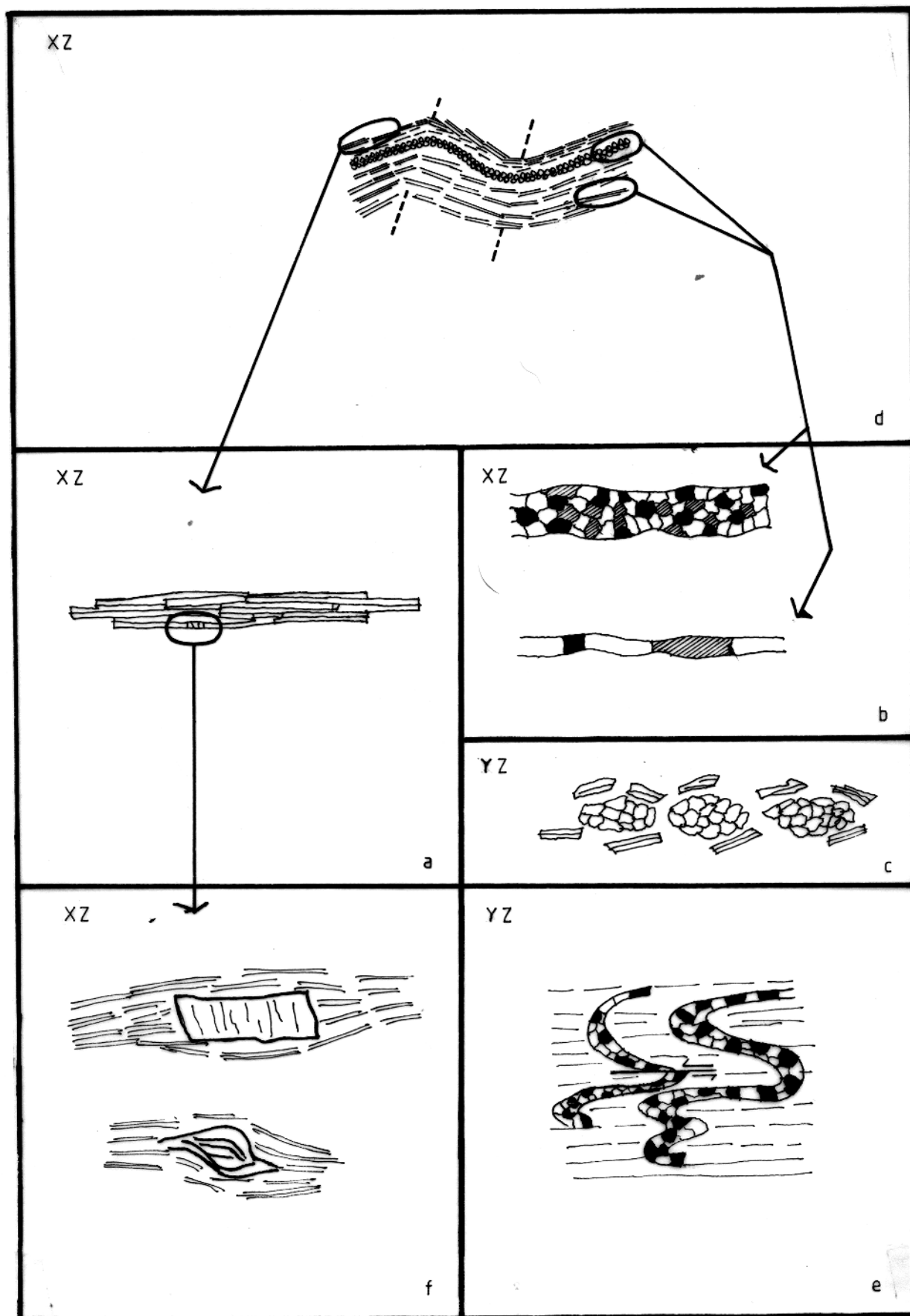


Figura 33 - Quadro esquemático das microfaições dos xistos e quartzitos do Domínio I.

4.3.1.3 - Lineações

Nas rochas do Domínio I foram definidos três tipos de lineações:

- lineações tipo b: relacionadas aos eixos das dobras intrafoliais isoclinais ou marcadas pela intersecção de foliações não penetrativas geradas no curso da deformação.

- lineação de estiramento mineral: marcada particularmente por quartzo e micas, além de feldspatos.

- lineação mineral: marcada por minerais recristalizados em zonas de sombra de pressão nos porfiroclastos dos granito-gnaisses.

A análise em afloramentos e amostras de mão pode não ser suficiente para a determinação dos diferentes tipos de lineação. A distinção é ainda dificultada pelo fato de todas serem paralelas ou subparalelas.

A figura 34 mostra o comportamento geral das lineações no Domínio I. Predominam atitudes em torno de N270-290/08-20. Mergulhos para o quadrante oposto são bem menos frequentes. Neste diagrama estão representadas principalmente medidas de lineações minerais, definidas em análise microscópica. Os valores de mergulho mais altos - até 45⁰ - são da parte norte do Domínio.

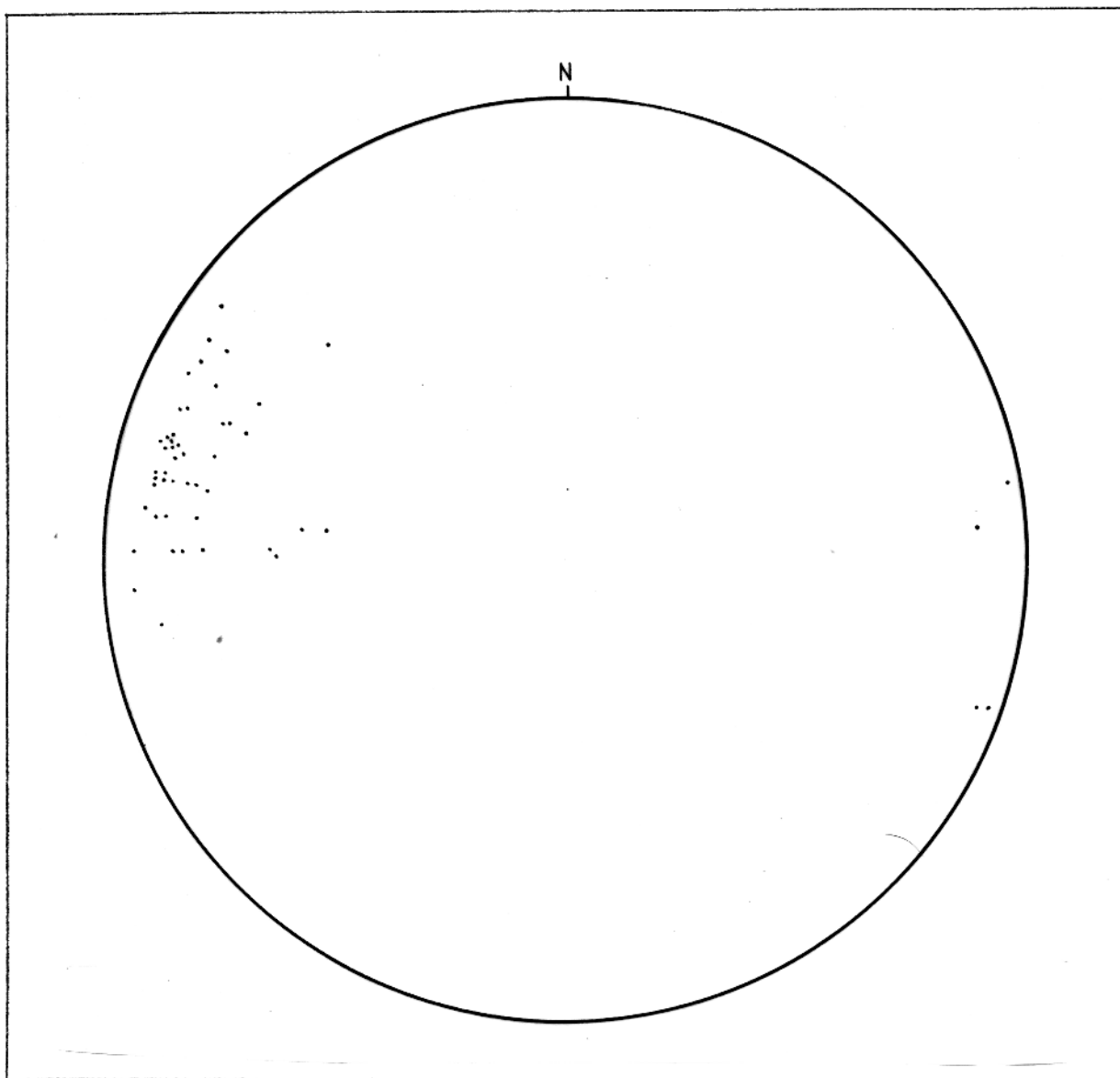


Figura 34 - Polos de lineações mineral, de estiramento e de intersecção (51) no Domínio I.

4.3.1.4 - Dobras da Foliação S

A foliação S está dobrada em macro, meso e micro-escala. O dobramento em macroescala é percebido pelo comportamento geral da foliação. Junto ao limite sul do Domínio os planos de S têm direção entre N75-110⁰, com mergulho de 45-75⁰.

para os quadrantes S. Próximo do limite norte a direção da foliação varia entre N50-110, com mergulho entre 45-75° para os quadrantes N. Na porção oeste do Domínio I o mergulho da foliação tem ângulos menores, entre 15-30° para os quadrantes W.

O diagrama de polos da foliação S no Domínio I - figura 35 - evidencia um eixo estatístico B com orientação N277/15. Em um perfil ao longo da BR-476 - anexo 3 - observa-se

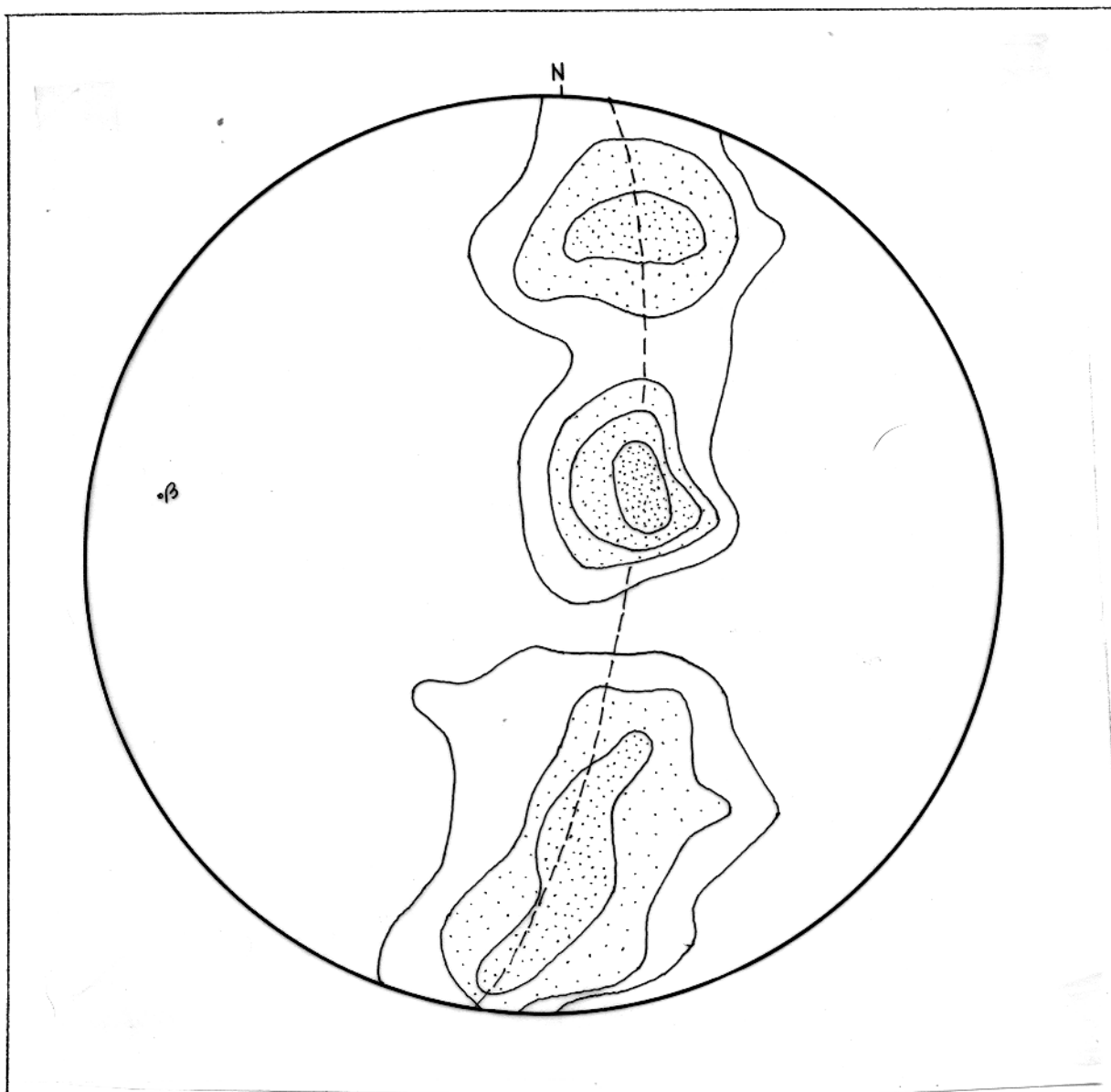


Figura 35 - Polos da foliação S (100) no Domínio I. Curvas de 1 - 3 - 5 e 7 %. B: N277/15.

que o eixo desta macrodobra está deslocado em relação à porção mediana do Domínio I. Ele posiciona-se, pelo menos neste perfil, próximo do limite norte do domínio.

Em mesoescala existem dobras abertas a fechadas, simétricas ou assimétricas, centimétricas a decamétricas, sem foliação plano axial, em todas as litologias do Domínio.

A figura 36 é o diagrama de polos da foliação S referente à dobra mostrada na figura 37. Seu eixo tem orien-

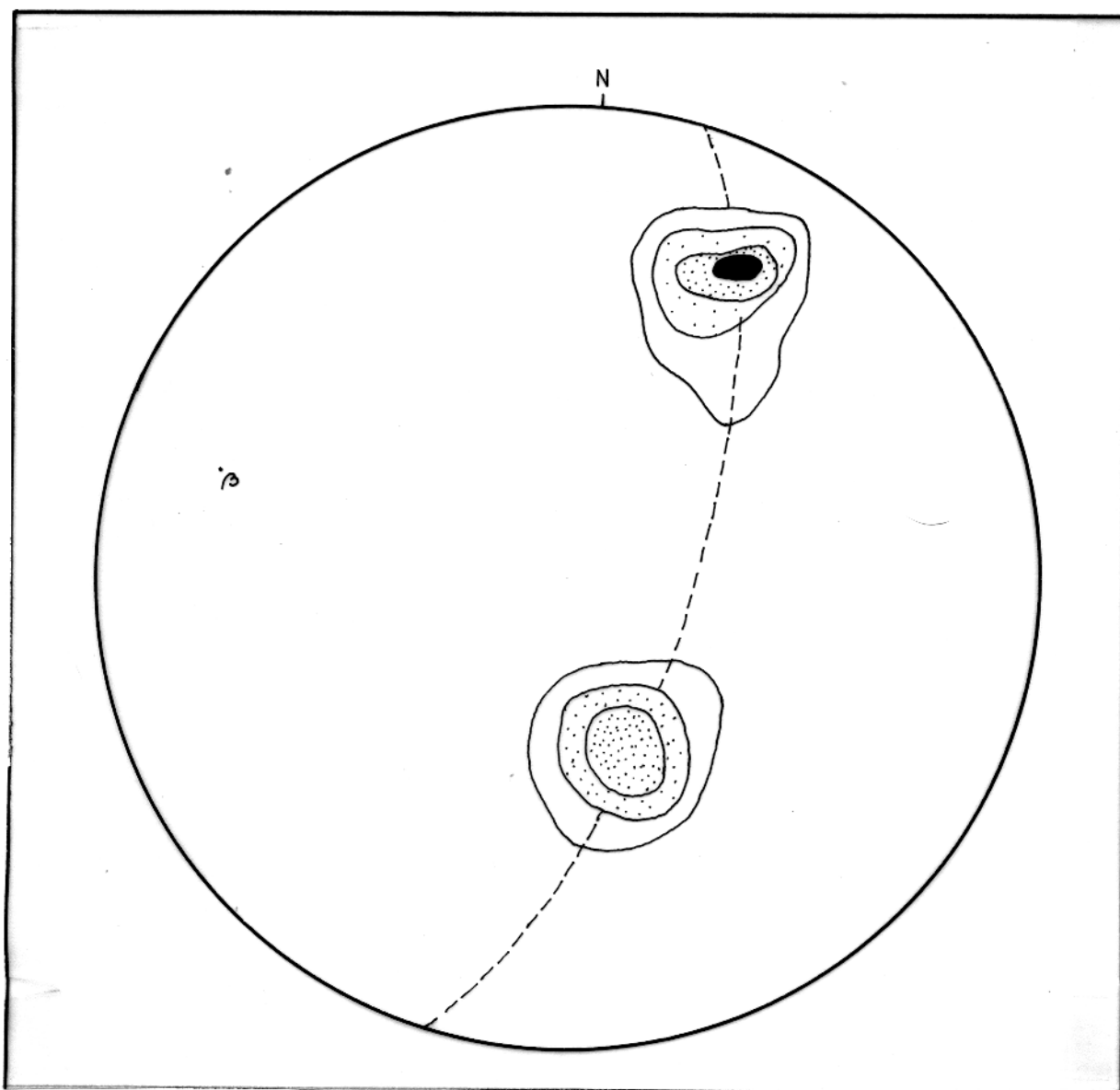


Figura 36 - Polos da foliação S (9) referentes a dobra métrica no Domínio I. Curvas de 1 - 9 - 17 - 25 %. B: N282/22.

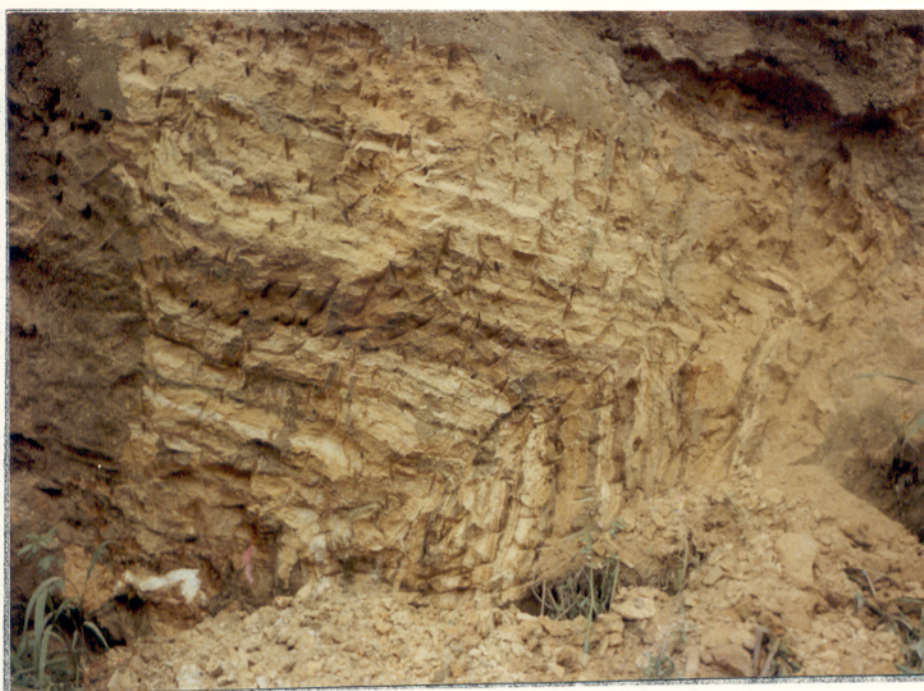


Figura 37 - Fotografia de detalhe de uma dobra da foliação S em gnaisses bandado do Domínio I.

tação N282/22. Localmente, em quartzitos, ocorrem dobras centimétricas com eixos mergulhando para o quadrante oposto - N100/10.

As dobras da foliação S podem evoluir para falhas de empurrão. A figura 38 mostra uma falha em escala métrica nos gnaisses bandados da porção sudeste do Domínio I, com as seguintes relações: um bloco com bandas orientadas segundo N270-300/35-45NE, cavalga outro com bandas mergulhando segundo N80-90/40-45SE. O plano de falha é orientado segundo N300/45NE.



Figura 38 - Fotografia de detalhe de falha de empurrão em gnaiss bandado do Domínio I.

4.3.2 - Domínio II

4.3.2.1 - Foliação S

A foliação S, penetrativa no Domínio II, é uma xistosidade ou uma foliação milonítica. Em razão dos tipos rochosos do Domínio - quartzitos e principalmente xistos - muitas vezes a distinção entre um tipo e outro de foliação não é possível em amostras de mão. A foliação é marcada por planos com minerais micáceos orientados ou por micrólitos micáceos alternados com micrólitos quartzosos, muitas vezes obliterando

uma foliação anterior.

Nos granito-gnaisses, a observação microscópica mostra uma intensa recristalização, que tende a mascarar o aspecto foliado da rocha. Os cristais de feldspato potássico estão recristalizados nas bordas e também ao longo de fraturas intracristalinas. Os plagioclásios formam agregados de cristais recristalizados. Por sua vez, cristais de quartzo em agregados alongados são derivados da recristalização de porfiroclastos. Também há quartzo recristalizado nas bordas de cristais de feldspato potássico.

Os cristais de quartzo mostram extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e novos grãos. A abundância de subgrãos faz com que a maioria dos contatos seja do tipo difuso. Grãos de quartzo parecem ter se tornado límpidos pela migração das suas inclusões para os limites de grãos. No final deste processo formaram-se novos grãos com os contatos marcados por inclusões.

Os subgrãos de quartzo podem ter orientação preferencial com sua elongação máxima geralmente em um ângulo de aproximadamente 20° com a foliação principal. Localmente os cristais de quartzo estão "cortados" pela foliação: têm duas faces retas, paralelas à foliação.

Nos xistos, os minerais cuja orientação preferencial determina a foliação S são mica branca e biotita, além de turmalina e epídoto finos, quartzo e opacos.

As principais feições associadas à foliação S, observadas em lâminas de xistos do Domínio II são:

- porfiroclastos de feldspato potássico e de epídoto com caudas de quartzo recristalizado - figura 39 - com

simetria ortorrômbica ou monoclínic (Passchier e Simpson, 1986):

- bandas de cisalhamento (Simpson, 1986) com planos definidos por micas brancas defletidos por uma foliação essencialmente sublinhadas por biotitas;

- foliações S-C (Lister e Snoke, 1984; Simpson, 1986);

- agregados policristalinos de quartzo arranjados em sigmóides;

- microaleitamento tectônico de origem mecânica (Nicola, 1984, pp. 73 - 76) originado por dobramento isoclinal de bandas quartzosas ou micáceas.

Muitas destas feições são indicadoras do sentido

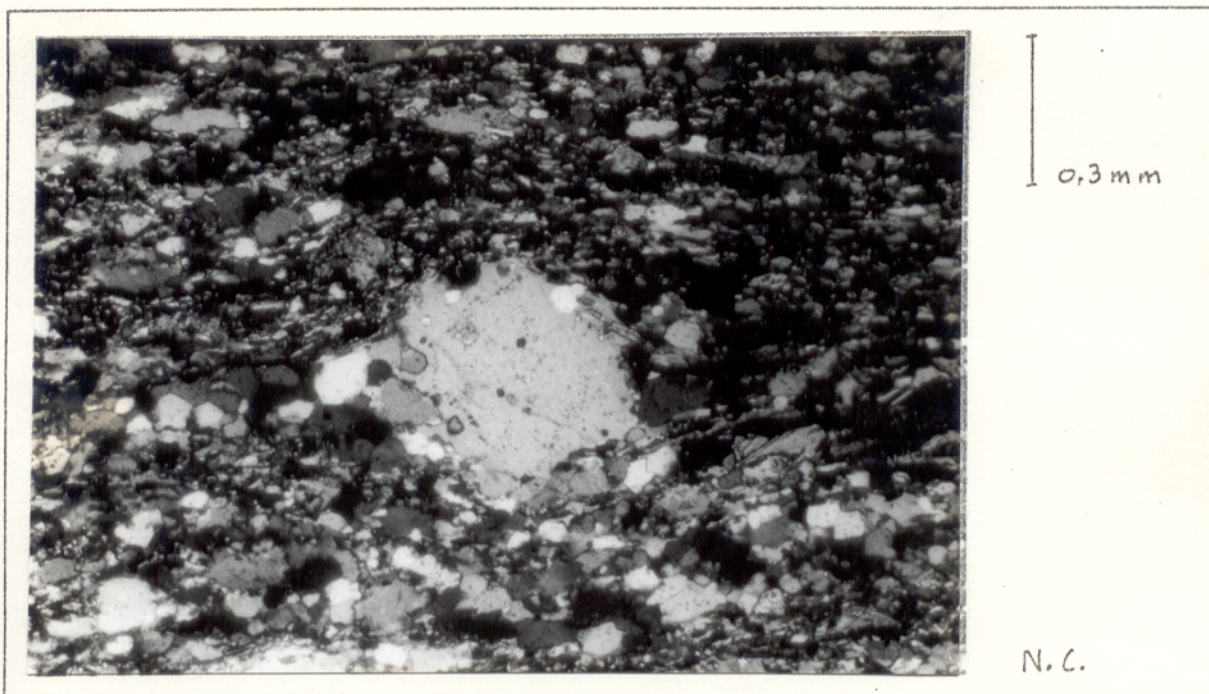


Figura 39 - Fotomicrografia de xisto do Domínio II mostrando cristal de epidoto com cauda de quartzo com simetria monoclinica.

de movimento relativo em zonas cisalhadas. Estatisticamente, no Domínio II predominam as indicações de movimento destrógiro,

considerando-se que as observações foram feitas segundo uma visão orientada para o rumo Norte.

A observação de amostras ordenadas de acordo com o aumento gradativo da deformação permite acompanhar o desenvolvimento de outras feições:

- os clastos de feldspato potássico dos xistos são progressivamente estirados, e suas inclusões tornam-se retilíneas e orientadas paralelamente à foliação. O exame apenas das amostras mais deformadas pode causar a falsa impressão de que se tratam de blastos - figura 40;

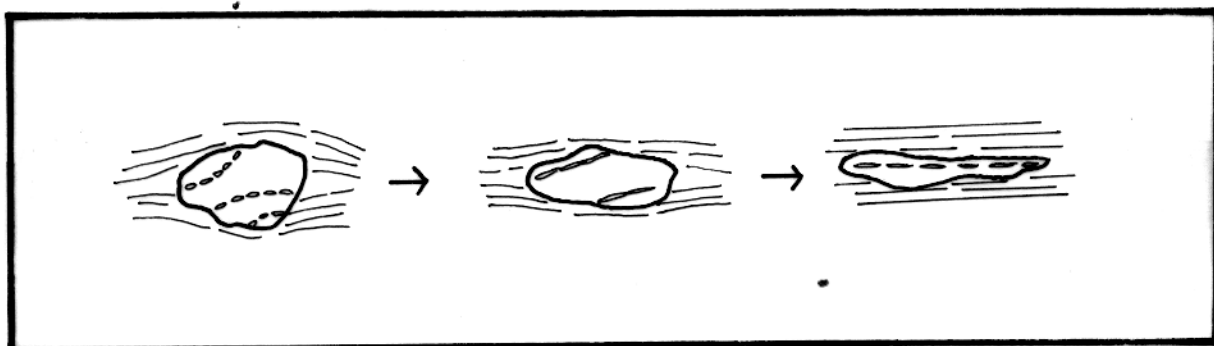


Figura 40 - Deformação progressiva de clastos de feldspato potássico em xistos do Domínio II.

- os agregados de quartzo evoluem para ribbons do tipo 3 (Boulier e Bouchez, 1978) - figura 41;

- há um aumento considerável na proporção de micas na rocha.

Existem cristais de biotita poliquiloblásticos - com inclusões de quartzo - cujo crescimento é pós-cinemático em relação à foliação.

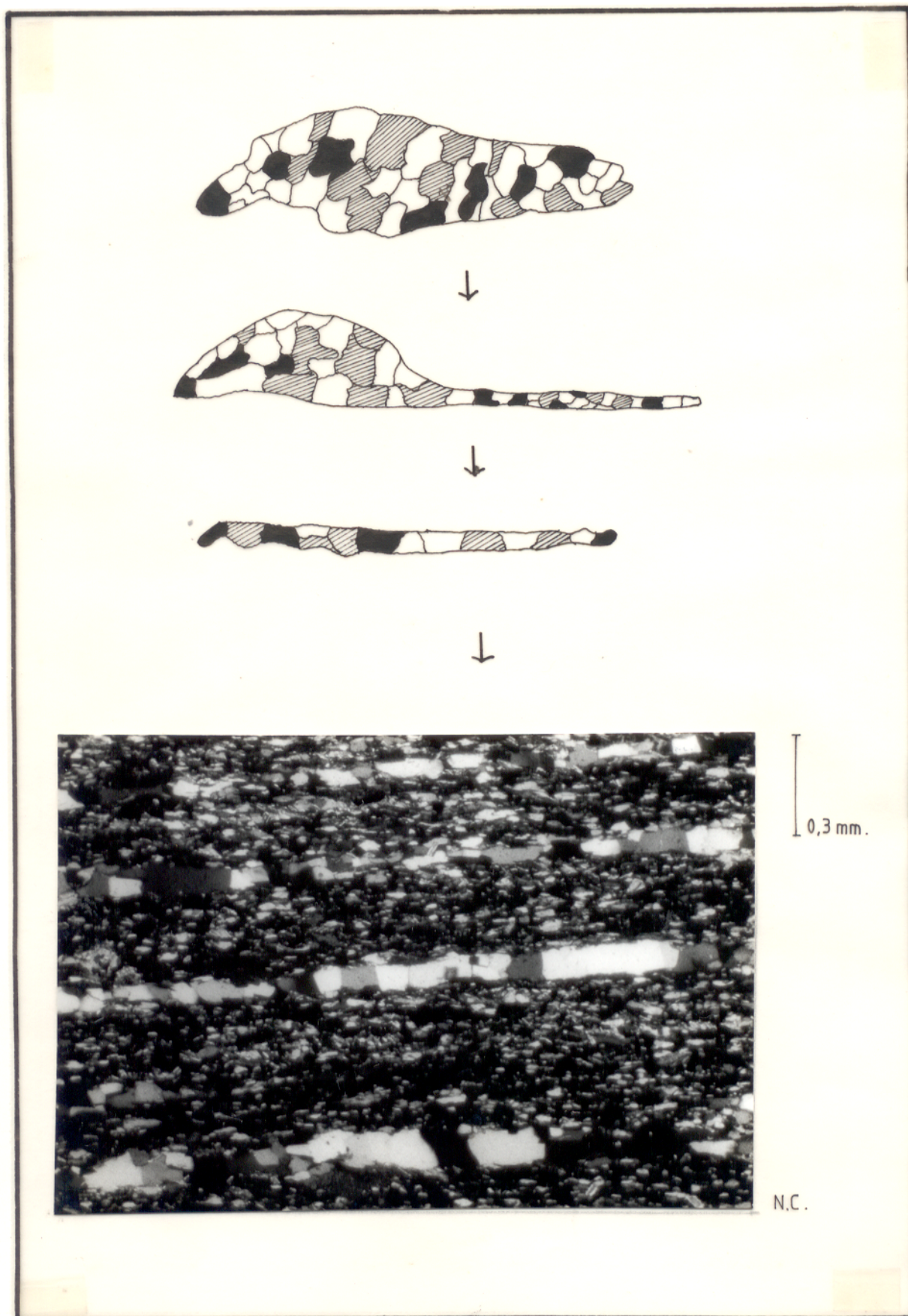


Figura 41 - Deformação progressiva dos agregados de quartzo. A fotomicrografia mostra um quartzo fitado recristalizado.

4.3.2.2 - Dobras Intrafoliais

O exame microscópico dos xistos revelou a presença de charneiras de microdobras, fechadas a isoclinais, delineadas por mica branca. Essas charneiras são relacionadas a uma foliação desenvolvida anteriormente à foliação S. A essa foliação relictual, além de cristais de mica branca, relacionam-se também certos cristais de biotita e de feldspato potássico. As biotitas têm planos de clivagem (001) formando ângulos próximos de 40° com a foliação S, estatisticamente com dupla vergência. Os feldspatos potássicos são pórfiros com inclusões helicóicas sigmóides ou curvas sem continuidade com a foliação S. As estruturas formadas pelas inclusões indicam que durante o seu desenvolvimento, os cristais estiveram submetidos a esforços não coaxiais. Deve ser ressaltado que houve a obliteração da trama em que esta foliação pré-S se desenvolveu.

Nos quartzitos a foliação S também contém dobras intrafoliais em escala mesoscópica. Em quartzitos da porção norte do Domínio II ocorrem dobras isoclinais decimétricas a métricas - figura 42 - na localidade de Santana. São dobras combinadas, com eixos variando entre N250-295/4-25. Na porção sul do Domínio II, na região de Ribeirãozinho, dobras intrafoliais decimétricas em quartzitos têm eixos em torno de N74/28.

Eixos de dobras isoclinais em quartzitos do Domínio II estão representados na figura 43, mostrando um espalhamento entre N240-290.



Figura 42 - Fotografias de dobras intrafoliais em quartzitos do Domínio II.

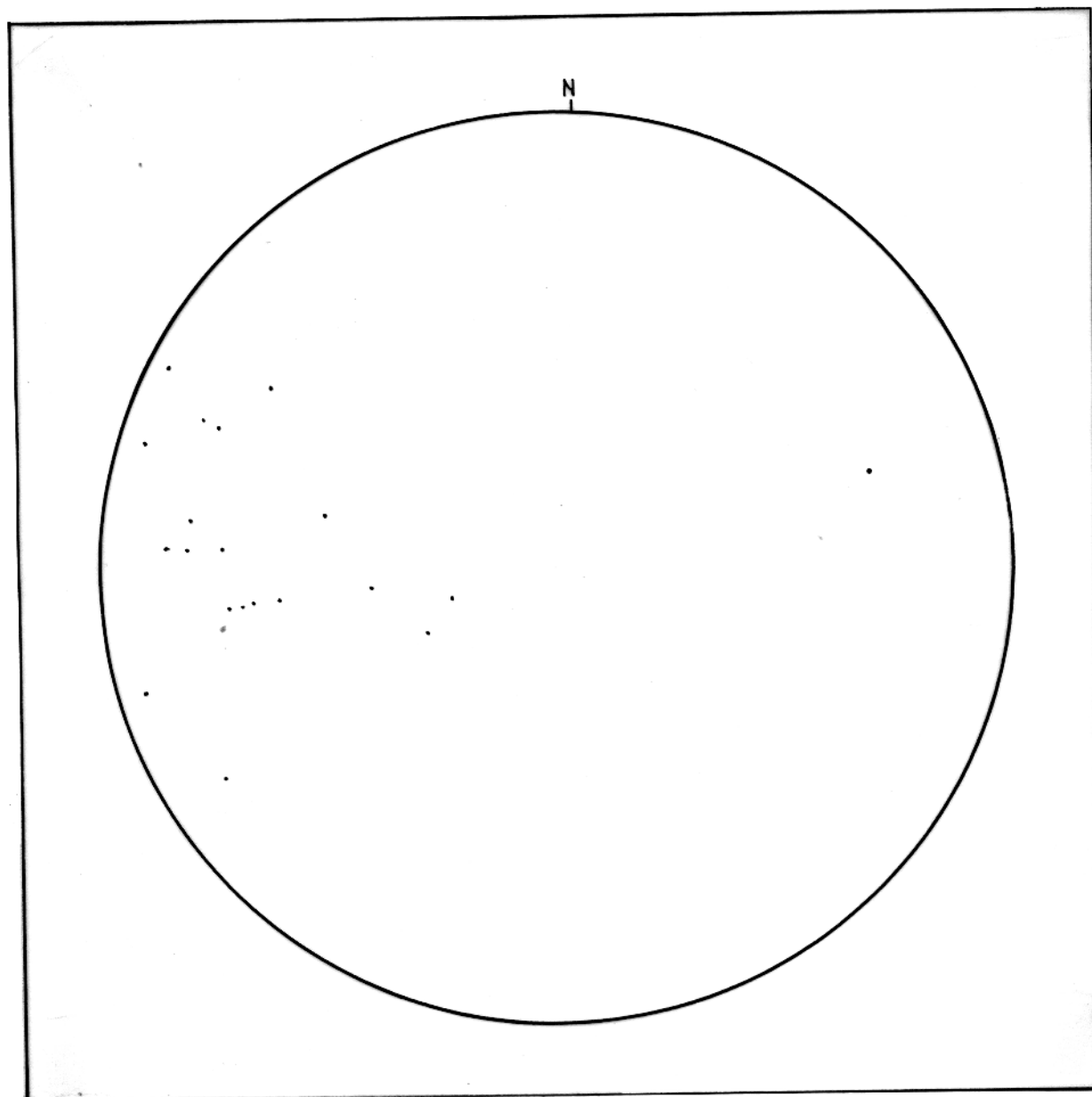


Figura 43 - Eixos de dobras isoclinais intrafoliais (20) em quartzitos do Domínio II.

4.3.2.3 - Lineações

Os planos da foliação S têm lineações de três tipos:

- lineação b: relacionadas aos eixos das dobras isoclinais intrafoliais - figura 44;

- lineação de estiramento mineral;

- lineação mineral - figura 45.



Figura 44 - Fotografia mostrando lineação b em quartzito do Domínio II.



Figura 45 - Fotografia mostrando lineação mineral em quartzito do Domínio II.

Os três tipos de lineações são paralelos e a distinção, principalmente entre os dois últimos é conseguida ao microscópio.

A figura 46 mostra o comportamento das lineações no Domínio II. Há um predomínio da orientação N270 - 290/20-30. Mergulhos para o quadrante oposto indicam que a lineação está ondulada.

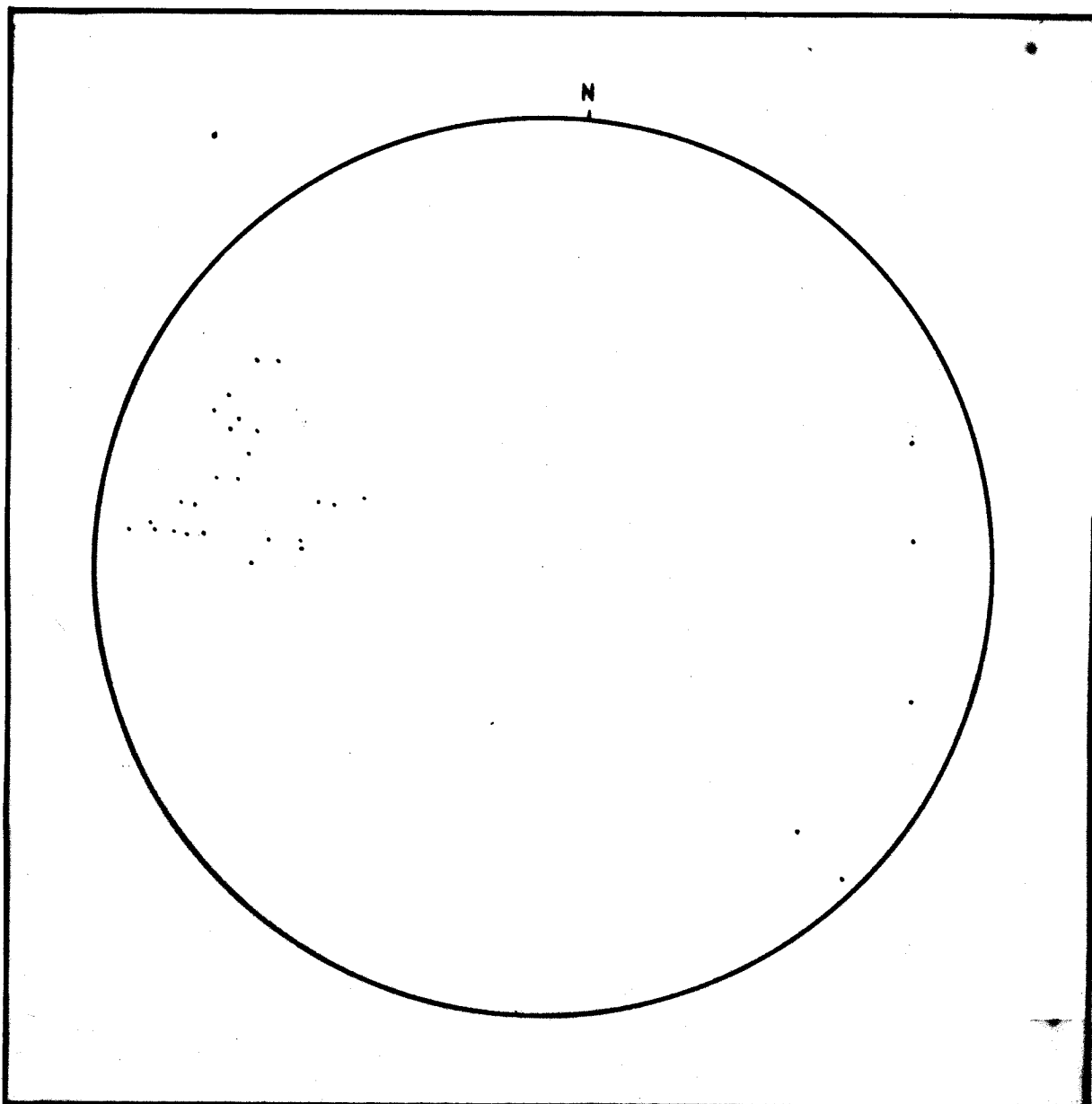


Figura 46 - Polos de lineações (30) no Domínio II.

4.3.2.4 - Estruturas em Olho

Afloramentos de rochas finamente foliadas, no leito do Rio Santana, na porção norte do Domínio II exibem estruturas em olho decimétricas - figura 47. Sua orientação acompanha a lineação de estiramento mineral do local: N280/20.

Estas estruturas em olho aparecem em planos que seccionam dobras em bainha. As dobras em bainha (Cobbold e Quinquis, 1980) têm como característica um perfil apertado ou isoclinal, com variações de mais de 90° na sua linha de charneira.

Conforme as definições mais tradicionais, as estruturas em olho também podem ser relacionadas com um padrão de interferência produzido por duas fases de deformação (Ramsay, 1967).

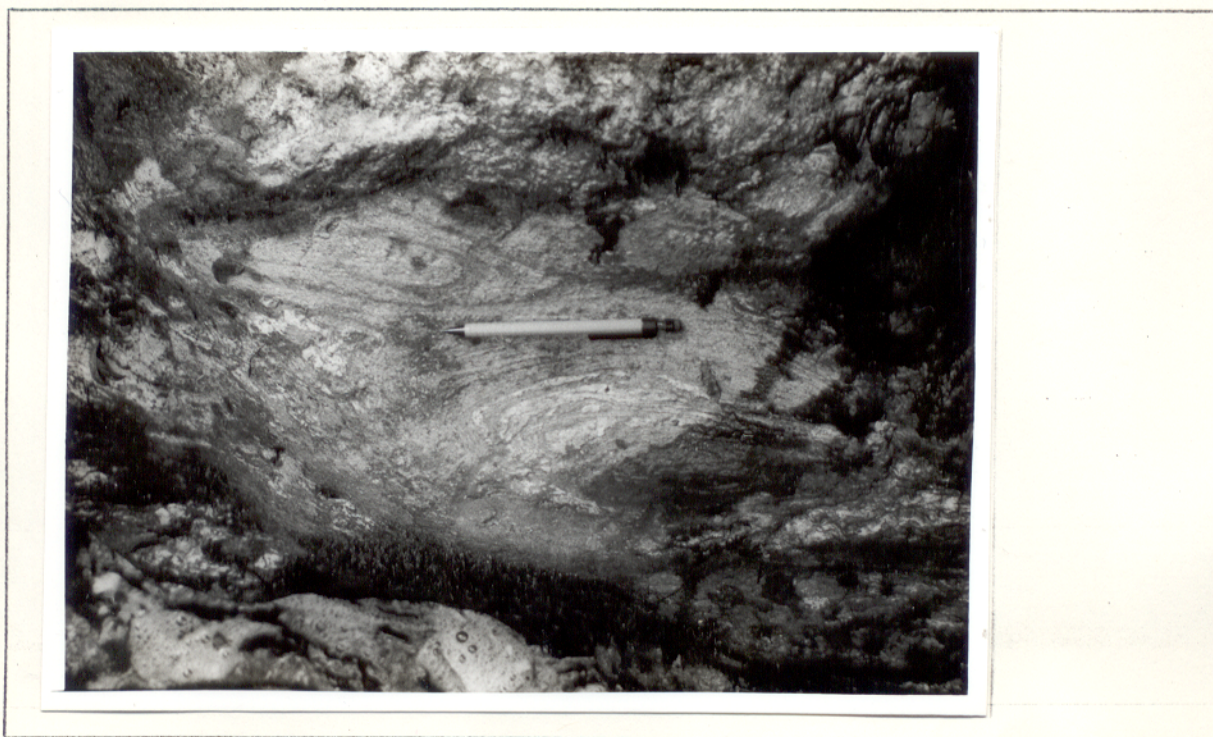


Figura 47 - Fotografia de estruturas em olho em rocha finamente foliada do Domínio II.

4.3.2.5 - Dobras da Foliação S

A foliação S está dobrada à escala do Domínio. A sua conformação está sintetizada no diagrama da figura 48. Ele mostra uma dobra em escala macroscópica com eixo estatístico B orientado segundo N257/20.

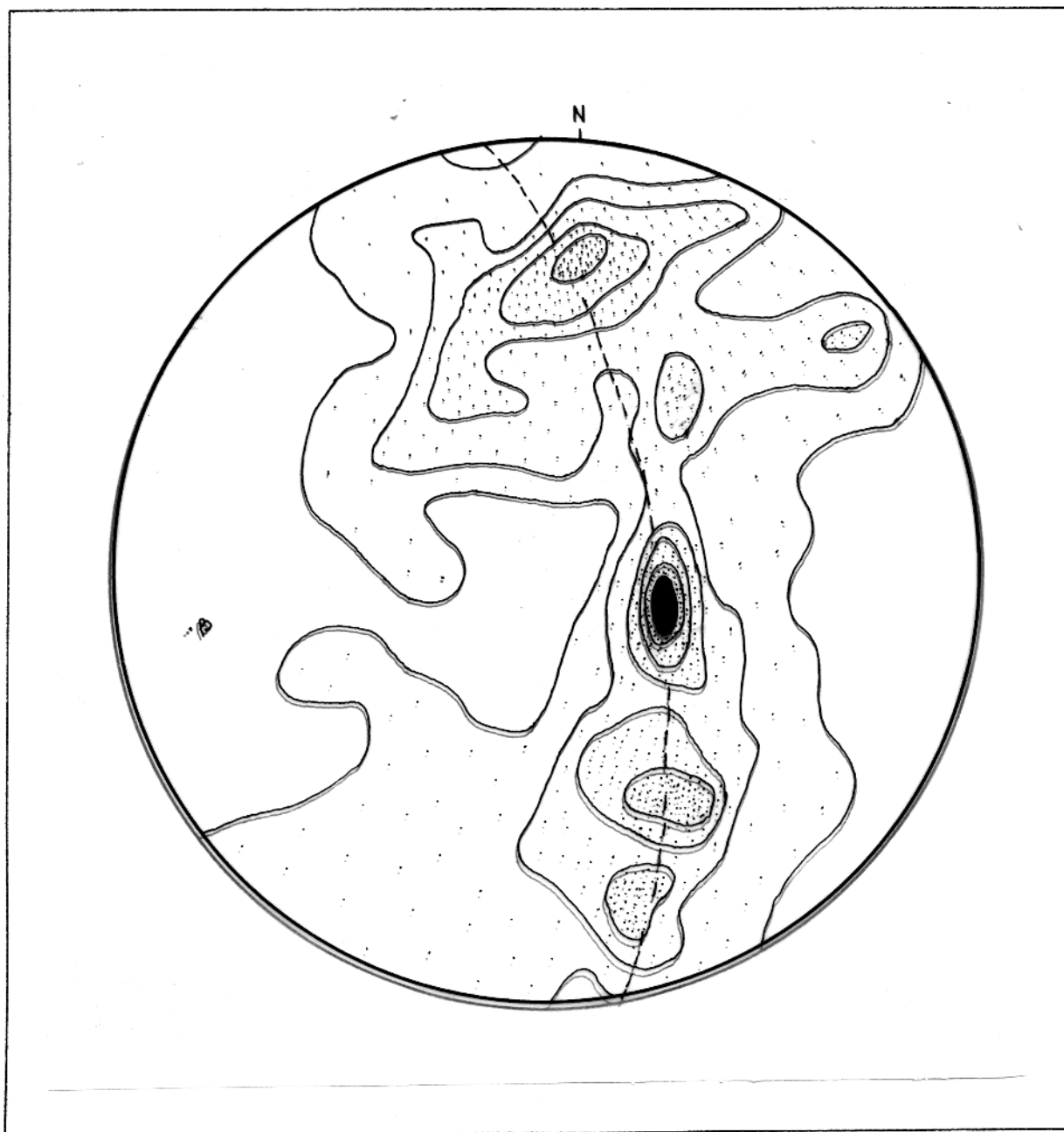


Figura 48 - Polos da foliação S (239) no Domínio II. Curvas de 1 - 4 - 7 - 10 - 13 e 16 %. B: N257/20.

Na porção sul do Domínio predominam atitudes da foliação S entre N70-125, com mergulhos de 60-80° para os quadrantes S.

Na porção norte a foliação tem predomínio de atitudes entre N55-90 / 60-90 NW, porém as variações para além destes parâmetros são freqüentes.

Na porção oeste do Domínio II a foliação tem mergulhos menores que 50°, muitas vezes entre 20 - 35°. A orientação, grosso modo, tende a conformar o Domínio I, com mergulhos para os quadrantes W.

Em escala mesoscópica as dobras variam de suaves a fechadas com tamanhos centimétricos a decamétricos - figura 49. Não se forma foliação plano axial.



Figura 49 - Fotografia de dobras centimétricas em xistos do Domínio II.

O diagrama da figura 50 é referente a uma dobra métrica em quartzitos da porção sul do Domínio. Seu eixo B tem orientação N235/14.

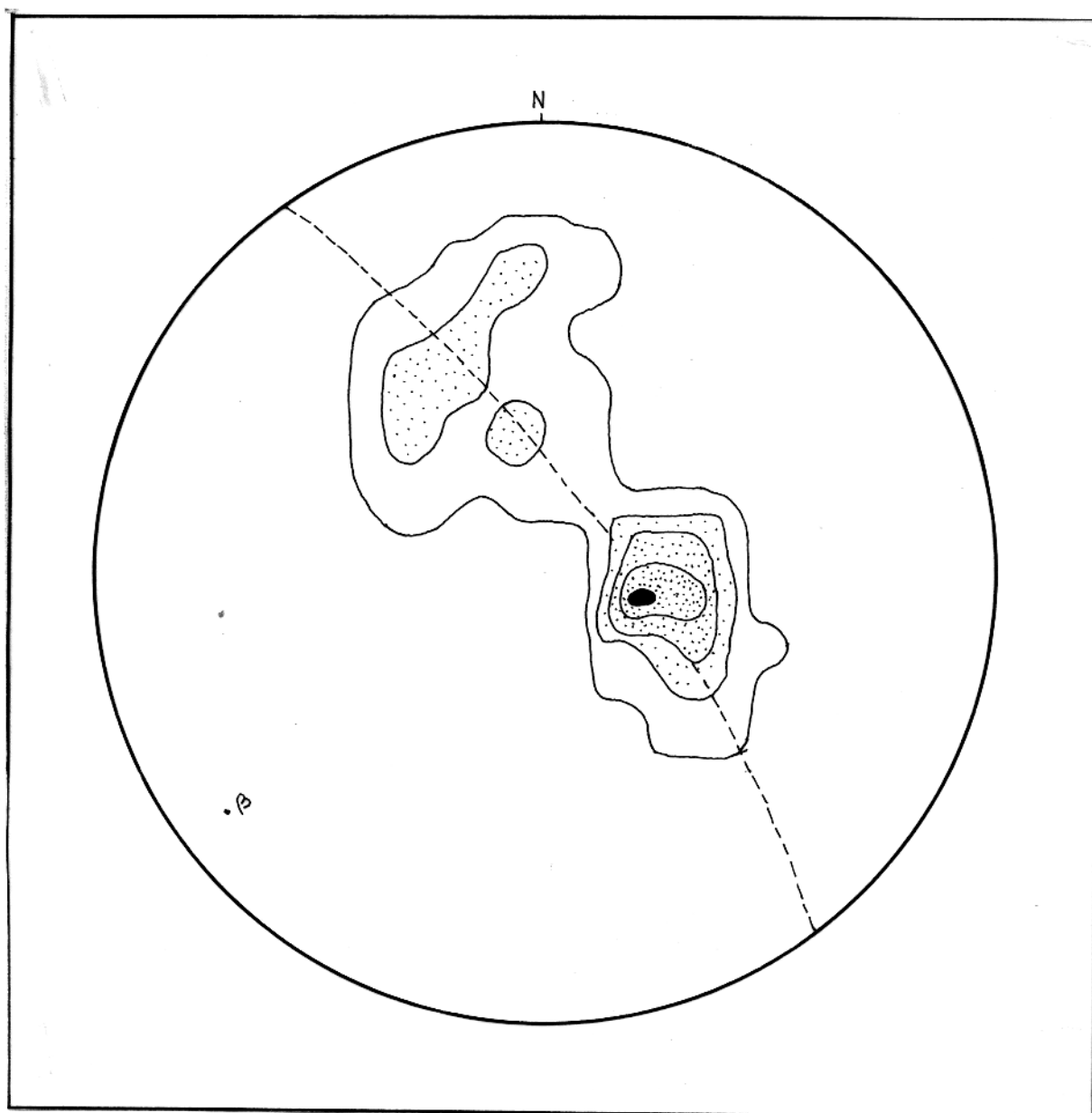


Figura 50 - Polos da foliação S (51) referentes a dobra métrica no Domínio II. Curvas de 1 - 7 - 13 - 19 - e 25 %. B: N235/14.

Nos xistos da porção norte do Domínio são frequentes dobras abertas centimétricas com eixos em torno de N260/30-50 - figura 51.

Na zona oeste do Domínio II a foliação S pode formar dobras conjugadas, centimétricas a decimétricas. Este tipo de dobras parece estar associado a zonas onde a foliação tem mergulhos baixos.

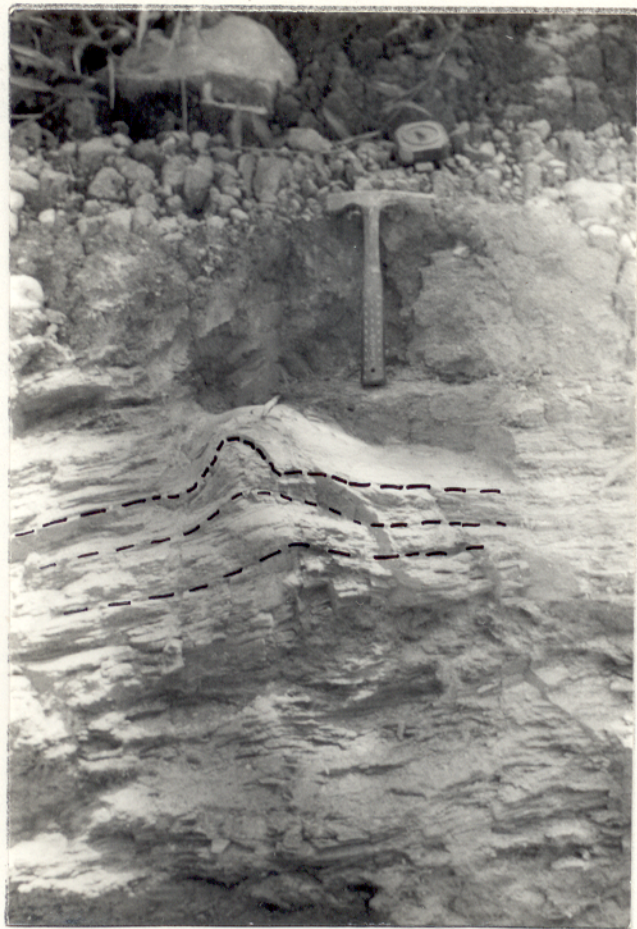


Figura 51 - Fotografia de dobra aberta centimétrica em xisto do Domínio II.

Em microescala a foliação S também mostra-se dobrada - figura 52. Existem desde ondulações, passando por dobras abertas a fechadas, até dobras em forma de "Z". Nas zonas dobradas os cristais de biotita poiquiloblástica sofreram rotação.

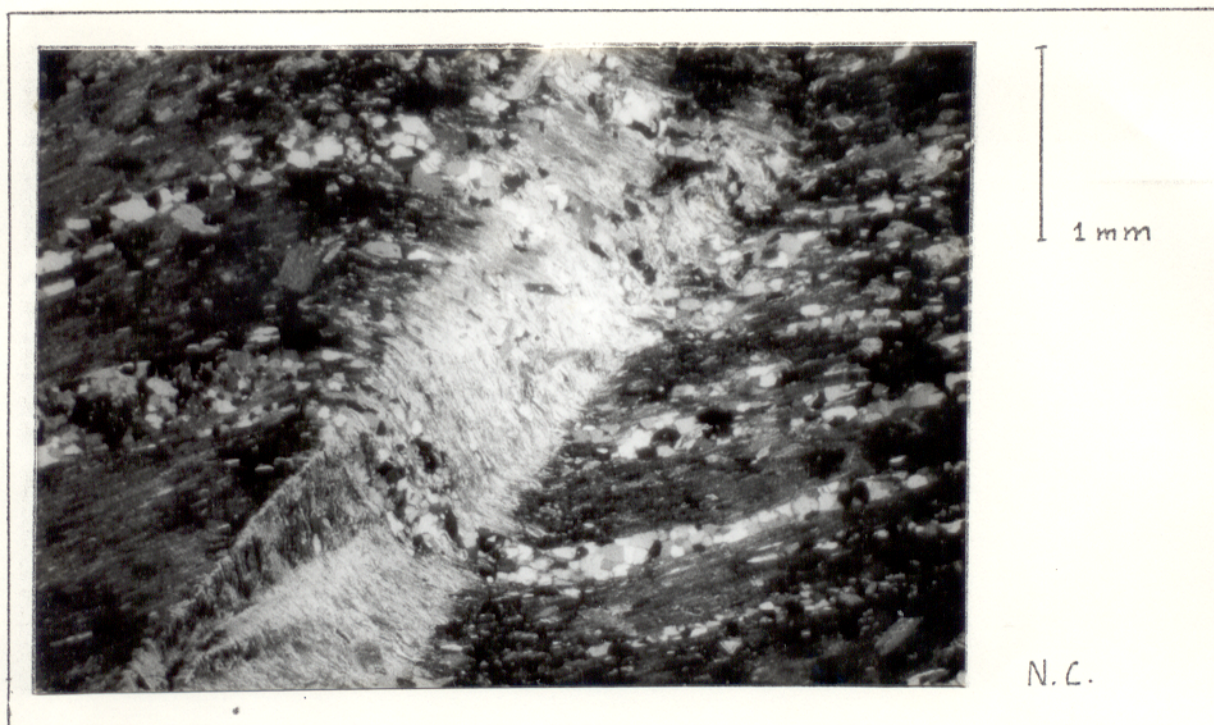


Figura 52 - Fotomicrografia de xisto do Domínio II com a foliação S dobrada.

4.3.2.6 - Estruturas Rúpteis

Em quartzitos com intercalações de xistos na porção sul do Domínio II há falhas de empurrão. Na falha mostrada na figura 53 as bandas quartzosas, centimétricas a decimétricas, da porção basal têm terminações indicando um deslizamento relativo do pacote superior de NW para SE. O plano de falha tem mergulho para SE.

As estruturas rúpteis são mais comuns à escala microscópica. Nas rochas mais deformadas da porção norte do Domínio II ocorrem microfalhas inversas, não penetrativas, cujos planos estão em alto ângulo com a foliação S. Os planos

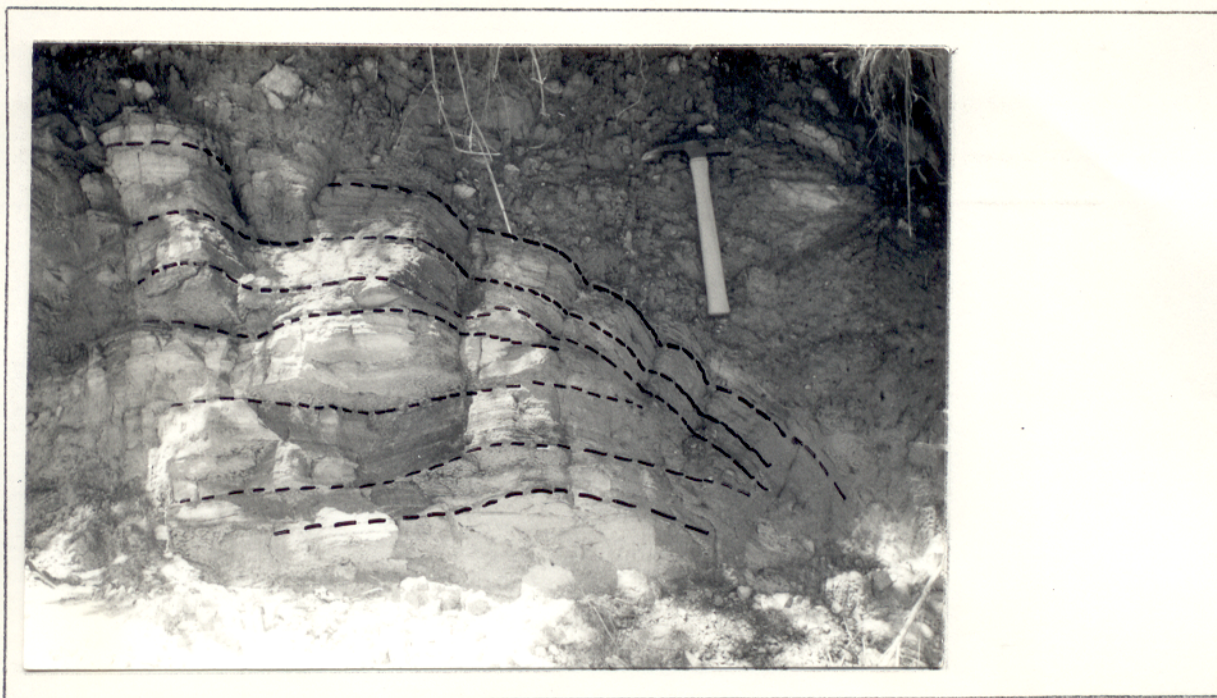


Figura 53 - Fotografia de falha de empurrão em quartzitos do Domínio II.

de falhas frequentemente apresentam-se revestidos por clorita, epidoto e quartzo. As microfalhas inversas podem evoluir para microzonas brechadas, revestidas por cloritóide, com os planos (001) paralelos às bordas. Nas microfalhas e microzonas brechadas - figura 54 - desenvolveram-se microdobras de arrasto sigmóides (Davis, 1984, pp. 270 -272).

As relações entre microfalhas, microbrechas e microdobras não são claras; parece haver uma tendência para o desenvolvimento das descontinuidades planares nas rochas de granulação mais fina, enquanto que as microdobras ocorrem nos tipos de granulação mais grosseira.

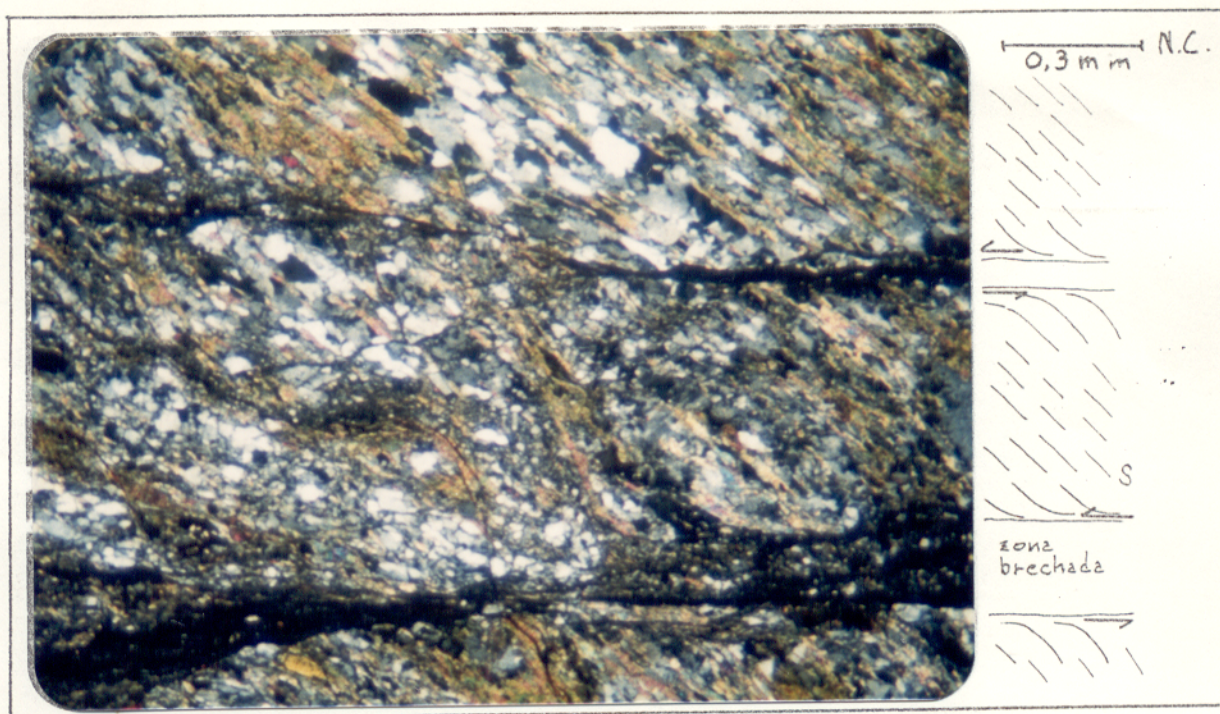


Figura 54 - Fotomicrografia de xisto do Domínio II, mostrando microfalhas e zona brechada afetando a foliação S.

4.3.3 - Domínio III

4.3.3.1 - Clivagem Ardosiana (Pré-S)

As rochas do Domínio III localmente têm restos de uma provável clivagem ardosiana (pré-S), observada em zonas onde a sua transposição para S não foi total. Nos xistos e nas rochas sedimentares pouco metamorfisadas a clivagem ardosiana é marcada por mica branca com kink bands ou em arcos poligonais moldados por S. Nos xistos também há, relacionados à clivagem, bandas de quartzo com dobras isoclinais e cristais de quartzo muito peculiares: são anedrais, com forte extinção ondulante e subgrãos muito pequenos - figura 55.

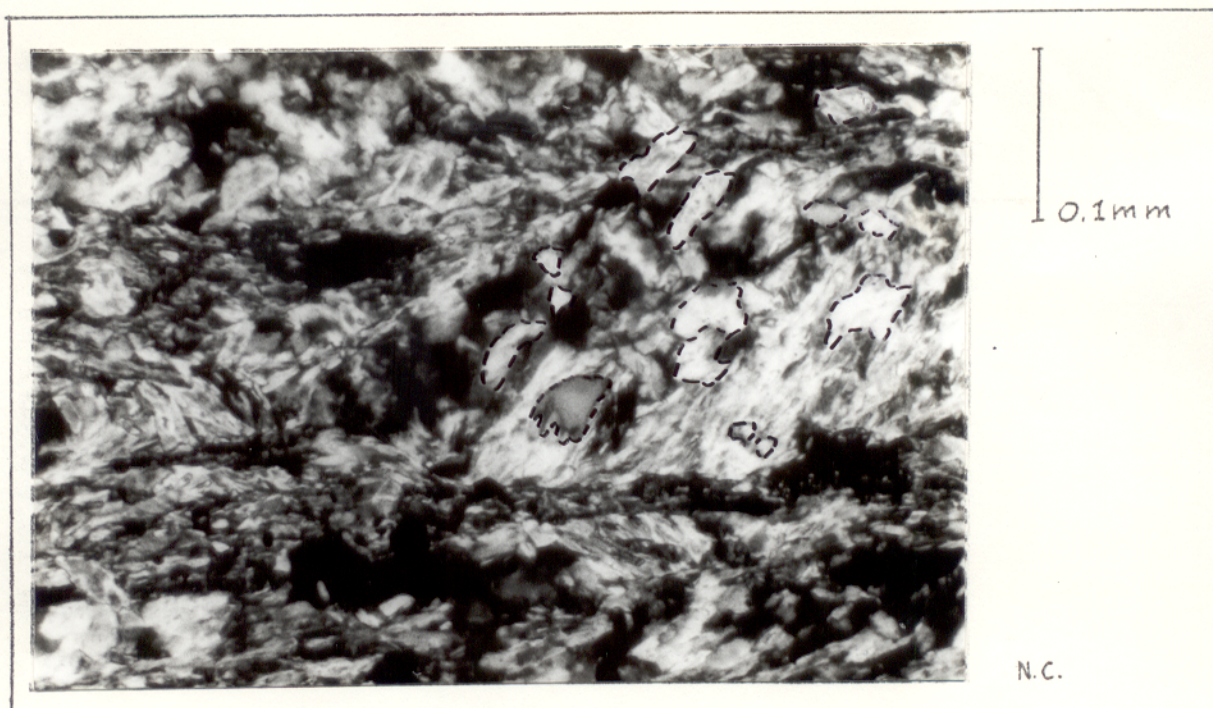


Figura 55 - Fotomicrografia de cristais de quartzo relacionados à clivagem ardosiana pré-S em xistos do Domínio III.

A clivagem ardosiana também é observada dobrada em mármore da parte norte do Domínio. São dobras isoclinais, decimétricas, semelhantes às descritas nos outros Domínios. As observações sobre estas dobras foram feitas em blocos soltos de uma pedreira, não permitindo medidas da sua orientação.

Na porção sul do Domínio II, em mármore com bandas silicosas de espessuras centimétricas, há dobras centimétricas assimétricas com eixos entre N265-280/15-20, com plano axial mergulhando para os quadrantes N. Os limbos das dobras estão espessados ou afilados. Em afloramento - figura 56 - são visíveis também planos com sílica recristalizada centimetricamente espaçados, paralelos aos planos axiais das dobras. Relacionando-se as bandas silicosas dobradas com a foliação pré-S, o que se deduz é que as dobras foram produzidas durante

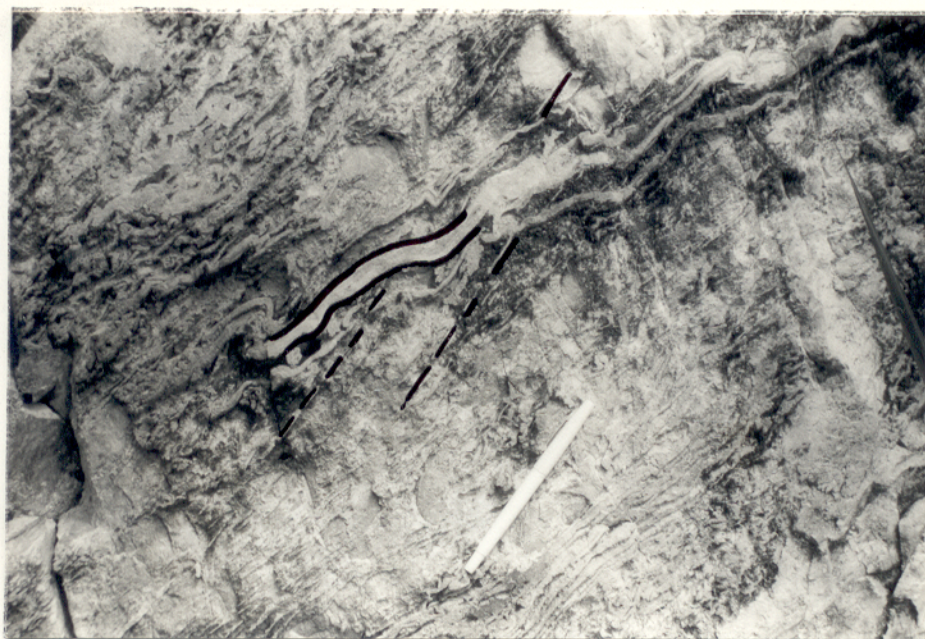
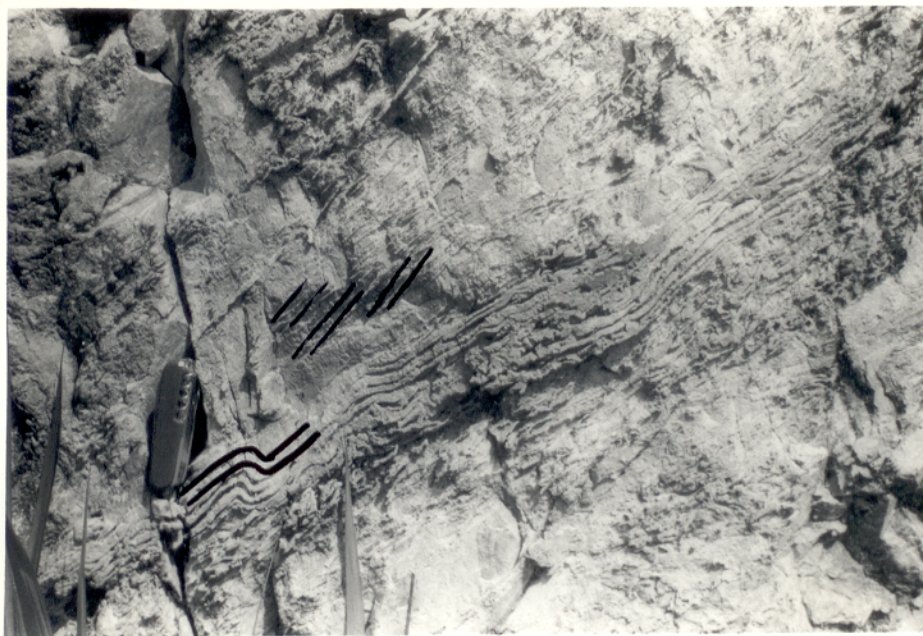


Figura 56 - Fotografias de dobras assimétricas centimétricas em mármore do Domínio III.

a transposição para a foliação S, agora representada pelos planos de sílica recristalizada.

4.3.3.2 - Foliação S

A foliação S é a feição planar penetrativa melhor registrada nas rochas do Domínio III. Nas porções onde houve a transposição da clivagem ardosiária pré-S, S é uma xistosidade. Onde o dobramento da clivagem ardosiária foi intenso, mas não chegou a haver transposição, S é uma clivagem de crenulação assimétrica.

Nos quartzitos, S é definida por uma forte orientação preferencial dos grãos de quartzo alongados ou pelas micas e cloritas orientadas que ocorrem nos contatos entre estes grãos. Em quartzitos microconglomeráticos a foliação S adquire um aspecto anastomosado, dado por finas palhetas de micas que contornam grãos de quartzo recristalizados. A foliação também pode "cortar" os pórfiros, deixando-os com faces retas e achatados.

Nos quartzitos feldspáticos são os porfiroclastos de feldspato potássico que estão moldados, dando à foliação também uma feição anastomosada.

Nos mármore, S é marcada por micas brancas muito finas, dispersas mas bem orientadas.

Nas rochas sedimentares pouco metamorfisadas e nos xistos, a foliação é definida por micas e cloritas orien-

tadas. Percebe-se que são paralelas aos planos axiais das ondulações de crenulação. Junto a estes minerais desenvolveu-se, preferencialmente nas charneiras de crenulação um tipo de quartzo anédrico, alongado, poiquiloblástico - figura 57 - que pode estar relacionado a processos de dissolução por pressão.

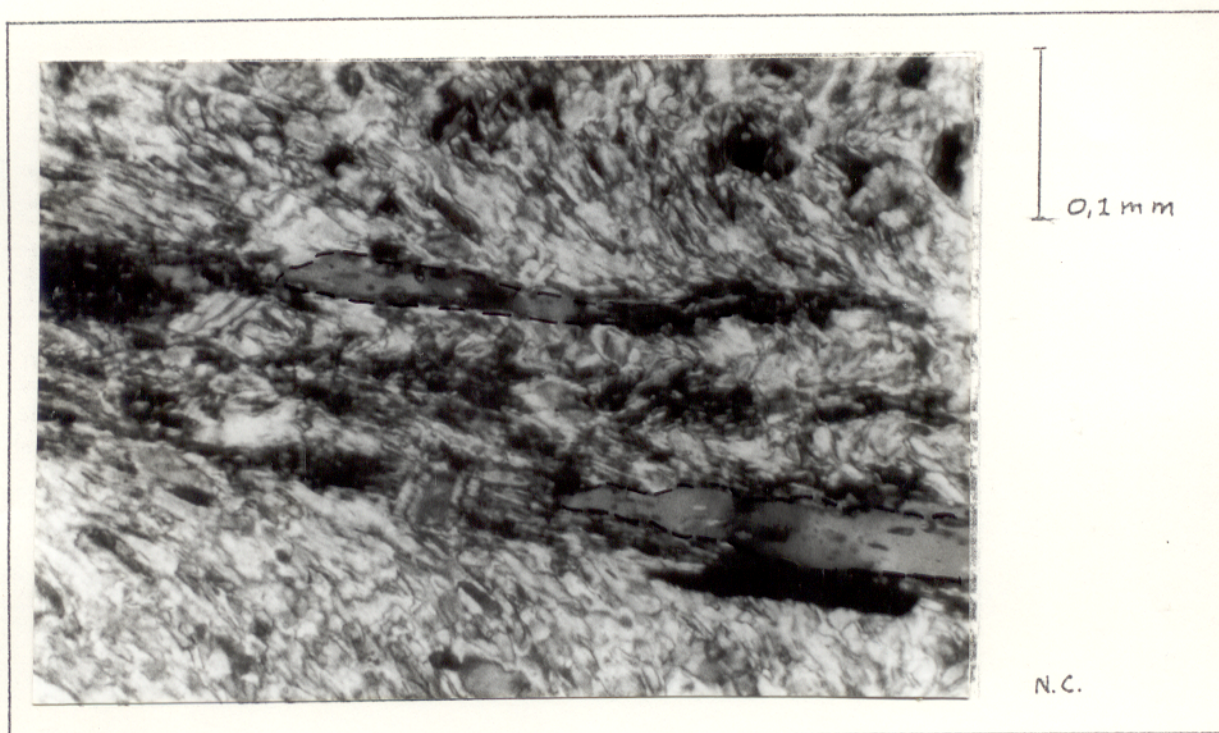


Figura 57 - Fotomicrografia de xisto do Domínio III mostrando cristais de quartzo relacionados à foliação S.

Os minerais acessórios como opacos e turmalina, também estão orientados segundo S. As turmalinas são budinadas, com o estiramento atingindo até 20%.

Os cristais de quartzo nos quartzitos têm subgrãos e bandas de deformação. Microinclusões formam estruturas em rede nos limites de grãos - formados por recuperação. Ocorre recristalização em fraturas e em zonas de sombra de pressão.

4.3.3.3 - Lineações

No Domínio III as lineações são menos evidentes que nos demais Domínios. Em mesoescala observam-se lineações de intersecção e lineações de estiramento mineral. Os eixos das lineações medidas no Domínio III estão plotados na figura 58, mostrando uma dispersão de valores em torno de N260-290/5-40, ou com mergulhos para o quadrante oposto, N85-120/05-20.

4.3.3.4 - Dobras da Foliação S

Na parte norte da área a foliação S está orientada entre N70-110, com predomínio de mergulhos entre 60-80° para os quadrantes N. Alguns afloramentos têm foliação com mergulhos menores do que 30°. No flanco sul da Antiforma do Setuva a orientação varia entre N70-130, com mergulhos entre 25-65° para os quadrantes S.

A posição espacial dos planos de S no Domínio III está representada na figura 59. A dobra em macroescala configurada no diagrama tem um eixo estatístico B com orientação N275/30.

Eixos de dobras centimétricas abertas a fechadas, em xistos, também estão plotados na figura 58. São aproximadamente paralelos às lineações. O pequeno número de eixos plotados é representativo da escassez de dobras no Domí-

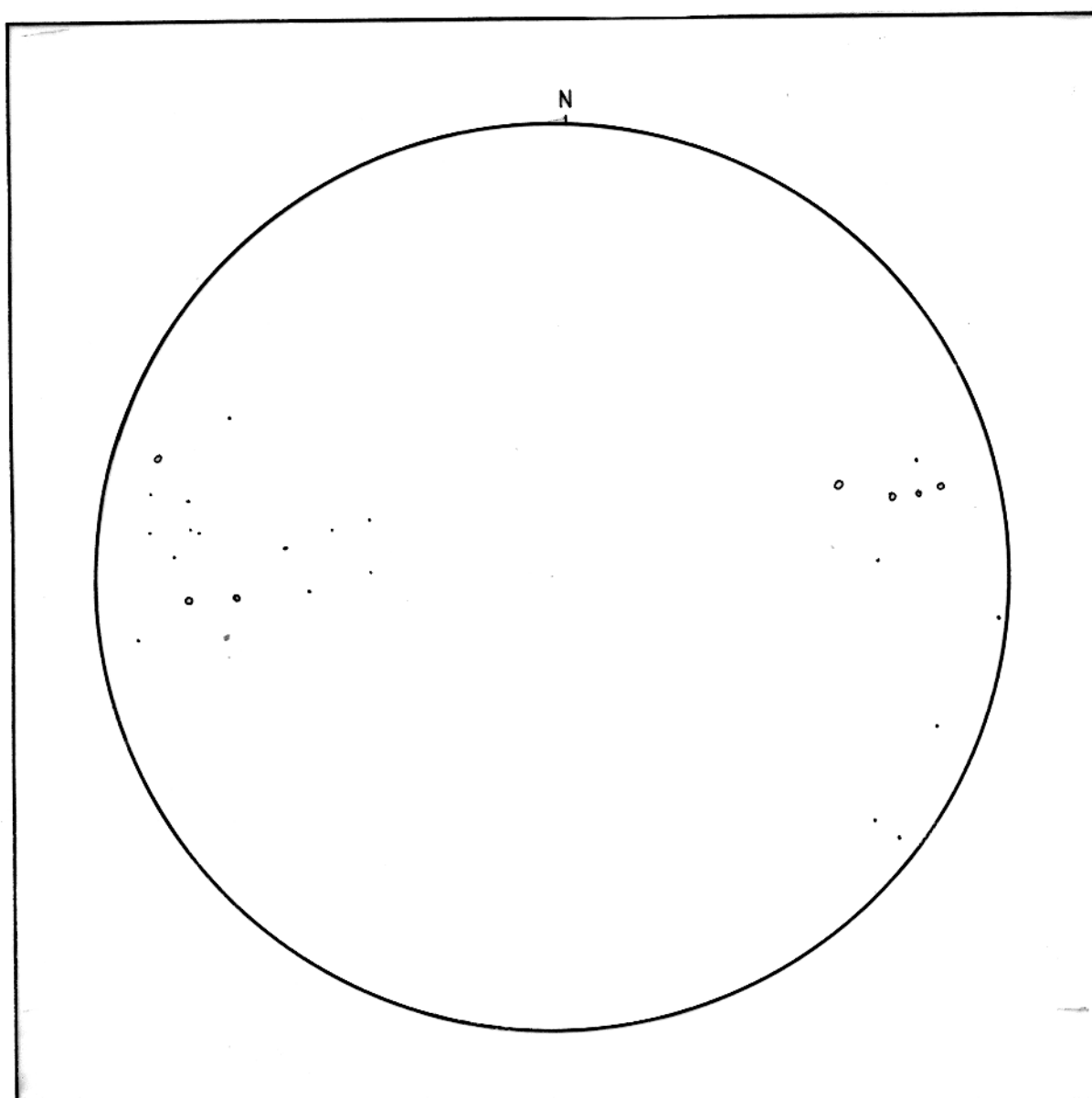


Figura 58 - Polos de lineações (19) e eixos de dobras centimétricas (7) da foliação S no Domínio III.

nio e também pode ser representativo do seu posicionamento espacial: predominam mergulhos para os quadrantes E, enquanto que nos demais Domínios os mergulhos de eixos de dobras do mesmo tipo são principalmente para os quadrantes W. Marini (1970) observou este comportamento e utilizou-o como um dos critérios para a separação da Formação Setuva do Grupo

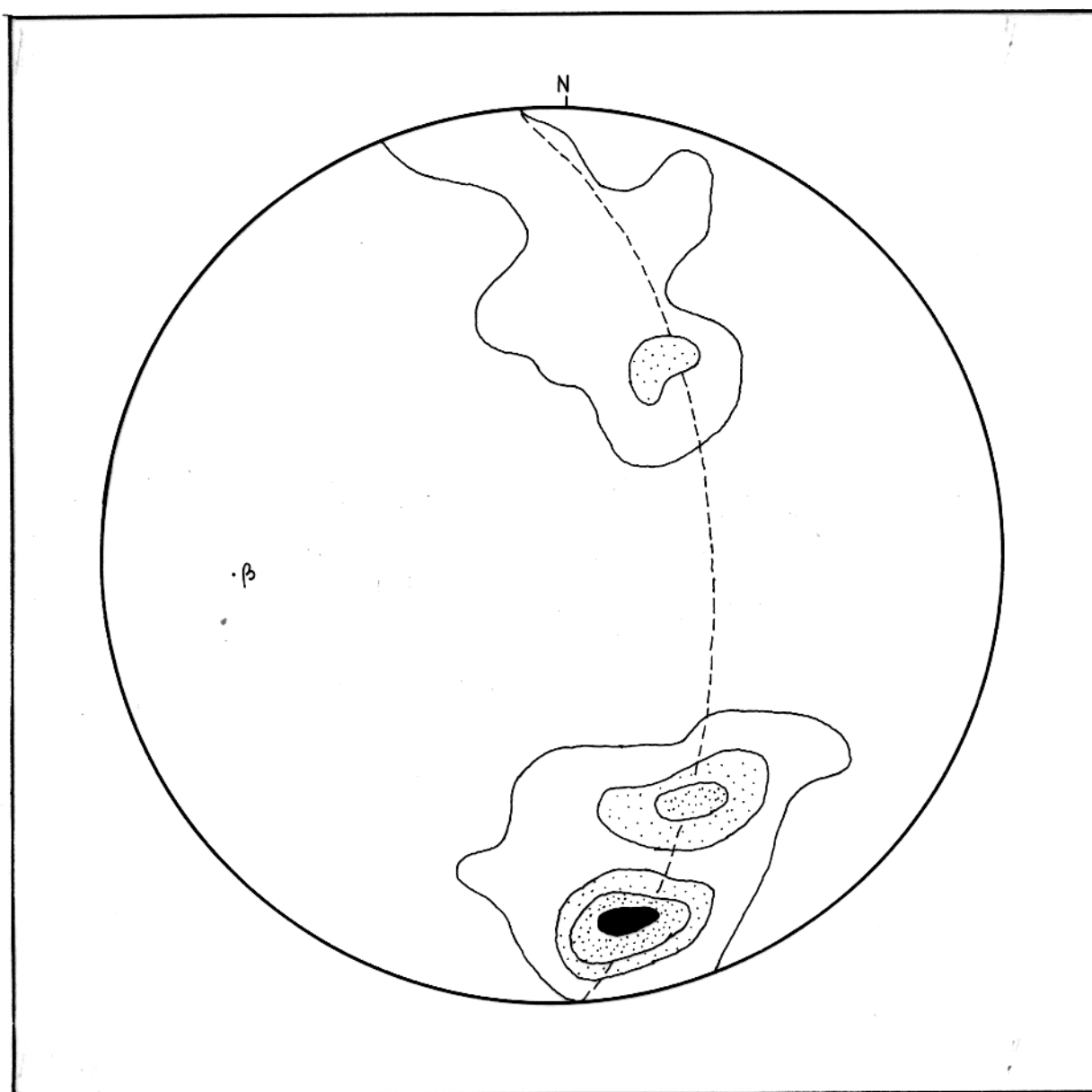


Figura 59 - Polos da foliação S (62) no Domínio III. Curvas de 1 - 4 - 7 e 10 %. B: N275/30.

Açungui. No entanto, é preciso considerar que o mergulho dos eixos depende da atitude prévia da foliação.

Em microescala a foliação S localmente apresenta-se com dobras suaves a fechadas, assimétricas. Uma foliação plano axial chegou a se formar nas rochas mais micáceas. Localmente a intersecção destas duas foliações origina uma lineação.

As feições mais marcantes relacionadas ao dobramento de S são kink bands em micas brancas e cloritas, visíveis nas rochas sedimentares pouco metamorfisadas e nos xistos onde S é uma clivagem de crenulação assimétrica. Só os flancos das ondulações de S que se encontravam em baixo ângulo com a direção de esforço foram afetados, gerando kink bands com um padrão muito particular - figura 60.

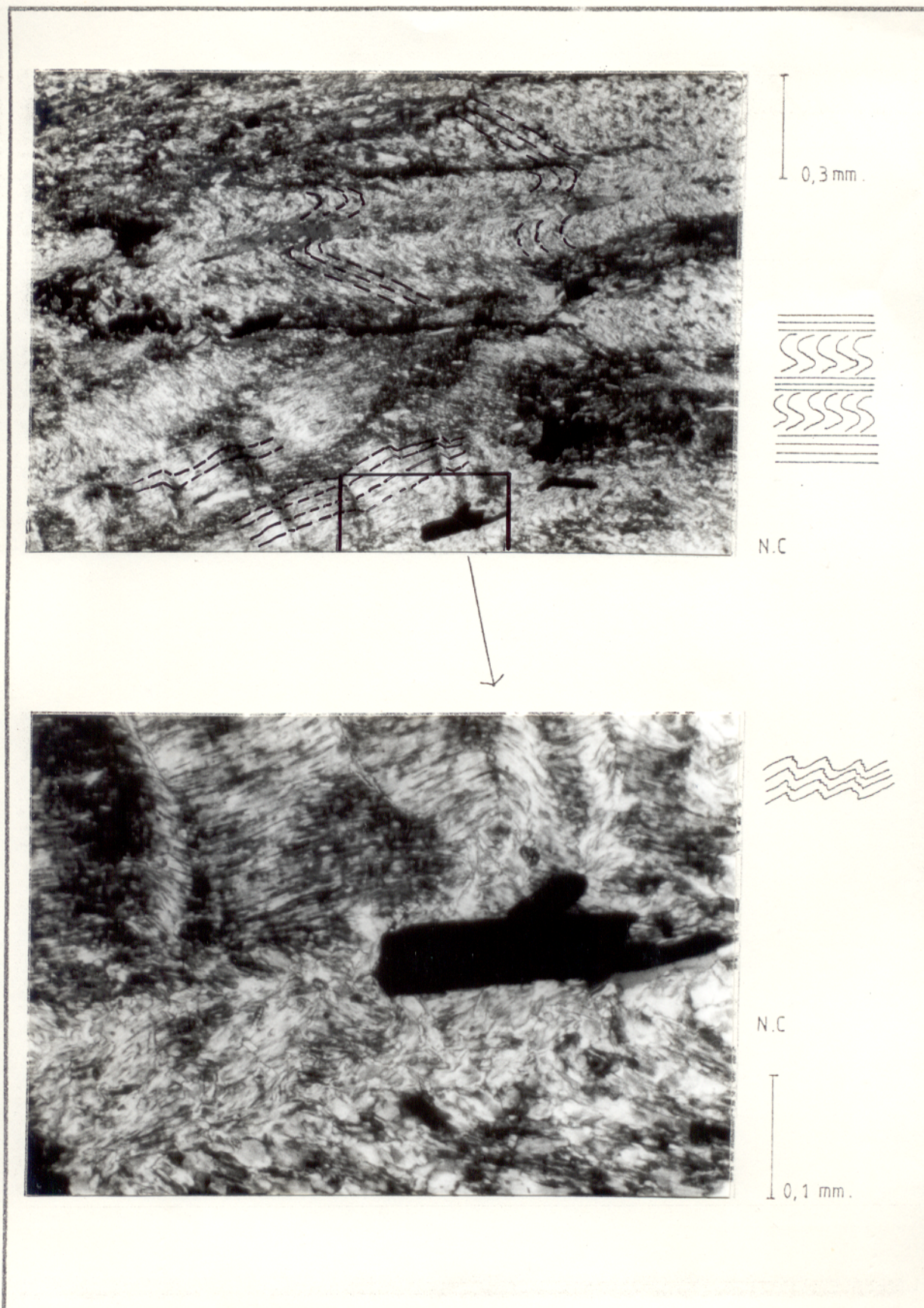


Figura 60 - Fotomicrografias de xisto do Domínio III mostrando kink-bands em micas da foliação S.

4.3.3.5 - Estruturas Rápteis

No Domínio III existem feições não penetrativas à escala de Domínio que podem ser associadas a uma etapa deformacional de natureza predominantemente rúptil.

Discordância estrutural: No canto NW da área mapeada, em afloramento ao longo da BR-476, um pacote de xistos com foliação N40-55/46-60NW e lineação mineral N290/40-55 está sobreposto a um pacote de xistos micáceos com foliação N300/0-08 NE. A zona de contato entre os pacotes é muito fraturada e em parte está encoberta - figura 61.

Superfícies estriadas: Na porção sul do Domínio há superfícies estriadas com direção E-W ou N50W, com mergulhos altos, até verticais. A disposição das estrias nestas superfícies indica um deslocamento com orientação E-W. Algumas rochas estão "fatiadas" por planos paralelos com espaçamento centimétrico a decimétrico, indicando movimentos para W ou para E.

Brechas de falha: Na mesma região de ocorrência das superfícies estriadas ocorrem zonas com espessuras métricas de brechas de falha. São compostas por fragmentos angulosos de quartzito (até 10 cm) e de feldspato caulinizado (até 5 cm) em meio a matriz arenoargilosa.

Fraturas: Os xistos e mármore da parte NW da área mapeada estão intensamente fraturados. Predominam fraturas com orientação entre N5-10/50-60NW. Nos mármore as fraturas

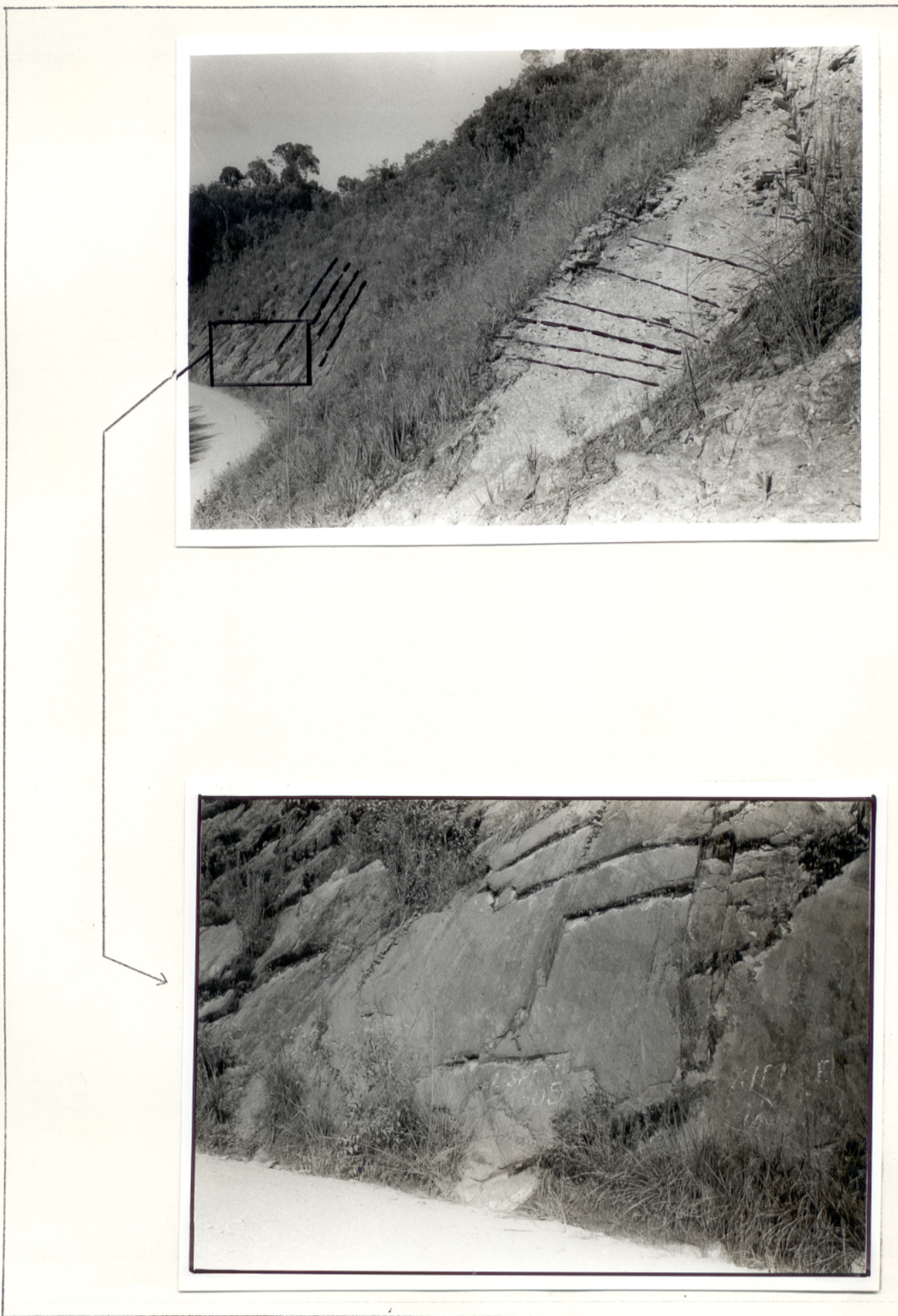
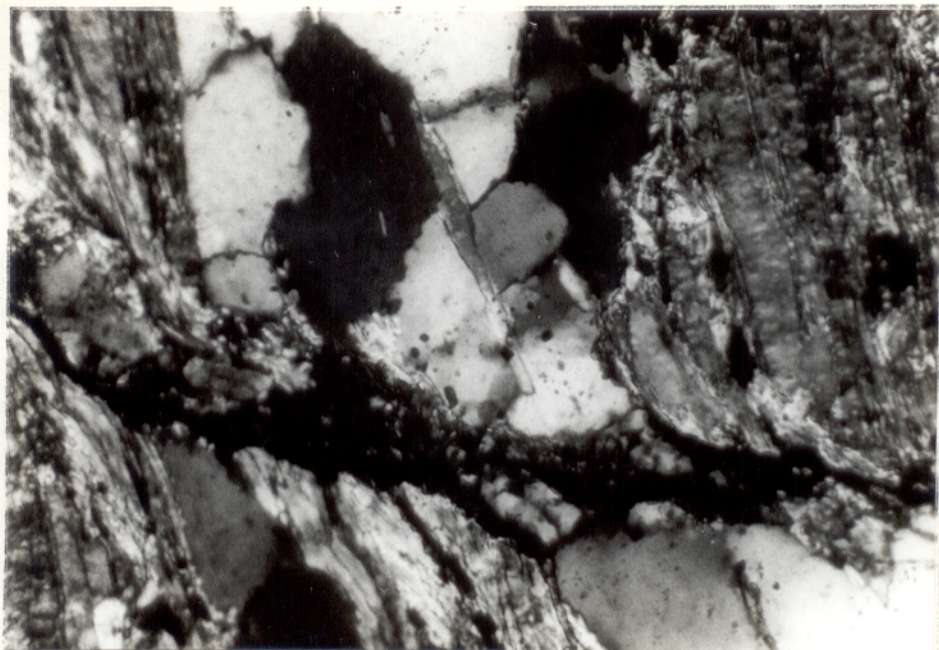


Figura 61 - Discordância estrutural no Domínio III.

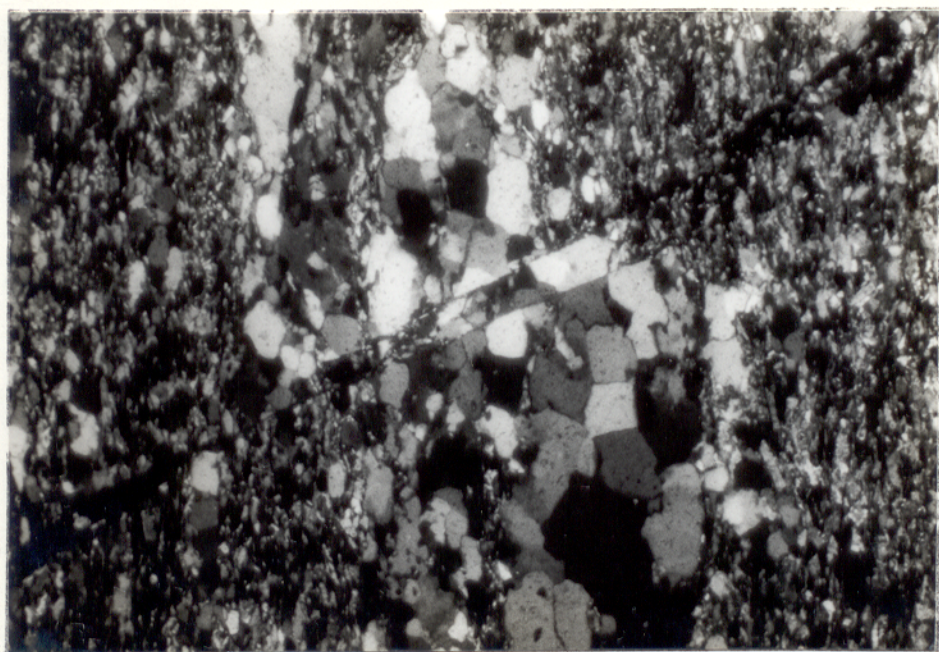
estão preenchidas por quartzo e micas, sem evidências de deslocamento relativo. São centimetricamente espaçadas e cortam a foliação S.

Em rochas da porção norte do Domínio III são comuns microfraturas e microfalhas. As microfraturas podem cortar a foliação S perpendicularmente ou formar um padrão em degraus, com segmentos perpendiculares unidos por segmentos paralelos a S. As microfalhas têm planos oblíquos a S - figura 62. Microdobras de arrasto associadas indicam deslocamentos relativos predominantemente sinistrais nas microfalhas. Os planos de falhas são preenchidos por quartzo fino, o que é visível nos xistos, mármore e mesmo nos quartzitos, onde os cristais que ocorrem nos planos das microfalhas têm uma granulção muito mais fina e uma orientação ótica distinta dos demais cristais de quartzo.



0,1 mm

N.C.



0,3 mm

N.C.

Figura 62 - Fotomicrografias de estruturas frágeis em quartzito e em xisto do Domínio III.

5 - Comentários Sobre as Estruturas Observadas

5.1 - Foliação S

A foliação S é a principal feição planar da área mapeada e é comum aos três Domínios. No Domínio I ela pode ser uma gnaissosidade, um bandamento, uma xistosidade ou uma foliação milonítica. No Domínio II é uma xistosidade ou uma foliação milonítica. No Domínio III predomina como uma xistosidade ou clivagem de crenulação. As variações no aspecto da foliação S de um Domínio para outro relacionam-se às litologias, esforços tectônicos e gradientes de P e T envolvidos em cada caso.

O comportamento da foliação S nos três Domínios está representado na figura 63. Observa-se que a foliação S é dobrada e desenha a feição cartográfica em C da Antiforma do Setuva. O eixo estatístico B é claramente delineado segundo N257/26 apesar de não ter-se o perfeito alinhamento dos máximos segundo um grande círculo. O valor de B equivale à orientação do "eixo da Antiforma do Setuva". O não alinhamento dos máximos em um grande círculo foi verificado anteriormente por Fiori (1985d), envolvendo porém uma área maior. Um diagrama de polos de S apresentado por este autor evidenciou uma distribuição em cone - em vez de guirlanda - comum em áreas com diversos eventos de deformação. Foram sugeridas três hipóteses para explicar este comportamento:

- S seria influenciada pela Falha da Lancinha;

- S ao ser dobrada era uma superfície irregular;
- S teria orientações diferentes nos gnaisses e nos xistos.

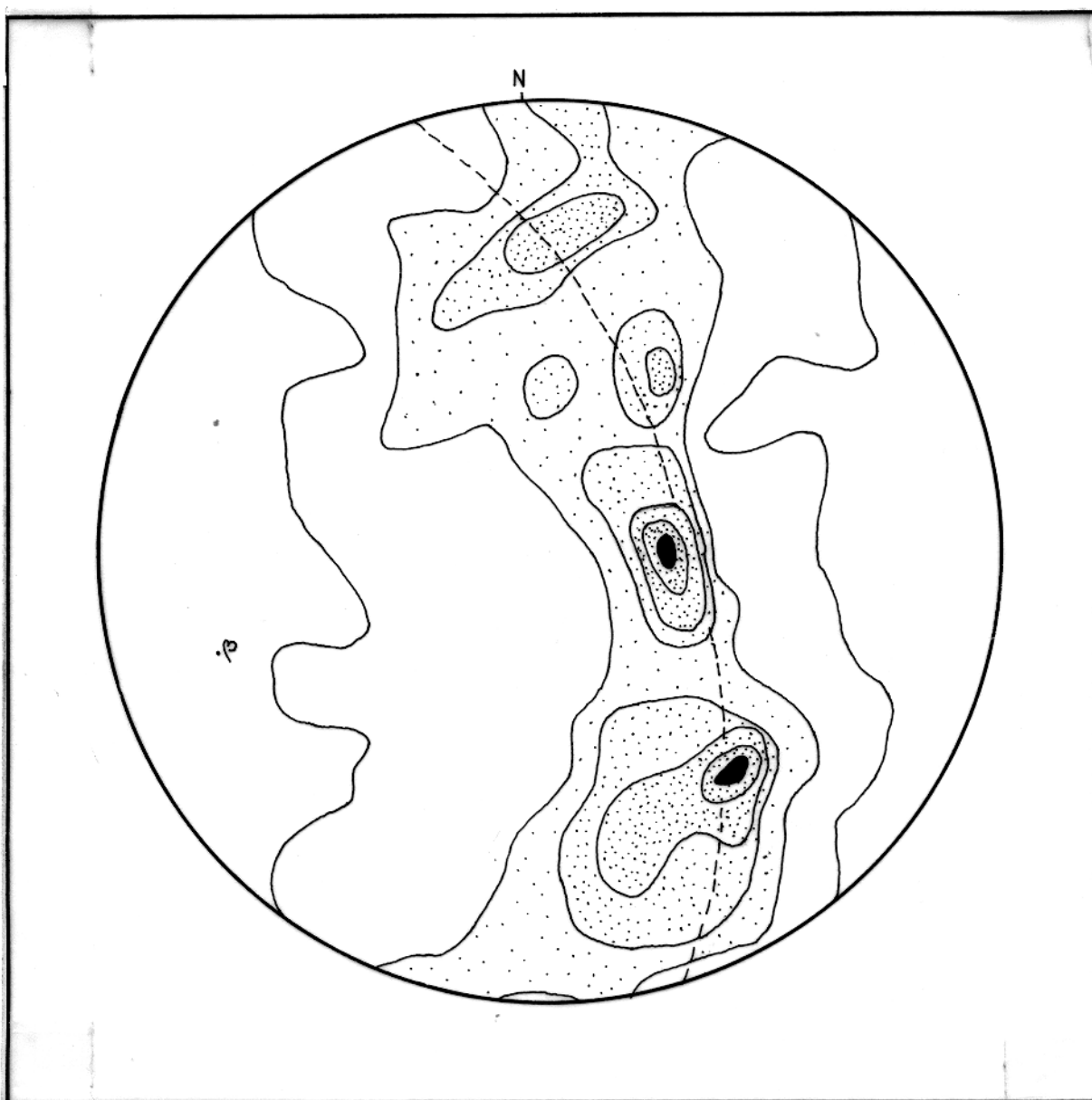


Figura 63 - Polos da foliação S (407) na área mapeada. Curvas de 1 - 5 - 9 - 13 - 17 e 21 %. B: N257/26.

Em razão de ter-se obtido o alinhamento em grandes círculos para os dados de cada Domínio em separado e de não se verificar perfeita concordância entre as orientações dos três Domínios, a terceira hipótese é a mais plausível no atual

estádio de conhecimentos, embora não se possa descartar a influência das outras.

5.2 - Lineações

As lineações estão melhor desenvolvidas no Domínio II. Nos Domínios I e III elas são mais nítidas nas proximidades com o Domínio II. A figura 64 traz as medidas das lineações nos três Domínios. Predomina a orientação N270-290/10-20. As lineações no Domínio I têm mergulhos menores que nos Domínios II e III.

As observações microscópicas podem ser assim resumidas:

- lineação de estiramento mineral: formada por minerais pré a sin S. Os minerais de comportamento dúctil que marcam a lineação são quartzo, micas e às vezes feldspatos. Os minerais com comportamento rúptil - turmalina e feldspato potássico - são budinados segundo a mesma direção.

- lineação mineral: minerais cristalizados em sombras de pressão - quartzo e micas - sin a tardi S.

- lineação b.

Considera-se que a lineação de estiramento - ou mineral - é paralela ao eixo X do elipsóide de deformação finita e à direção do cisalhamento. Critérios de rotação em

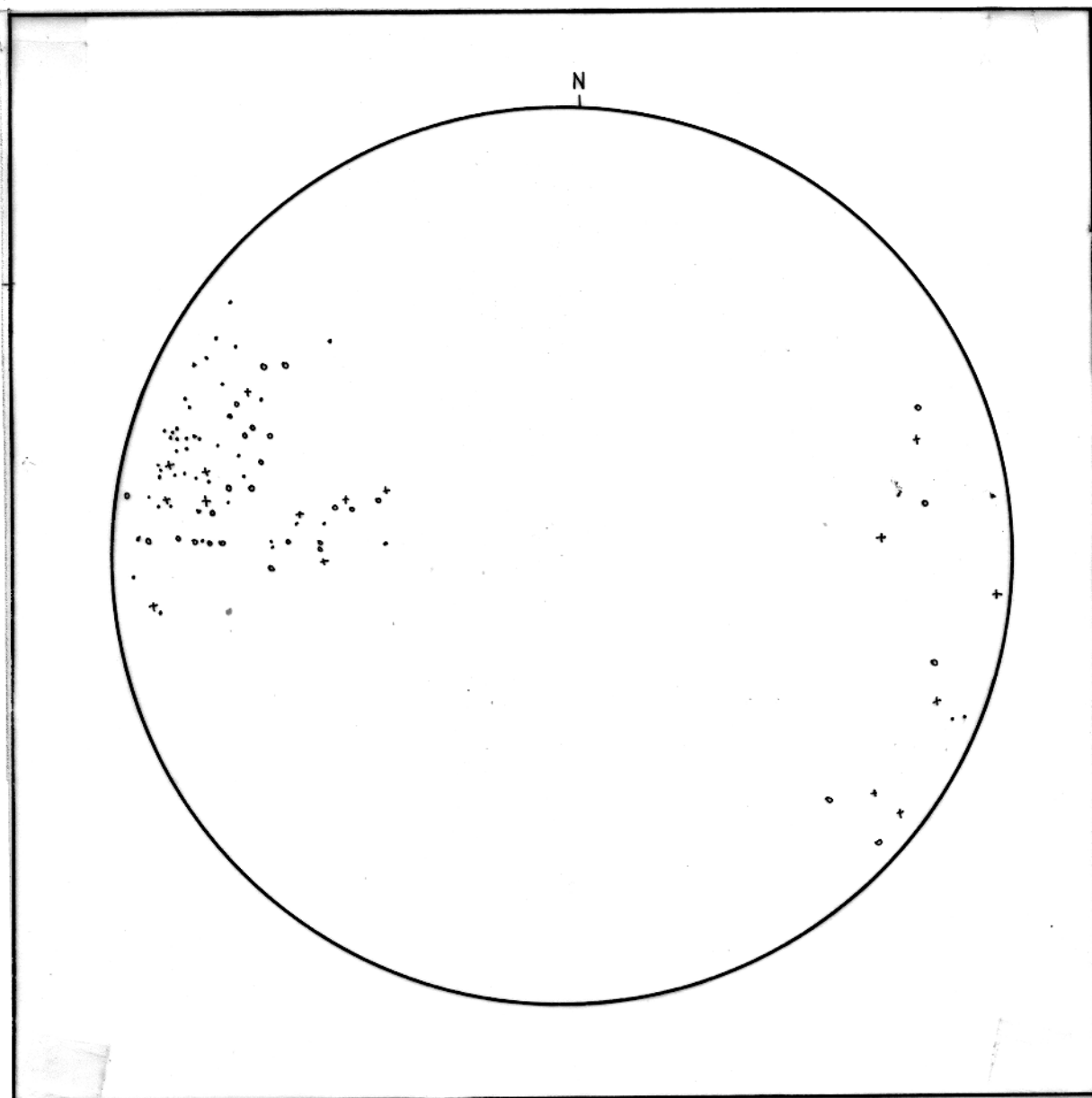


Figura 64 - Polos das lineações (100) na área mapeada.

Domínio I: . Domínio II: o Domínio III: +

regime de deformação não coaxial, aplicados às lâminas delgadas orientadas e mesmo em afloramentos, indicam, olhando-se de Sul para Norte, um predomínio do sentido destrógiro segundo a direção de lineação - transporte de W-NW para E-SE.

5.3 - Estruturas Relacionadas a Cisalhamento Simples

Além das lineações de estiramento e mineral, algumas das meso e microestruturas descritas nas páginas anteriores são relacionadas à deformação por cisalhamento simples. As estruturas são as seguintes:

- mesoestruturas: porfiroclastos com caudas assimétricas e estruturas S - C no Domínio I; estruturas em olho no Domínio II.

- microestruturas: bandas de cisalhamento e porfiroclastos com caudas assimétricas nos Domínios I e II; foliação secundária marcada por subgrãos e quartzos fitados no Domínio II.

Essas estruturas guardam informações sobre a história deformacional das rochas em que ocorrem. A sua origem será discutida a seguir.

5.3.1 - Foliação Secundária

Esta estrutura foi observada em quartzitos do Domínio II. A foliação secundária é definida por subgrãos e grãos recristalizados alongados orientados preferencialmente com seus eixos maiores paralelos à direção de estiramento incremental. Esta orientação preferencial dos grãos forma uma

foliação inclinada, geralmente cerca de 20° , com a foliação principal da rocha.

De acordo com Simpson (1986), a foliação secundária pode ocorrer em bandas monominerálicas de quartzo, calcita ou feldspatos em rochas miloníticas e os grãos orientados se formam pela combinação de dois processos:

- migração dos defeitos da rede cristalina induzidos por esforço (Hobbs et al, 1976, pp 73 - 118);

- recristalização dinâmica.

Dois mecanismos podem estar associados à recristalização dinâmica:

- rotação progressiva de subgrãos durante a deformação plástica de cristais, até se transformarem em novos grãos "recristalizados" (Poirier e Nicolas, 1975).

- migração de limites de grãos entre cristais com diferentes estados internos de deformação: os grãos com deformação menor "consomem" os vizinhos com deformação maior.

Estes dois mecanismos de recristalização são caracteristicamente de alta T (Nicolas, 1984, pp. 44 - 46).

No Domínio II os quartzitos parecem ter sofrido recristalização predominantemente dinâmica - por migração de limites de grão - onde se deu a expulsão das microinclusões dos cristais de quartzo, originando grãos límpidos. Esta indicação de deformação em condições de T alta permite uma comparação com os quartzitos do Domínio III. Nestes, parece ter predominado a recristalização por nucleação: os porfiroclastos foram

transformados em vários pequenos neoblastos, localizados inicialmente na periferia ou em fraturas dos porfiroclastos. Segundo Nicolas (op. cit.) este tipo de recristalização ocorre com T baixa, com esforço elevado.

5.3.2 - Foliação S - C e Bandas de Cisalhamento

Foliação S-C em mesoescala ocorre no Domínio I, bandas de cisalhamento em microescala ocorrem nos Domínios I e II.

Estas feições podem ser descritas como zonas de cisalhamento dúctil que se formam em zonas de cisalhamento ou de falhas dúcteis relativamente maiores. Sua ocorrência está associada a um regime de fluxo não-coaxial (Simpson, 1986).

A estrutura compõe-se de duas foliações - S e C - cujas linhas de intersecção são subperpendiculares à direção de estiramento na rocha. As superfícies S podem ser uma foliação de origem qualquer, penetrativa (Lister e Snoke, 1984), mas também têm sido definidas como superfícies relacionadas à acumulação de deformação finita (Jegouzo, 1980; Ponce de Leon e Choukroune, 1980). As superfícies C são associadas a zonas localizadas de deformação de cisalhamento intensa (Lister e Snoke, op. cit.; Jegouzo, op. cit.; Ponce de Leon e Choukroune, op. cit.).

Simpson (1986) sugere que o termo banda de cisalhamento (shear band) seja usado quando a idade relativa

das foliações S e C é incerta ou quando suas origens são distintas: e que o termo milonito S-C (S-C mylonite, Berthé et al., 1979; Lister e Snoke, 1984) seja restrito aos casos de desenvolvimento sincrônico.

A análise destas estruturas em rochas do Domínio II revela que os planos S - definidos por micas brancas - são defletidos pelos planos C - sublinhados por biotitas. Neste caso, o termo banda de cisalhamento parece ser o mais correto. No Domínio I o termo foliação S-C pode ser usado.

O aspecto ocelar ou fusiforme nas rochas com estas estruturas é um bom indicador cinemático. Com o aumento de deformação as superfícies S e C podem tornar-se paralelas, com orientação próxima do plano de cisalhamento geral.

5.3.3 - Quartzos Fitados

As estruturas do tipo quartzo fitado (ribbon quartz) são formadas por cristais de quartzo intensamente deformados que observados em seções XZ mostram um comprimento - X - muito maior que a espessura - Z. São conhecidos casos onde a razão X:Z atinge 100:1 (Wilson, 1975). Em seções YZ a razão é sempre muito menor. Estas estruturas são comuns em rochas com quartzo que sofreram intensa deformação plástica (Boullier e Bouchez, 1978). Elas podem ser mono ou policristalinas. As monocristalinas provêm da deformação de grãos grandes em condições de T relativamente baixa; as policristalinas são

associadas a condições de deformação com T relativamente alta - acima de 350-400^o C).

Os grãos de quartzo fitados observados nas rochas do Domínio II são do tipo policristalino.

5.3.4 - Porfiroclastos com Caudas

Esta feição é marcada por um mineral com comportamento rígido - porfiroclasto - associado com material recristalizado dinamicamente - caudas.

Dependendo da sua simetria, os sistemas porfiroclasto-caudas podem dar indicações sobre o regime de deformação, o sentido de movimento e mostrar a relação entre a recristalização dinâmica e a taxa de deformação de cisalhamento na rocha (Passchier e Simpson, 1986).

Sistemas com simetria ortorrômbica sugerem que a matriz deformou-se em regime predominantemente coaxial ou que houve uma superimposição de regime deste tipo.

Sistemas com simetria monoclínica estão relacionados com fluxo não coaxial, relativamente homogêneo. Nestes casos há uma vergência predominante.

Deve ser levado em conta, na observação destas estruturas que a cauda recristalizada também pode ter sua forma determinada pela geometria da superfície do porfiroclasto sobre a qual ela ocorre - preferencialmente nas faces côncavas. Casos com caudas assimétricas sob cristais esféricos ou com

faces retas é que podem ser interpretados em termos de deformação rotacional (Choukroune, 1971).

Os sistemas com simetria monoclínica, que indicam o sentido do cisalhamento, podem ser de dois tipos:

- tipo σ : com caudas curtas, em forma de cunhas;
- tipo δ : com caudas mais finas e alongadas, freqüentemente formando embainhamento do material da matriz adjacente ao porfiroclasto.

O tipo σ desenvolve-se quando a taxa de recristalização dinâmica do mineral é alta em relação à taxa de deformação cisalhante da rocha; o tipo δ quando a taxa de recristalização do porfiroclasto é muito baixa em relação à taxa de deformação de cisalhamento.

No Domínio II os sistemas têm simetria predominantemente monoclínica - movimento destrógiro - e são do tipo σ .

Geralmente tem-se evidências de rotação no plano XZ e simetria no plano YX, ou seja, a deformação foi não coaxial no plano XZ e a rotação foi próxima do eixo Y.

A existência de sistemas porfiroclasto-caudas monoclínicos do tipo σ , de foliação secundária e de quartzos fitados policristalinos indica que houve intensa recristalização no Domínio II. Possivelmente mascarando outras feições.

5.3.5 - Dobras em Bainha

As dobras em bainha são diagnósticas de alta deformação. Nos casos de deformação intensa em zonas planares, pode-se supor que houve cisalhamento simples (Ramsay e Graham, 1970). Dobras em bainha bem desenvolvidas requerem para serem produzidas uma deformação de cisalhamento de pelo menos $\gamma = 10$ (Ramsay e Huber, 1987, p. 638). A rigor não se formam dobras em foliações produzidas por cisalhamento simples; as dobras em bainha só ocorrem onde houveram formas dobradas anteriores ao desenvolvimento do cisalhamento. Conforme esta idéia a geração das dobras em bainha está esquematizada na figura 65.

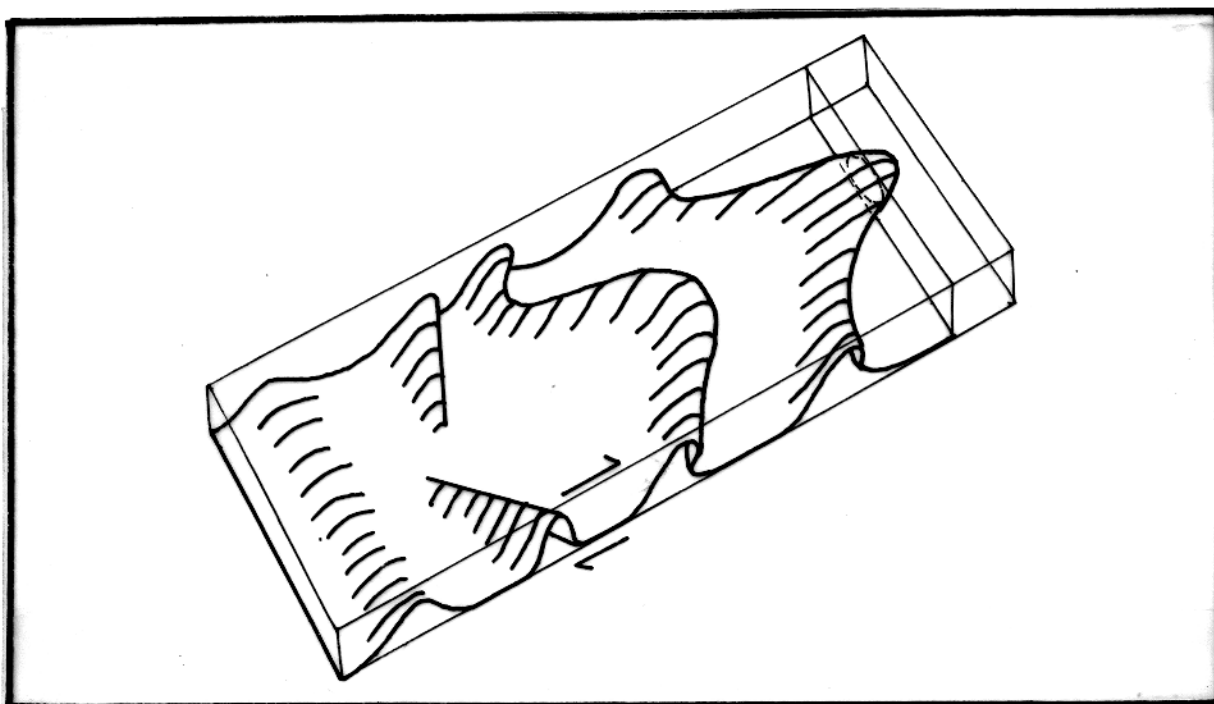


Figura 65 - Esquema do desenvolvimento de dobras em bainha, pela ampliação progressiva de dobras em uma zona de cisalhamento, segundo Hudleston (1986).

Charneiras subperpendiculares à direção de cisalhamento tendem a rotacionar no plano de cisalhamento até ficarem paralelas à direção de cisalhamento e à lineação de estiramento ou ao eixo X do elipsóide de deformação finita.

Este paralelismo, observado nas dobras do Domínio II, foi o fator que descartou a hipótese dessas estruturas serem relacionadas à interferência de dobras.

5.4 - Rochas Miloníticas

As feições relacionadas e comentadas nos itens anteriores, associadas à deformação por cisalhamento simples, permitem que se considere as rochas dos Domínios I e II como miloníticas. No Domínio III estas feições são raras, e as rochas têm uma trama predominantemente simétrica.

No domínio I, em áreas onde o protolito é o granito-gnaissse fino chegam a ocorrer bandas com espessuras centimétricas de ultramilonitos - figura 66.

Onde o protolito é o granito-gnaissse grosso formam-se protomilonitos - figura 67 - em bandas de espessura métrica. A melhor exposição de protomilonitos fica no lado sul do Domínio I, junto da Represa de Capivari. Também existem boas exposições na porção central do Domínio I.

No Domínio II, as rochas miloníticas tiveram um xisto como protolito, o que não permite o uso do critério de proporção entre matriz e pórfiros para a classificação dos

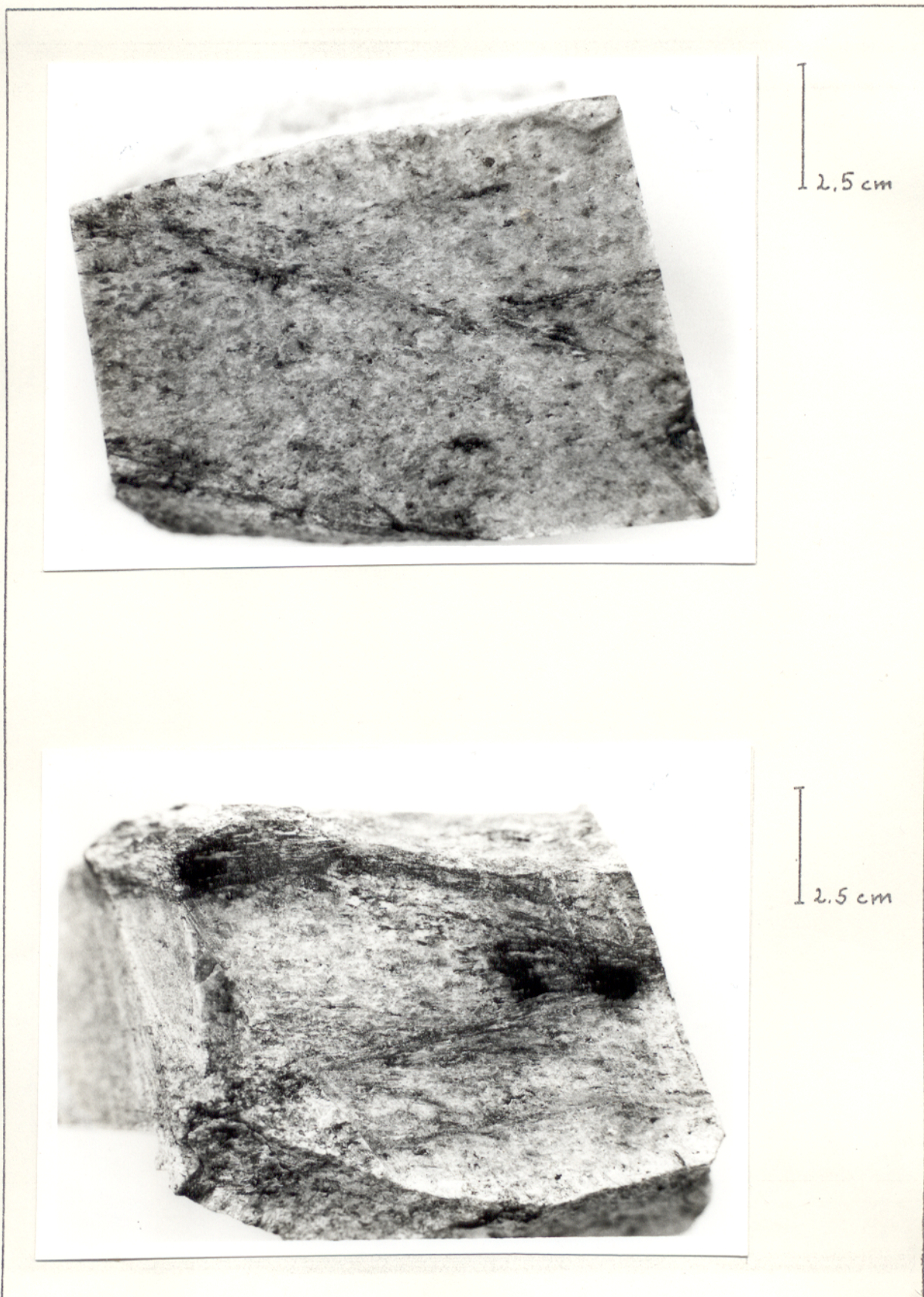


Figura 66 - Fotografias de bandas de ultramilonitos em granito-gnaissse fino do Domínio I.

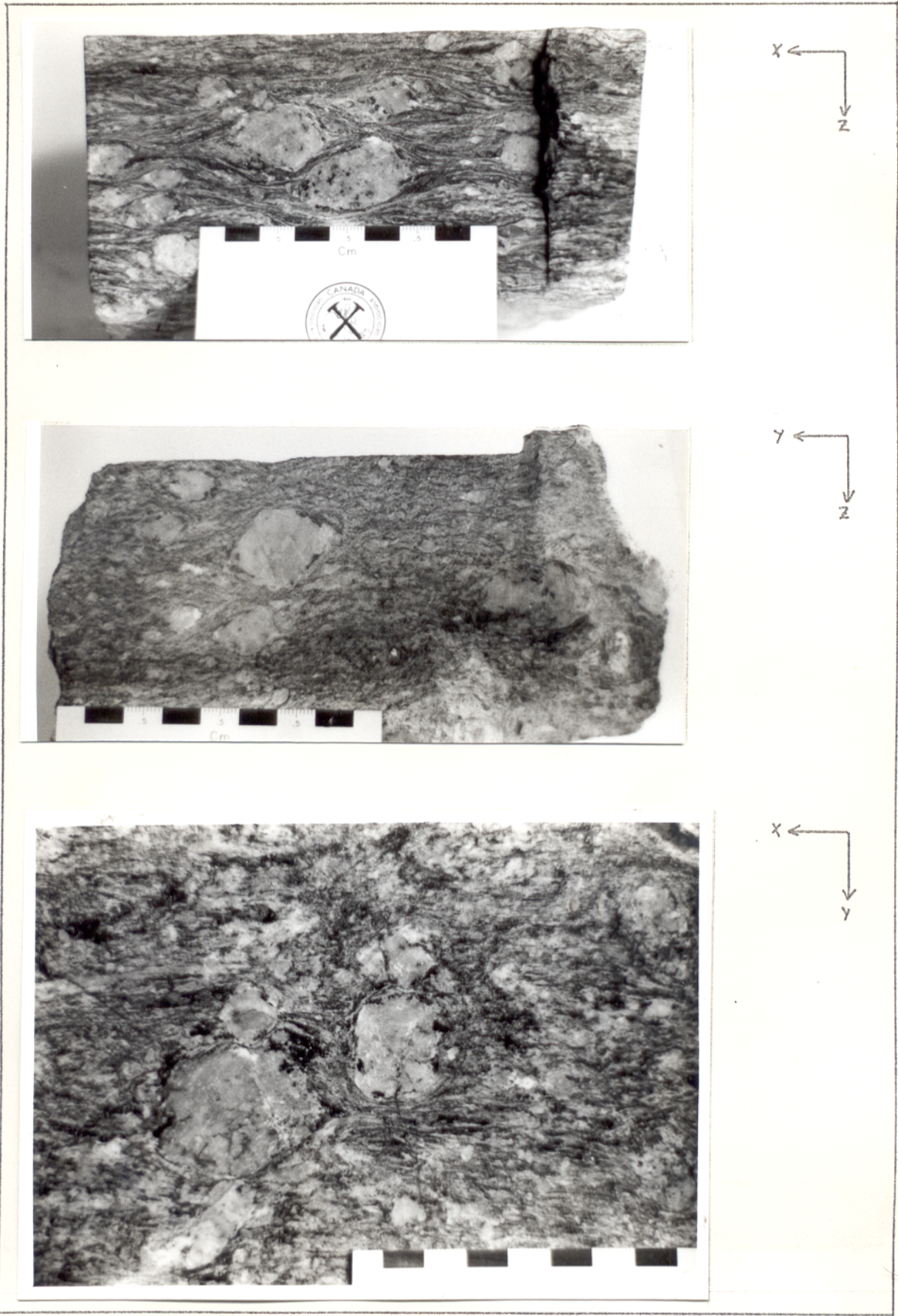


Figura 67 - Fotografias de protomilonito formado a partir de granito-gnaissse grosso do Domínio I.

tipos produzidos. Neste caso, o estágio de deformação pode ser indicado pelo aspecto da foliação, pelo conteúdo em minerais micáceos e pela quantidade de feições diagnósticas observadas.

Os critérios normais de classificação podem ser empregados localmente - na parte norte do Domínio II - nas zonas de rochas miloníticas que tiveram como protolito um xisto feldspático. Estas rochas podem ser reconhecidas a olho nu como milonitos, verdadeiros tectonitos do tipo SL - figura 68.

O aspecto mesoscópico dos ultramilonitos - figura 69 - é semelhante ao dos xistos; a distinção é feita geralmente ao microscópio. Em lâminas delgadas podem ser caracterizados xistos, milonitos e ultramilonitos - figura 70. As rochas miloníticas são encontradas preferencialmente nas drenagens. Considerando toda a área estudada, na região do Morro do Setuva é onde menos feições miloníticas são observadas.

Pela classificação de rochas miloníticas de Sibson (1977) um protomilonito é menos evoluído que um ultramilonito. Quando, porém, o protolito não é homogêneo quanto à granulometria (Takagi, 1986) ou quando há mais de um protolito, esta relação pode se tornar complexa. No caso das rochas miloníticas da Antiforma do Setuva, para a comparação da sua deformação deve ser levado em conta que os protolitos são granito-gnaisses finos e grossos - no Domínio I - e xistos - no Domínio II - e num caso destes uma mesma taxa de esforço, sobre um e outro tipo, pode produzir rochas miloníticas diferentes.

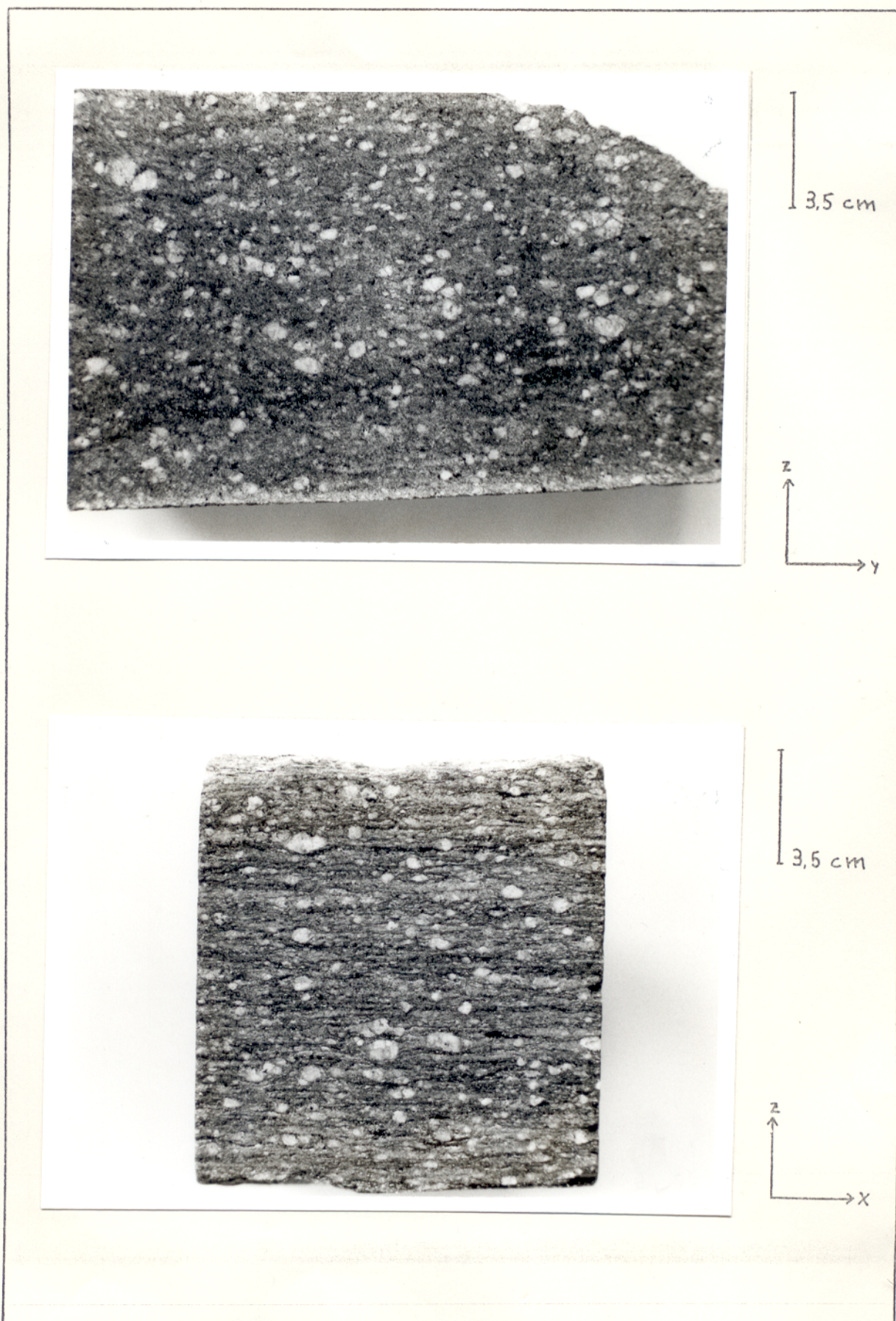


Figura 68 - Fotografias de milonitos do Domínio II.



Figura 69 - Fotografia de ultramilonito do Domfínio II, com aspecto mesoscópico semelhante a um xisto.

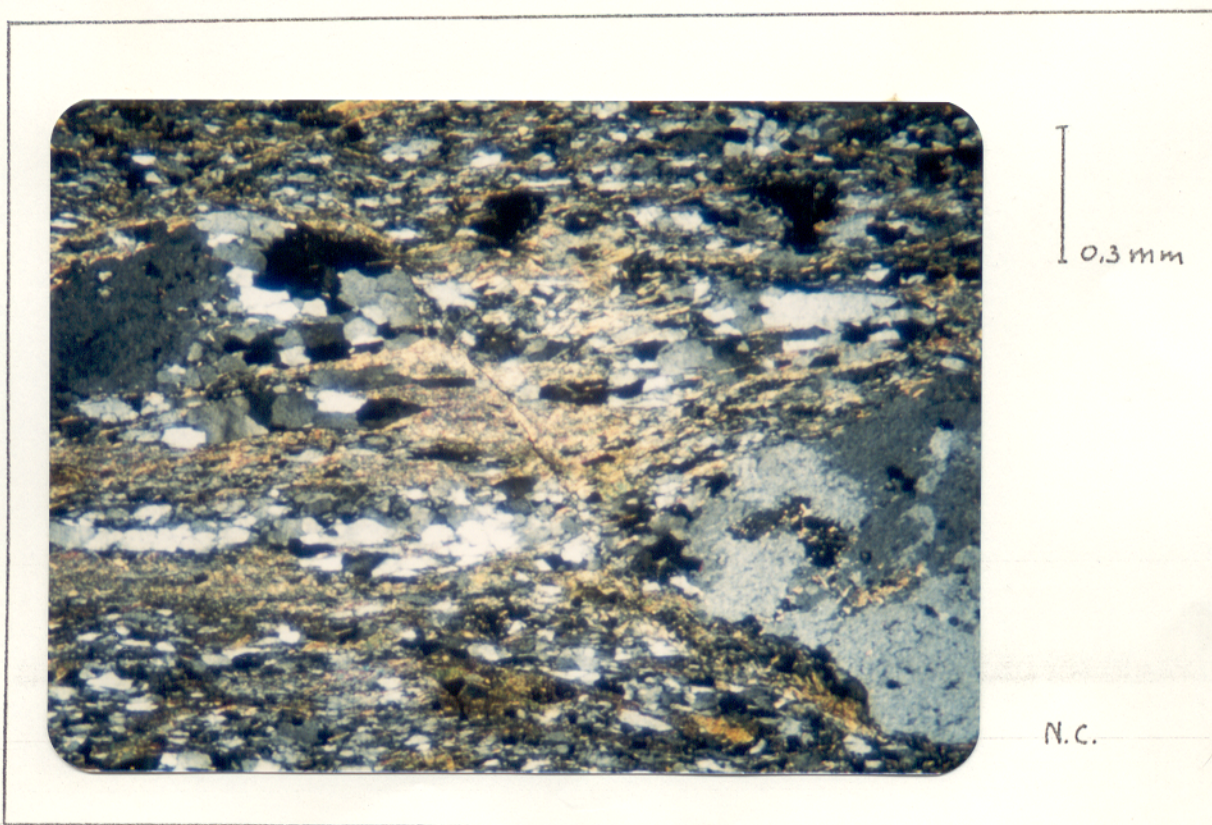


Figura 70 - Fotomicrografia de milonito do Domfínio II.

6 - CONDIÇÕES DE DEFORMAÇÃO

Os aspectos deformacionais observados permitem relacionar as rochas da área mapeada com os modelos de Sibson (1977, 1983) e Scholz (1988), que fornecem indicações sobre as condições de temperatura e profundidade em que se desenvolveu a deformação.

6.1 - Modelo de Sibson

O modelo - figura 71 - foi idealizado para crosta continental quartzo-feldspática. É constituído de três níveis crustais principais, onde podem ocorrer zonas de cisalhamento rúptil, rúptil-dúctil e dúctil (Ramsay 1980).

Zonas de cisalhamento rúptil: Em níveis crustais pouco profundos a deformação é fundamentalmente descontínua e ocasiona a formação de falhas. Os planos de falhas adquirem formas anastomosadas e a sua movimentação favorece a cataclase das rochas contíguas (Engelder, 1974). Neste processo, os mecanismos de deformação rúptil - fraturamento e esmagamento - são dominantes. Geralmente as zonas de falhas são estreitas, mas com dimensões muito variáveis. Sua espessura diminui com a profundidade, juntamente com um decréscimo no tamanho dos grãos (Anderson et al., 1983).

As rochas produzidas nas porções mais rasas são

brechas e farinha; em partes menos rasas formam-se rochas cataclásticas de granulação mais fina. Devido ao calor de fricção podem ser geradas finas lâminas de pseudotaquilito (Tullis et al., 1982). A movimentação dos fluidos nas zonas de falhas provoca o aparecimento de fases hidratadas.

Zona de cisalhamento dúctil: Em níveis crustais profundos a deformação é contínua e se localiza em zonas com espessuras variáveis entre a escala microscópica e dezenas de quilômetros.

A característica destas zonas é a deformação plástica heterogênea, que torna possível a formação de rochas miloníticas. A deformação de cisalhamento varia através das zonas - figura 71a - tendo valores mínimos junto às bordas e máximo no centro (Ramsay, 1980), conferindo às rochas uma trama planar com aspecto sigmoidal anastomosado - figura 71b.

Invariavelmente desenvolvem-se uma lineação mineral junto à foliação e dobras, geralmente intrafoliais, com eixos paralelos à lineação (Hobbs et al., 1976; Bell e Hammond, 1984) ou dobras em bainha (Cobbold e Quinquis, 1980).

Zona de cisalhamento róptil-dúctil: Em níveis crustais intermediários, os mecanismos de deformação frágil gradualmente dão vez aos mecanismos dúcteis, ocasionando a coexistência de rochas cataclásticas e rochas miloníticas. O desenvolvimento destas zonas tem sido relacionado a profundidades entre 5 e 15 km numa crosta quartzo-feldspática com gradiente geotermal de 30 °C/km (Sibson, 1977; Passchier, 1986). Sua espessura é dependente da composição mineralógica dos protolitos, pois cada mineral responde de maneira própria a um determinado conjunto de condições de deformação.

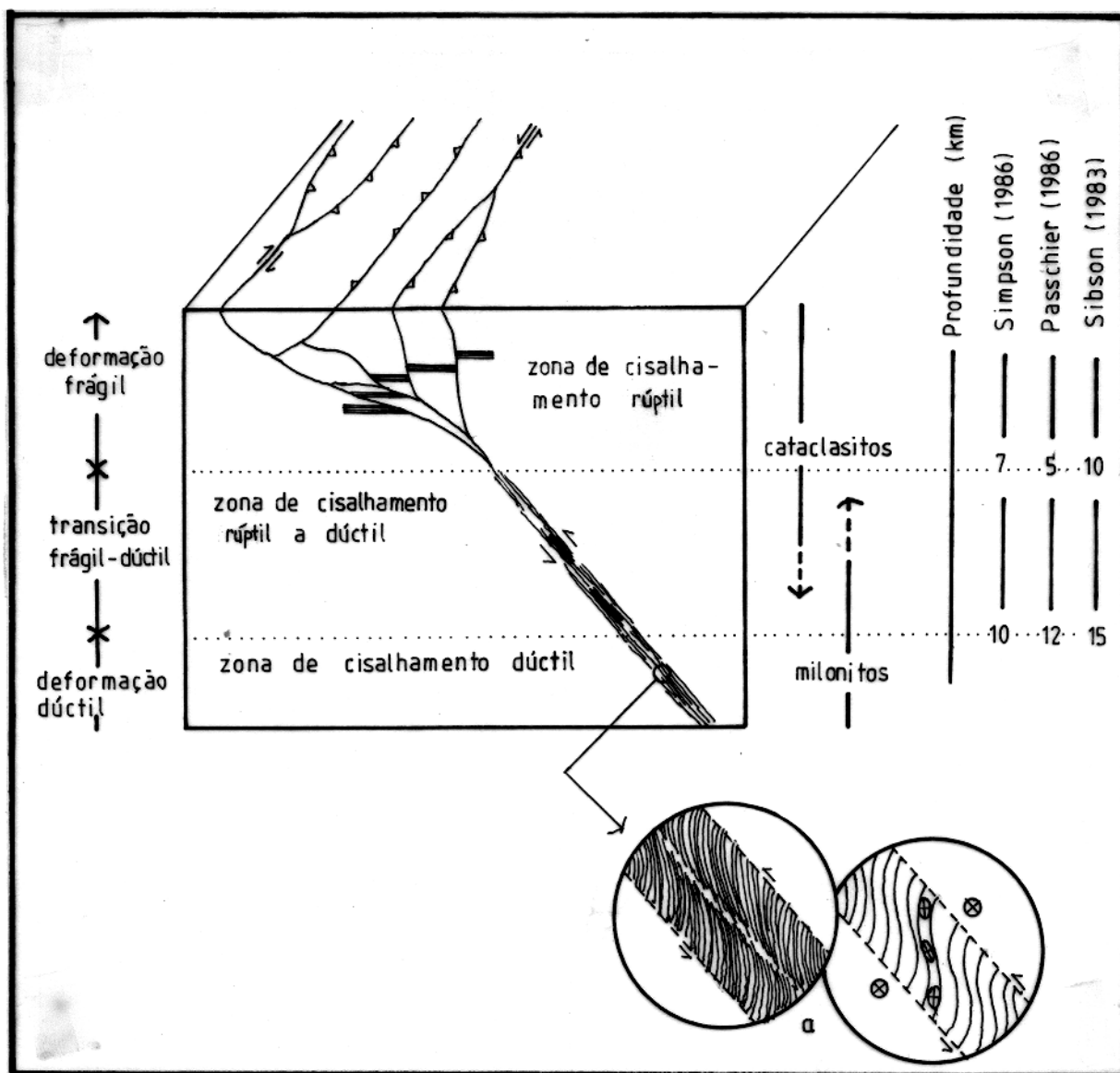


Figura 71 - Níveis crustais e zonas de cisalhamento associadas. Baseada em Sibson (1977, 1983) e Passchier (1986).

Considerando o modelo de Sibson (1977, 1983) a principal deformação na área da Antiforma do Setuva pode ser relacionada ao nível crustal de desenvolvimento de deformação dúctil. Admitindo-se uma atuação prolongada dos sistemas de cisalhamento da área (Fiori, 1984), deve-se supor que as condições de P e T decresceram ao longo do tempo, levando a deformação para o campo rúptil. Tal desenvolvimento é atestado pela superimposição das estruturas rúpteis às dúcteis.

6.2 - Modelo de Scholz

O modelo de Scholz (1988), também é para rochas quartzo-feldspáticas - figura 72. Seus pontos fiduciais são as T de 300 e 450 °C, tomadas como de início da plasticidade do quartzo e do feldspato, respectivamente. As profundidades indicadas na figura 72 baseiam-se em um modelo geotermal feito para a Falha de Santo André, que embora usado é reconhecidamente impreciso. T_1 e T_2 marcam uma zona de comportamento semi-rúptil. A transição entre rochas cataclásticas e miloníticas não acompanha esta zona, é restrita a um campo menor, próximo de T_1 . Na figura estão plotadas também as T de início das facies xisto verde e anfibolito.

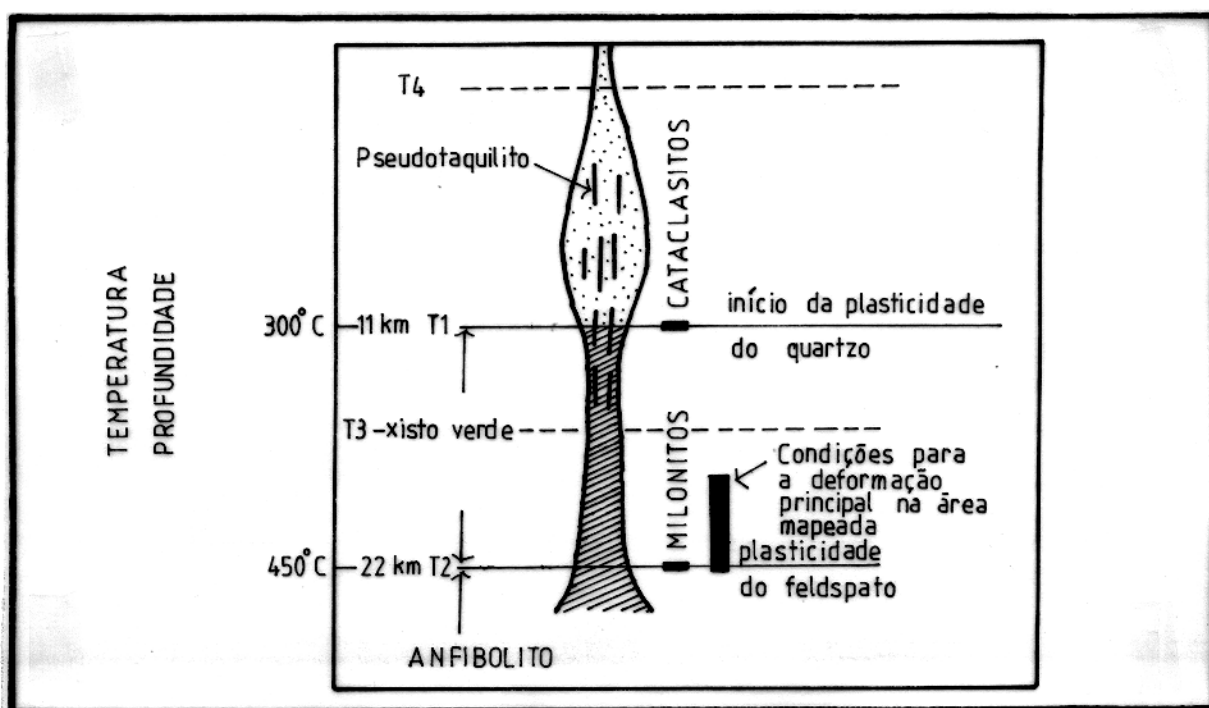


Figura 72 - Modelo de zona de cisalhamento, segundo Scholz (1988).

A forma hipotética do modelo é esperada em rochas de composição uniforme e só deve se preservar nos casos de falhas com rejeito essencialmente direcional.

As condições principais de deformação na área da Antiforma do Setuva, segundo este modelo, enquadram-se no campo da facies xisto verde e início da facies anfibolito, conforme está representado na figura 72. Suporte para esta interpretação é apresentado no próximo capítulo, sobre metamorfismo.

Conforme este modelo, e da mesma maneira que o modelo de Sibson (1977, 1983), a profundidade indicada para a deformação é superior a 15 km.

7 - METAMORFISMO

Neste capítulo os dados preexistentes sobre o metamorfismo das rochas da Antiforma do Setuva são comparados com os dados obtidos na área estudada.

7.1 - Dados Preexistentes

Marini et al. (1967) consideraram a Formação Setuva metamorfisada na facies anfibolito (Fyfe e Turner, 1966). As suas observações, no entanto, foram feitas em biotita-gnaisses da Antiforma da Anta Gorda.

Marini (1970) classificou micaxistos e quartzitos aflorantes próximos ao Morro do Setuva na facies xisto verde (Winkler, 1967), subfacies quartzo-albita-epídoto-biotita e quartzo-albita-epídoto-almandina.

Ebert (1971) e Ebert et al. (1971) distinguiram duas fases de metamorfismo na Antiforma do Setuva:

- metamorfismo de contato: sem deformação, causado pela intrusão de rocha granodiorítica (granito-gnaisse do Domínio I) em cálcio-grauvaca fina com a formação de metablastos de biotita e feldspato e de minerais de facies hornfels dos quais atualmente restariam apenas as pseudomorfozes:

andaluzita --> muscovitas grandes

cordierita --> quartzo, plagioclásio e muscovita

- metamorfismo retrógrado com forte deformação, recristalização e transformação de aluminossilicatos em muscovita, com ou sem sillimanita. Este evento seria marcado nas rochas da porção norte do Domínio III como uma fase de metamorfismo progressiva e tectônica em condições de epizona - T moderada, P baixa.

Schölli et al. (1980) determinaram no Complexo Pré-Setuva:

- um evento metamórfico de grau alto (Winkler, 1977), com base na paragênese feldspato potássico + plagioclásio + quartzo, sem muscovita,

- um evento retrometamórfico.

Os xistos da Formação Setuva foram considerados de grau metamórfico mais baixo e sem o retrometamorfismo que afetou as rochas do Complexo Pré-Setuva.

Schölli et al. (1982) consideraram que o Complexo Pré-Setuva e a Formação Setuva sofreram dois eventos metamórficos regionais:

- um evento de caráter progressivo, que no geral não ultrapassou a zona da granada, localmente com duas fases de migmatização e crescimento de biotita tardi ou pós-tectônica nas unidades da Seqüência Química Superior.

- um evento de retrometamorfismo na zona da clorita.

7.2 - Dados da Área Estudada

7.2.1 - Domínio I

A análise do metamorfismo nos granito-gnaisses, que predominam no Domínio I, é um tema delicado. O problema com estas rochas é a ausência de minerais-índices. O estudo do seu metamorfismo não vai além da determinação de umas poucas modificações mineralógicas e da constatação do aumento do volume de fases hidratadas nas zonas cisalhadas.

Nas zonas menos deformadas observa-se:

- plagioclásio transformado em epidoto, sericita e calcita (rara);

- feldspato potássico transformado em sericita, mica branca e minerais de argila;

- biotita transformada em clorita;

- mirmequitas.

É difícil definir se estas modificações mineralógicas estão associadas ao metamorfismo ou se podem ser consideradas "alterações deutéricas". Alterações deutéricas são mudanças que ocorrem nas rochas ígneas desde o final da cristalização até o seu esfriamento à T da superfície da crosta terrestre, causadas pela reação dos minerais entre si ou com componentes voláteis (Mason, 1978, p. 4; Barker, 1983, pp. 210-211; Hughes, 1982, pp. 129-130).

Se rochas ígneas com alteração deutérica são posicionadas enquanto as encaixantes são metamorfisadas, os

dois processos podem ser indistinguíveis (Mason, 1978).

Em granitóides deformados e metamorfisados como os do Domínio I podem ser analisadas as modificações físicas que ocorrem nos minerais com o aumento progressivo da deformação (p.e. Mason, 1978; Frey et al, 1976; Kerrich et al, 1980; Anderson, 1983). Algo semelhante está apresentado no ítem 4.3.1.1, que fornece indicações sobre as condições de P e T durante a deformação. Nos granito-gnaisses constata-se que o quartzo tem comportamento dúctil e os feldspatos comportamento predominantemente rúptil. Em rochas quartzo-feldspáticas o quartzo sofre deformação plástica a partir de $300 \pm 50^{\circ} \text{C}$, enquanto que o feldspato é rígido até $450 \pm 50^{\circ} \text{C}$ (Sibson, 1977, 1986). Estas condições correspondem ao limite entre as facies xisto verde e anfibolito (Turner, 1968).

Considerando os granito-gnaisses como rochas ígneas intrusivas deformadas, que têm como mineralogia primária quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (atualmente An 10 a An 16), biotita, mica branca e os acessórios epidoto, zircão, apatita, alanita e titanita, não se tem evidências para considerar que o seu metamorfismo atingiu condições além daquelas da facies xisto verde.

Uma alternativa para o estudo do metamorfismo no Domínio I é o estudo dos xistos e quartzitos. Sua mineralogia, porém, nada acrescenta ao quadro acima exposto. Parece evidente, apenas que houveram duas etapas de (re) cristalização.

As proposições de metamorfismo de grau alto para rochas do núcleo da Antiforma do Setuva foram feitas a partir da interpretação de que elas seriam migmatitos (Schöhl et al., 1980, 1982). Em razão das estruturas descritas no ítem 4.2.1.2

interpreta-se que estas rochas são gnaisses bandados onde lentes graníticas foram colocadas ao longo dos planos de foliação, por um processo de injeção granítica (Mason, 1978, pp.106 - 110). Sem dúvida, este conjunto de rochas pode ser denominado migmatito, mas não necessariamente associado com fusão parcial "in situ". É evidente que a formação de granitóides a partir da fusão crustal exige condições mínimas de P e T relacionadas ao menos com a facies anfibolito, porém estas condições podem ter sido atingidas em níveis mais profundos da crosta.

Deve ser lembrado, no entanto, que não foram feitas lâminas dos gnaisses bandados, devido à sua alteração.

7.2.2 - Domínio II

A mineralogia observada nos xistos do Domínio II inclui mica branca, biotita, quartzo, feldspato potássico, epidoto e turmalina como minerais essenciais; e os acessórios zircão, opacos, apatita e plagioclásio, além de sericita como mineral de alteração. Clorita e cloritóide possivelmente formados a partir de fluidos que se movimentaram nas zonas cisalhadas preenchem fraturas e planos de falhas.

Os dados sobre a mineralogia das rochas do Domínio II levam a concluir que o seu metamorfismo foi sob condições de facies xisto verde. Estas condições são as mesmas anteriormente determinadas por Marini (1970, pp. 143 a 144) na região do Morro do Setuva.

A discussão sobre o metamorfismo do Domínio II deve também considerar as paragêneses citadas na literatura e não observadas na área mapeada.

Schölli et al. (1980), apontaram a presença de granada em rochas pertencentes à Formação Setuva. Este mineral não foi verificado nas lâminas da área e inclusive não faz parte da mineralogia descrita por Ebert (1971). São conhecidas, entretanto, ocorrências de granadas em rochas equivalentes às do Domínio II a leste da área mapeada. De qualquer maneira, a presença ou ausência de granada não afeta as interpretações sobre o metamorfismo do Domínio II.

Ebert (1971) cita uma paragênese de metamorfismo de contato com andaluzita, cordierita, biotita e feldspato potássico. Esta paragênese envolve minerais numa associação característica de facies piroxênio-hornfels, que ocorre em zonas internas de auréolas de contato (Turner, 1968, pp. 225 e 226). Se a paragênese for considerada de metamorfismo regional, tem-se que ela é característica de metamorfismo de alto grau (Winkler, 1977, p. 83).

A formação de tal paragênese em metamorfismo de contato a partir de uma intrusão granítica não é comum. A temperatura de intrusão de um magma granítico é geralmente entre 700 e 800 °C, e a T da rocha encaixante junto da intrusão é de cerca de 60% da T da intrusão mais a sua própria T. Por isso, o metamorfismo de contato de alto grau - facies piroxênio hornfels - ocorre geralmente junto de intrusões gabróicas - que atingem até 1200 °C - e raramente desenvolve-se em auréolas ao redor de intrusões graníticas, que mostram mais comumente metamorfismo de médio grau - facies hornblenda-

hornfels (Turner, 1981, p. 225; Winkler, 1979, pp. 101 e 102).

Com base nestes dados e considerando que a andaluzita e a cordierita foram determinadas somente através de pseudomorfoses, não se tem evidências reais desta paragênese de metamorfismo de contato. Além disso, há ainda a constatação de que nas encaixantes do granito-gnaiss no Domínio I não existem evidências de metamorfismo de contato. Resta, assim, uma paragênese com feldspato potássico e micas, relacionada a condições de metamorfismo de baixo grau (Winkler, 1979, pp. 206 e 218).

No Domínio II, como em toda a área mapeada, não foram observados polimorfos de Al_2SiO_5 . No entanto, Ebert (1971) apontou a existência de sillimanita em rochas do km 55,6 da BR-476 (atualmente km 77,6; no limite com o Domínio I, vide figura 13). A presença, mesmo que localizada, de sillimanita é significativa, pois trata-se de um polimorfo de Al_2SiO_5 de alta T que ocorre na facies anfíbolito (Winkler, 1979, p. 89, figura 7-4; Turner, 1968, p. 303).

Uma indicação indireta de que foram atingidas condições de P e T compatíveis com as da facies anfíbolito também é fornecida no Capítulo 6, onde se fala da deformação plástica dos cristais de feldspato potássico.

Pelo que foi exposto, parece coerente ao grau de conhecimento sobre a área considerar que no Domínio II ocorreu metamorfismo em condições de facies xisto verde, havendo a possibilidade de localmente terem sido atingidas condições de facies anfíbolito.

7.2.3 - Domínio III

As rochas do Domínio III são relacionadas às litologias Capiró. Marini et al. (1967) e Marini (1970) consideraram-nas metamorfisadas na facies xisto verde, na subfacies quartzo-albita-epídoto-muscovita (Winkler 1967) ou na zona da clorita (Turner, 1968).

No Domínio III o metamorfismo foi analisado apenas em rochas da porção norte, pertencentes à área delimitada como Bloco II (Flori, 1985c; Fassbinder e Flori, 1985). Os dados disponíveis mostram que as rochas foram metamorfisadas em condições de facies xisto verde, zonas da clorita e biotita.

As assembléias metamórficas observadas nos quartzitos são:

- quartzo, mica branca, clorita, albita;
- quartzo, cloritóide, clorita, mica branca.

Ambas são comuns no metamorfismo de baixo grau (Turner, 1968, pp. 25, 271, 277; Winkler, 1979, p. 218).

Existem ainda associações sem cloritóide:

- quartzo, feldspato potássico, biotita, e
- quartzo, albita, muscovita, biotita,

que podem indicar o limite entre a zona da clorita e da biotita (Winkler, 1979, pp. 216 e 242).

As paragêneses das outras rochas do Domínio não se prestam à caracterização do metamorfismo, embora existam rochas incipientemente metamorfisadas ou deformadas (metarenitos e metargilitos).

B - CONCLUSÕES

Várias conclusões e interpretações podem ser feitas com base no que foi exposto nos capítulos precedentes.

B.1 - Sobre as Litologias

- As rochas do núcleo da Antiforma do Setuva compreendem um conjunto de encaixantes - gnaisses bandados, xistos e quartzitos - cortadas por rochas graníticas deformadas (granito-gnaisses). Esta interpretação é semelhante à de Bigarella e Salamuni (1958) e de Ebert (1971). O corpo principal de granito-gnaisses está deslocado para o norte em relação ao centro do Domínio I.

- Rochas anteriormente descritas como migmatitos são interpretadas aqui como gnaisses bandados com injeções graníticas.

- As interpretações acima não apoiam as hipóteses que relacionam o núcleo da Antiforma do Setuva com o embasamento regional.

- As rochas do Domínio III, inclusive aquelas da área delimitada como Bloco II (Flori, 1985c), relacionam-se às litologias Capiró.

- A figura 73 mostra um perfil com base nos dados

obtidos para a região de Santana. Esta região é a mesma dos perfis apresentados na figura 13, no capítulo I. De maneira mais detalhada este perfil está apresentado no anexo 3.

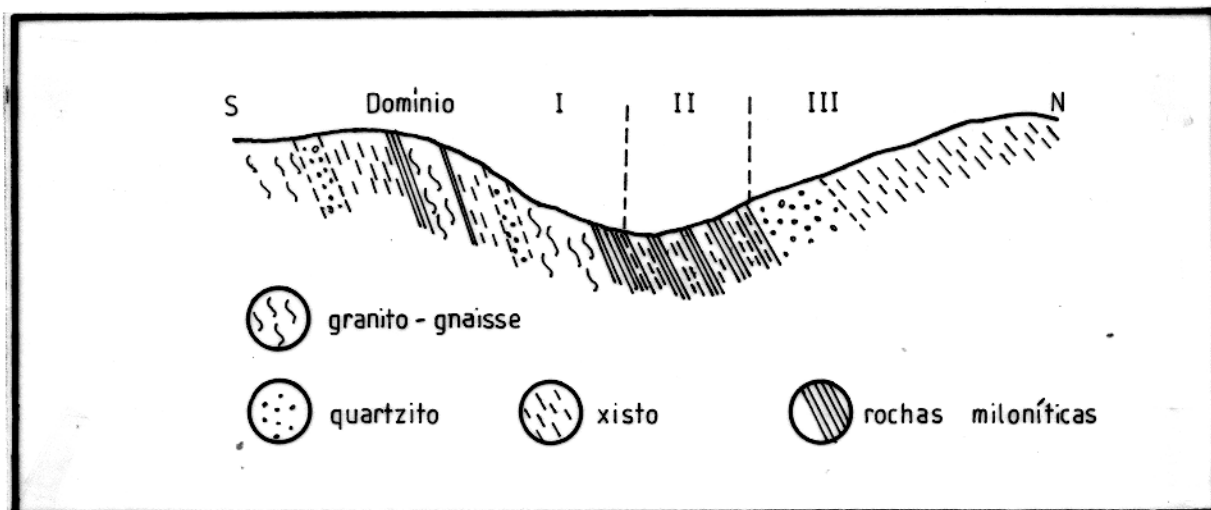


Figura 73 - Perfil esquemático ao longo da BR-476 na região de Santana, no flanco norte da Antiforma do Setuva.

8.2 - Sobre Relações Estruturais e Metamorfismo

- Os granito-gnaisses do Domínio I não têm evidências - micro ou mesoscópicas - de uma foliação pré-S, ao contrário do que se verifica nas suas encaixantes.

- O corpo de granito-gnaisses que ocorre na parte norte do Domínio II pode ser interpretado como uma lasca tectônica.

- Com base em seu conteúdo mineralógico, o Domínio II não pode ser interpretado como uma facies tectônica dos granito-gnaisses do Domínio I.

- Alguns quartzitos do Domínio III têm a aparência de chert. A interpretação menos complicada que pode ser feita é que isso ocorre devido à sua intensa deformação.

- As rochas do Domínio III são as que menos evidências de cisalhamento dúctil apresentam, as que têm mais feições relacionadas com deformação frágil, e as que sofreram metamorfismo em condições mais brandas.

- Pela sua pujança e orientação as lineações mineral e de estiramento - são, dentre as feições estruturais da região da Antiforma do Setuva, aquelas com maior probabilidade de virem a ser reconhecidas em outras porções ou mesmo em todo o Compartimento Bocalúva do Sul.

- Os contatos entre os Domínios são tectônicos, mas não são observadas discordâncias estruturais. Todas as feições parecem ter sido paralelizadas durante a deformação.

- As falhas nos contatos entre os Domínios podem fazer parte de um sistema de cavalgamentos, conforme proposto inicialmente por Fiori et al. (1985c, 1985f). Porém, na área mapeada não existem evidências seguras para a determinação do arranjo espacial inicial das falhas. As feições atuais podem ter resultado tanto de um sistema imbricado quanto de um sistema em duplex - figura 74.

- As evidências sobre o sentido de transporte indicam uma movimentação de W-NW para E-SE. Porém, devido ao tamanho reduzido da área em relação ao Compartimento Bocalúva do Sul, não é possível ainda estender a movimentação segundo este sentido por todo o Compartimento.

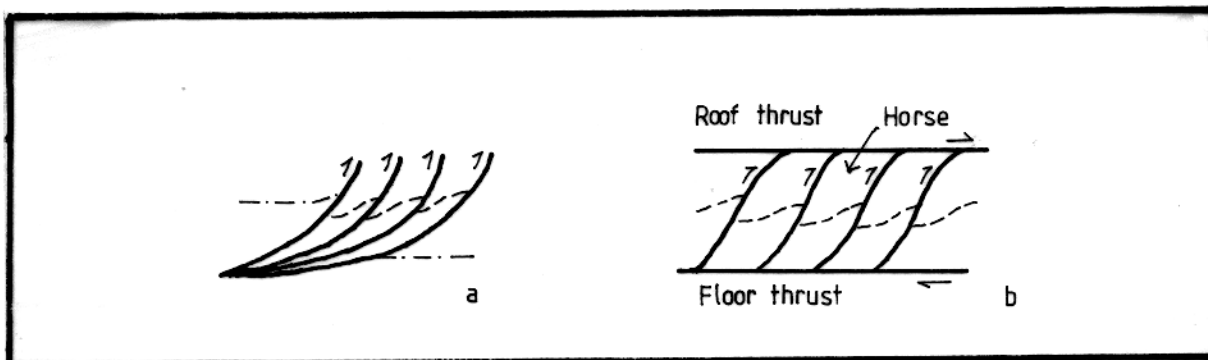


Figura 74 - Estrutura imbricada (a) e em duplex (b), segundo Ramsay e Huber (1987).

- A determinação de que a porção norte do Domínio III - Bloco II (Fassbinder e Fiori, 1985; Fiori 1985c) - é formado por litologias Capirú e não por litologias Setuva, implica no abandono da denominação "Falha do Quelmadinho", pois esta falha é a continuação da Falha da Antiforma do Setuva - figura 7. O segmento de falha localizado ao norte do Bloco II - figura 7 - que atualmente é considerado parte da Falha da Antiforma do Setuva, deve mudar de nome.

- Se o Domínio II não é uma facies tectônica do Domínio I, a denominação de "Falha" para todo o Domínio II perde o significado. Devem ser nominadas duas falhas: uma no contato com o Domínio III e outra no contato com o Domínio II.

- As características gerais da área sugerem uma evolução no tempo num contexto geológico de deformações predominantemente por cisalhamento simples, em condições dúcteis até rúpteis moderadas sem uma modificação notável no metamorfismo.

- O metamorfismo foi principalmente de facies xisto verde; localmente foram atingidas condições de facies anfibolito. Em zonas restritas ocorreu posteriormente a recrís-

talização de fases hidratadas associadas a condições de metamorfismo mais brando (retrometamorfismo localizado).

8.3 - Sobre os Modelos de Evolução

Os modelos de evolução geológica existentes para os terrenos pré-cambrianos do Estado do Paraná baseiam-se em um grande número de dados que foram acumulados desde que a região começou a ser estudada. São hipóteses de trabalho que tentam delinear um comportamento geral em meio a muitas particularidades. As principais diferenças entre os modelos estão no sentido e nas idades atribuídas aos movimentos transcorrentes e de cavalgamento.

As conclusões apresentadas mostram que os dados levantados na área da Antiforma do Setuva em parte concordam e em parte discordam do que é previsto nos modelos de Flori (1984), Flori et al (1985c, 1985f) e Hasui (1986),

Não faz parte dos objetivos deste trabalho a apresentação de um modelo evolutivo. Poder-se-ia criar um modelo apoiado nos dados obtidos na área, mas isso seria fazer induções alicerçadas em bases demasiado estreitas. Acredita-se que desvinculados de um modelo, os dados aqui apresentados terão maior longevidade: quando um modelo é descartado geralmente os dados que levaram a ele também são, porque surge a infundada dúvida de que foram caprichosamente moldados à conveniência do que se queria provar.

Sob o ponto de vista cinemático, as deformações previstas pelos modelos e as verificadas na área da Antiforma podem ser enquadradas em um mesmo regime. As feições observadas podem ser relacionadas a um sistema de deformação em regime oblíquo, ou seja, uma combinação de movimentos transcorrentes e de cavalgamento ao longo do tempo.

A figura 75 mostra a decomposição de um vetor oblíquo, gerando movimentos transcorrentes e de cavalgamentos. Dois movimentos principais podem ser supostos neste quadro:

- desenvolvimento de um sistema de cavalgamento - imbricado ou duplex - cuja geometria atualmente está modificada. O granito-gnaiss do núcleo da Antiforma pode ter se colocado nesta etapa.

- desenvolvimento de transcorrências regionais, como a Falha da Lancinha, com padrão regular de lineação, ocasionando a rotação e paralelização das estruturas existentes.

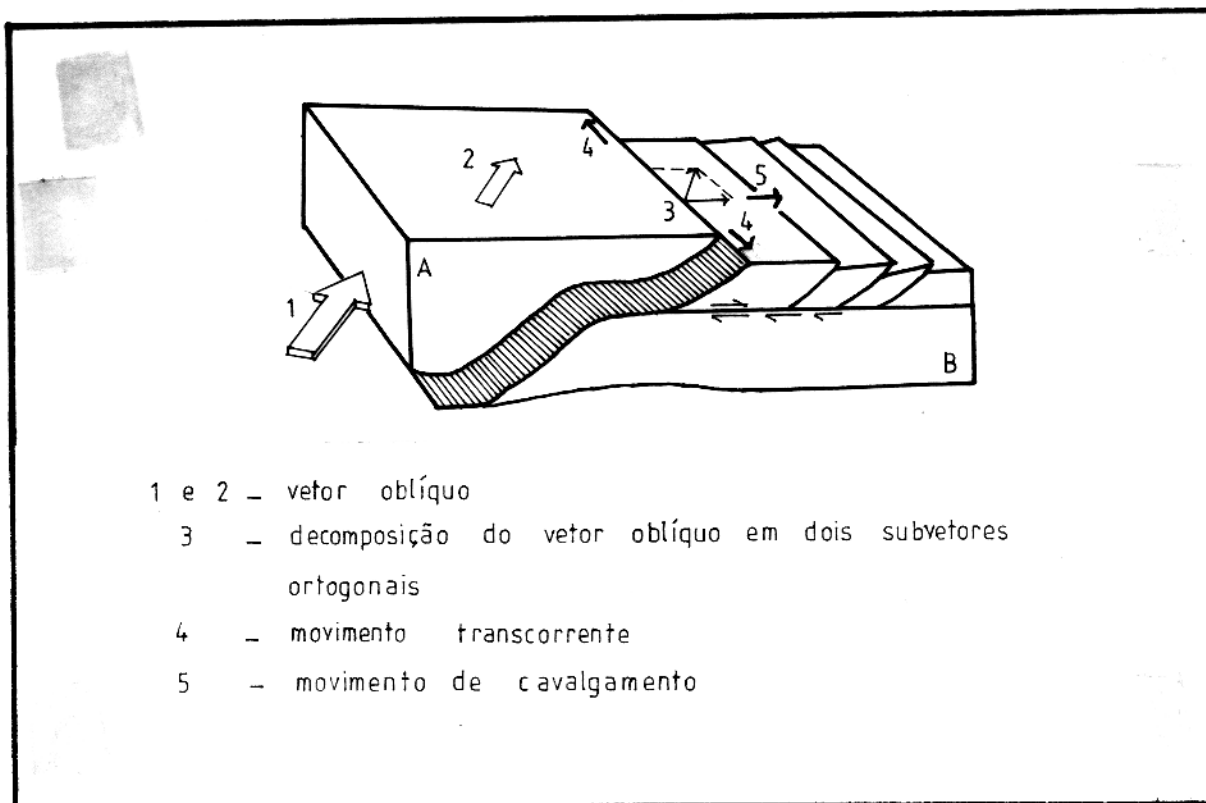


Figura 75 - Modelo cinemático de decomposição de um vetor oblíquo, baseado em Van den Driessche (1985).

... "porque isto recal no velho subterfúgio geológico de colocar eventos tão distantes no passado e a tal profundidade que evidências a favor ou contra não podem ser obtidas".

Konrad B. Krauskopf

9 - BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, J. L. - 1983 - Petrology of a portion of the eastern Peninsular Ranges mylonites zone, southern California. Contrib. Mineral. Petrol., Berlin, 84 : 253-271.

ANDERSON, J. L.; OSBORNE, R. H.; PALMER, D. F. - 1983 - Cataclastic rocks of the San Gabriel fault - An expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas fault zone. Tectonophysics, New York, 98 : 209-251.

BARKER, D. S. - 1983 - Igneous rocks . Englewood Cliff, Prentice-Hall, 417 p.

BATOLLA Jr., F.; FERREIRA DA SILVA, A. T. S.; ALGARTE, J. P. - 1981 - O pré-cambriano da região sul-sudeste do estado de São Paulo e este-nordeste do estado do Paraná. In: Atas do III Simp. Reg. Geol., Curitiba, Soc. Bras. Geol., v.1, p. 94-108.

BELL, T. H.; ETHERIDGE, M. A. - 1973 - Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, Oslo, 6: 337-348.

BELL, T. H.; HAMMOND, R. L. - 1984 - On the internal geometry of mylonite zones. The Journal of Geology, Chicago, 92 (6): 667 - 686.

BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. - 1979 - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. Journal of

Structural Geology, Oxford, 1 (1) : 31-41.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na série Açungul. V - Estruturas organógenas nos dolomitos da formação Capiró (estado do Paraná), Dusênia, Curitiba, 7 (6): 317-323.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. - 1958 - Estudos preliminares na série Açungul. VIII - A formação Votuverava. Bol. Inst. Hist. Nat., Geologia, Curitiba, 2: 6p.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; PINTO, R. D. - Ed. - 1967 - Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, v. 23/25, 347 p.

BOULLIER, A.M.; BOUCHEZ, J. L. - 1978 - Le quartz en ruban dans les mylonites. Bull. Soc. géol. France, Paris, 20 (3) : 253-262.

CHOUKROUNE, P. - 1971 - Contribution à l'étude des mecanismes de la déformation avec schistosité grace aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" (pressure shadows). Bull. Soc. géol. France, Paris, 13 (3-4): 257-271.

COBBOLD, P. R.; QUINQUIS, H. - 1980 - Development of sheat folds in shear regimes. Journal of Structural Geology, Oxford, 2 (1/2) : 119-126.

CORDEIRO DA SILVA, D.; FELIPE, R. S.; PONTES, J. B. - 1981 - Notas sobre as ocorrências de fluorita do vale do Ribeira (PR). In: Atas do III Simp. Reg. Geol., Curitiba, Soc. Bras. Geol., v.1, p. 23-25.

DAVIS, G. H. - 1984 - Structural geology of rocks and regions. New York, John Wiley. 491 p.

DERBY, O. A. - 1878 - A geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro, nº 3, p. 89-98.

EBERT, H. - 1971 - Observações sobre a litologia e subdivisão do grupo Setuva no estado do Paraná, com sugestões à geotectônica geral do geossinclíneo Açungui. In: Anais do XXV Cong. Bras. Geol., São Paulo, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 131-165.

EBERT, H.; BROCHINI, M. F.; MARINI, O. J. - 1971 - Observações sobre os gnaisses da "formação Setuva" estado do Paraná. In: XXV Cong. Bras. Geol., Resumo das comunicações. Bol. Especial nº 1 São Paulo, Soc. Bras. Geol. p. 185-186.

ENGELDER, J. T. - 1974 - Cataclasis and the generation of fault gouge. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, Colorado, 85 : 1515 - 1522.

FASSBINDER, E.; FIORI, A. P. - 1985 - Aspectos litológicos. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos Integrados do pré-cambriano paranaense: texto final. Curitiba. p. 56-80.

FASSBINDER, E.; SANSONOWSKY, R. - 1985 - Relatório de graduação, Curitiba. DEGEO/UFPR, 107 p.

FIORI, A. P., Comp. - 1984 - Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no pré-cambriano paranaense. Curitiba, Convênio MINEROPAR-UFPR. 261 p.

- FIORI, A. P. - 1985a - Introdução. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos geológicos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 1-10.
- FIORI, A. P. - 1985b - As províncias estruturais da área. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 18-24.
- FIORI, A. P. - 1985c - Compartimentação tectônica da área. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 25-35.
- FIORI, A. P. - 1985d - As principais estruturas dobradas da área. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 36-55.
- FIORI, A. P. - 1985e - Fases de deformação presentes na área. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 95-116.
- FIORI, A. P. - 1985f - A tectônica de empurrão. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 117-129.
- FIORI, A. P. - 1985g - Evolução geológica da área. In: UFPR-MINEROPAR. Estudos integrados do pré-cambriano paranaense; texto final. Curitiba. p. 142-145.
- FREY, M.; HUNZIKER, J. G.; O'NEIL, J. R.; SCHWANDER, H. W. - 1978 - Equilibrium disequilibrium relations in the Monte Rosa Granite, Western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotope data. Contrib. Mineral. Petrol., Berlin, 55 : 147-179.

- FRITZSONS Jr., O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. - 1982 - Geologia e potencial econômico do grupo Setuva (PR). In : Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., v. 3, 987 - 1001.
- FYFE, W. S.; TURNER, F. J. - 1966 - Reappraisal of the metamorphic facies concept. Contrib. Miner. Petrol., Berlin, 12 : 354-364.
- HASUI, Y. - 1986 - Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. Relatório n. 23742, São Paulo, Pró-Minério - IPT, 86 p.
- HASUI, Y.; GREMONINI, O. A.; BORN, H. - 1984 - O "Granito Três Córregos" revisado e o maciço Gatas Altas. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., v. 7, p. 3023-3031.
- HIGGINS, M. W. - 1971 - Cataclastic rocks. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington, v. 687, 97p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. - 1976 - An outline of structural geology. New York, John Wiley. 571 p.
- HUDLESTON, P. J. - 1986 - Extrating information from folds in rocks. Journal of Geological Education, Lawrence, 34: 237-245.
- HUGHES, C. J. - 1982 - Igneous petrology. New York, Elsevier. 551 p.
- JEGOUZO, P. - 1980 - The South Armoricain shear zone. Journal of Structural Geology, Oxford, 2 (1/2) : 39-47.
- JUNG, J.; ROQUES, M. - 1952 - Introduction à l'étude

- zonéographique des formations cristallophylliennes. Bulletin Service Carte Géologique de France, Paris, 50 (235): 1-62.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, R. L.; MOSS, S.; STARKEY, J. - 1980 - Microstructural and chemical transformations accompanying deformations of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contrib. Mineral. Petrol., Berlin, 73 : 221-242.
- LISTER, G. S.; SNOKE, A. W. - 1984 - S-C mylonites. Journal of Structural Geology, Oxford, 6 (6) : 617-618.
- MARINI, O. J. - 1970 - Geologia da folha de Rio Branco do Sul. Tese de Doutorado. Rio Claro, Fac. Fil. Ciênc. Letras de Rio Claro. 190 p.
- MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. - 1967 - O Grupo Açungui no estado do Paraná. Bol. Paran. Geol., Curitiba, v. 23/25, 43-103.
- MASON, R. - 1978 - Petrology of the metamorphic rocks. London, George Allen & Unwin. 254 p.
- MAWER, C. K. - 1986 - What is a mylonite ?. Geoscience Canada, Toronto, 13 (01) : 33-34.
- MEANS, W.D. - 1976 - Stress and strain. New York, Springer-Verlag, 339 p.
- NICOLAS, A. - 1984 - Principes de tectonique. Paris, Masson. 196 p.
- OLIVEIRA, E. P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do estado

- do Paraná. Serviço Geológico Mineral do Brasil, Rio de Janeiro. Monografia VI, p. 01-28.
- PASSCHIER, C. W. - 1986 - Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geologie en Mijnbouw*, Dordrecht, Holanda, 65 : 167-176.
- PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. - 1986 - Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, Oxford, 8(8) : 831-843.
- POIRIER, J. P.; NICOLAS, A. - 1975 - Deformation-induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain boundaries, with special references to mantle peridotites. *Journal of Geology*, Chicago, 83 : 707-720.
- PONCE DE LEON, M. I.; CHOUKROUNE, P. - 1980 - Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, Oxford, 2 (1/2) : 63-68.
- POPP, J. H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J. J. - 1979 - Geologia. In: *Região Metropolitana de Curitiba, recursos naturais - Ouro Fino*. Curitiba, COMEC, p. 22-26.
- RAMSAY, J. G. - 1967 - *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RAMSAY, J. G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, Oxford, 2 (1/2) : 83-99.
- RAMSAY, J. G.; Huber M.I. - 1987 - *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*. London, Academic Press, 700p.

- RAMSAY, J. G.; GRAHAN, R. H. - 1970 - Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa, 7 : 786-813.
- SCHÖLL, W. U.; ANDRADA E SILVA, A. C. G.; MONASTIER, M. S. - 1982 - A Formação Setuva do pré-cambriano de estado do Paraná, uma revisão crítica. In: Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 55-63.
- SCHÖLL, W. U.; LOPES, O. F.; ANDRADA E SILVA, A. C. G.; PROZZI, C. R. - 1980 - Geologia da região do Anticlinal do Setuva. In: Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 3003-3012.
- SCHOLZ, C. H. - 1988 - The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting. Geologische Rundschau, Stuttgart, 77 (1): 319-328.
- SIBSON, R. H. - 1977 - Fault rocks and fault mechanisms. Journal of Geological Society of London, London, 133 : 190-213.
- SIBSON, R. H. - 1983 - Continental fault structure and the shallow earthquake source. Journal of Geological Society of London, London, 140 : 741-767.
- SIMPSON, C. - 1986 - Determination of movement sense in mylonites. Journal of Geological Education, Lawrence, USA, 34: 246-261.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures, Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name.

Earth Science Review, Amsterdam, 12 (1) : 1-33.

TAKAGI, H. - 1986 - Implications of mylonitic structures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. Journal of Structural Geology, Oxford, 8 (1) : 3-14.

TASSINARI, C. G. G. - 1988 - Precambrian continental crust evolution of southeastern Sao Paulo state Brazil: based on isotopic evidences. In: International Conference "Geochemical Evolution of the Continental Crust", abstracts, Poços de Caldas, I.A.G.C. - S.B.Geoq. - CNPq, p. 141-147.

TULLIS, J.; SNOKE, A. W.; TODD, V. R. - 1982 - Significance and petrogenesis of mylonitic rocks - Penrose conference report. Geology, 10 : 227-230.

TURNER, F. J. - 1968 - Metamorphic petrology: mineralogical and fields aspects. New York, McGraw-Hill, 403 p.

TURNER, F. J. - 1981 - Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects. New York, McGraw-Hill, 524 p.

VAN DEN DRIESSCHE, J. - 1985 - Cinématique de la déformation ductile dans la Cordillère canadienne: relations chevauchements-décrochements. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 6: 911-920.

VEIGA, A. T. G.; SALOMÃO, E. P. - 1980 - A Formação São Sebastião e a sua importância econômica. In: Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, Soc. Bras. Geol., v. 2, p. 826-831.

VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J. - 1976 - Éléments de

- tectonique analytique. Paris, Masson. 118 p.
- WILSON, C. L. J. - 1975 - Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder, Colorado, 86: 968-974.
- WINKLER, H. G. - 1967 - Petrogeneses of metamorphic rocks. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 237 p.
- WINKLER, H. G. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas Porto Alegre, Edgar Blücher, 254 p.
- WINKLER, H. G. - 1979 - Petrogeneses of metamorphic rocks. 5th ed., New York, Springer-Verlag. 348 p.
- WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S.A.; ODOM, A. L.; SCHAMEL, S. - 1984 - Fault-related rocks: suggestions for terminology. Geology, 12: 391-394.