

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES DEFORMADOS NA ZONA DE CISALHAMENTO  
DORSAL DE CANGUÇU (PIRATINI/QUITÊRIA, RS)

Maria José Maluf de Mesquita

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luis Alberto D'Avila Fernandes

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Michel Arthaud

Prof. Dr. Henrique Dayan

Prof. Dr. Luis Alberto D'Avila Fernandes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Porto Alegre, março de 1991.

## ERRATA

- onde lê-se página 38 leia-se página 39 e assim sucessivamente;

- onde lê-se página 61 leia-se página 64 e assim sucessivamente;

- onde lê-se página 114 leia-se página 121 e assim sucessivamente.

*Ao Luciano por ter  
convivido com uma  
irmã tão envolvente*

## AGRADECIMENTOS

Desejo agradecer a Universidade Federal do Rio Grande do Sul-Instituto de Geociências, na pessoa do seu diretor Clovis Carraro, ao curso de Pós-graduação em Geociências, na pessoa do seu coordenador Dr. Mario Barberena e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, que custearam as etapas deste estudo.

A Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), pelo auxílio na confecção das lâminas delgadas e etapas de campo,

Ao Prof. Dr. Luís Alberto D'Avila Fernandes pela orientação na redação final, discussão e idéias;

Ao Prof. Dr. Milton L. Formoso pelo exemplo;

Ao Prof. Dr. Leo Afrânio Harttman por acreditar;

Aos profs. Jardim de Sá, Peter C. Hackspacher, Michel Artaud, Romalino Fragoso Cesar e Breno Correia da Silva que, involuntariamente, abriram este caminho;

A Prof. Maria de Fátima Bitencourt pelas discussões, interesse e orientação;

A Prof. Djanira Frantz pelo entusiasmo e orientação, juntamente com o pessoal do Centro de Sensoriamento Remoto Prof. Norberto Dani, Francisco Magro, Márcia e Mary Anne;

Ao Prof. Dr. Lauro Nardi e Prof. José Carlos Frantz pela ajuda desinteressada;

Ao laboratório de geoquímica pela dedicação;

A Prof. Dione Pintaúde pela sala, sem a qual não conseguiria trabalhar;

Ao Prof. Nelson Vieira Jr. pelas discussões;

A Maria do Carmo Cunha pelas idéias e carinho;

Ao Ricardo, Roberto, Sílvio, Afonso, Joice, Marina, Letícia, Paulo Peres, Júlio, Augustinho, Gisela, Mary, Sandra, Alaíde pelo auxílio e carinho;

A Laila Mesquita pelo exemplo e inestimável dedicação;

A Márcia Elisa Gomes, nem sei por onde começar ... e amizade!

Ao René Luzardo pelo auxílio nos trabalhos de campo e pelas idéias;

Aos colegas Rogério Monteiro, Adelir Streidl, Flávia Schenato, André Sampaio, Victor Pereira, Maria do Carmo Gastal, Carla Barros, Ricardo Baitelli, Ruy Philipp e Marcus Remus pelas discussões, força, companheirismo e carinho;

Ao Bira por me mostrar que todos os temperos juntos não personificam o prato;

Ao Luis Augusto Fischer (Dindo Alemão) pelo auxílio na redação e pela força;

Vó Isa, Vó Décio, Vó Mesquita, Tio Beto, Tio Renato e  
Taiguara que até mãe foram;

A Elisa pela grande ajuda e dedicação;

... e ao Gabriel, onde tudo começou !

## INDICE

### AGRADECIMENTOS

1. RESUMO	
2. ABSTRACT	
3. INTRODUÇÃO .....	1
OBJETIVOS .....	1
LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS .....	1
METODOLOGIA .....	3
4. GEOLOGIA REGIONAL .....	7
SITUAÇÃO GEOLÓGICA .....	7
EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE ZONAS DE FALHA NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE .....	11
5. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	38
COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DOS RATOS .....	39
GNAISSE G <sub>1</sub> .....	40
GNAISSE G <sub>2</sub> .....	41
METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU .....	43
METAGRANITO QUITÉRIA .....	45
METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO .....	47
6. CARACTERIZAÇÃO DOS REGIMES DE DEFORMAÇÃO D <sub>1</sub> E D <sub>2</sub> .....	61
COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DOS RATOS .....	66
REGIME DE DEFORMAÇÃO D <sub>1</sub> .....	66
REGIME DE DEFORMAÇÃO D <sub>2</sub> .....	68

METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU .....	69
REGIME DE DEFORMAÇÃO $D_1$ .....	70
REGIME DE DEFORMAÇÃO $D_2$ .....	71
FALHAS .....	74
DOBRAS E FRATURAS TARDIAS .....	75
METAGRANITO QUITÉRIA .....	76
METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO .....	77
DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE MOVIMENTO DAS ZONAS DE CISALHAMENTO $D_2$ E $D_1$ .....	79
ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL DE CANGUÇU .....	80
ZONA DE CISALHAMENTO $D_1$ .....	88
CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMETRIA INTERNA DA ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL DE CANGUÇU .....	92
7. PETROGRAFIA .....	114
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS UNIDADES LITOLÓGICAS .....	114
COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DOS RATOS .....	114
GNAISSE $G_1$ .....	115
GNAISSE $G_2$ .....	117
MILONITOS GNAISSE $D_1$ .....	118
FAIXAS DE MILONITOS E FILONITOS $D_2$ ..	121
METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU .....	123
METAGRANITO FOLIADO .....	124
MILONITO-GNAISSE DA $D_1$ .....	126
MILONITOS DA FASE $D_2$ .....	128
PROMILONITO .....	129
ORTOMILONITO .....	130
ULTRAMILONITO .....	132



METAGRANITO QUITÉRIA .....	135
METAGRANITO FOLIADO .....	135
FAIXAS DE MILONITOS .....	138
METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO .....	139
METAGRANITÓIDES .....	140
MILONITOS .....	142
PROTOMILONITO .....	142
ORTOMILONITO .....	143
ULTRAMILONITO .....	144
FILONITOS E QUARTZO MILONITOS CERRO	
AGUDO .....	145
FILONITOS .....	146
QUARTZO MILONITOS .....	147
MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO .....	148
DESCRIÇÃO DAS ESPÉCIES MINERAIS .....	156
QUARTZO .....	157
PLAGIOCLÁSIO .....	166
FELDSPATO ALCALINO .....	174
BIOTITAS .....	182
MUSCOVITA .....	189
MICA BRANCA .....	192
MINERAIS ACESSÓRIOS PRIMÁRIOS E SECUNDÁRIOS ...	193
METAMORFISMO .....	200
8. CONCLUSÕES .....	238
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	242

## RESUMO

A zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) é uma zona transcorrente levógiira de escala crustal e direção preferencial NE, que condicionou o emplaçamento e deformação de suítes de granitóides do Cinturão Dom Feliciano ao final do Ciclo Brasileiro.

Os diversos granitóides que compõe o Batólito de Pelotas podem ser divididos em pré, sin ou tardi a pós ZCDC ( $D_2$ ).

Os metagranitóides pré- $D_2$  do Complexo Canguçu e do Complexo Gnaissico Arroio dos Ratos são de caráter cálcio-alcálico e mostram-se deformados por um regime tangencial  $D_1$  com sentido dextrógiro de movimento. As estruturas lineares incluem lineações de estiramento, lineações minerais e eixo de dobras com orientação preferencial L-W a NW e baixo caimento. Evidências microestruturais de mecanismos de plasticidade cristalina, como subgrãos e novos grãos em feldspatos, mostram que este regime ocorreu em condições metamórficas equivalentes às de fácies anfíbolito.

Os metagranitos sin-ZCDC são cálcio-alcálicos a cálcio-alcálicos alto potássio e peraluminosos, denominados de Quitéria e Arroio Francisquinho, respectivamente. Os metagranitos pré e sin  $D_2$  apresentam uma foliação milonítica homogênea precoce e são cortados por diversas faixas de cisalhamento ( $D_2$ ) tardias, com a formação de rochas protomiloníticas, ortomiloníticas e

ultramiloníticas. Mudanças no comportamento dos feldspatos de dúctil a frágil, bem como o aparecimento de uma assembléia mineral metamórfico-hidrotermal composta por albita, epidoto, mica branca, biotita e/ou clorita demonstram que este regime tardi -  $D_2$  instalou-se predominantemente sob condições retrogressivas "semelhantes" as de fácies xistos verdes.

## ABSTRACT

The Dorsal de Canguçu (DCSZ) is a sinistral transcurent shear zone of crustal scale, with a NE trend. This zone has affected and controlled the emplacement of granitic rocks of Brazilian age.

The granitic rocks related to the DCSZ may be divided in pre, sin or tardi to pos-tectonic ( $D_2$ ).

The pre  $D_2$  metagranitoids, belonging to Canguçu Complex and Arroio dos Ratos gneissic Complex, have calc-alkaline character and were deformed during the  $D_1$  tangencial regime with a E-W translation direction of rocks masses. That is characterized by dextral sense of moviment. Linear  $D_1$  structures include stretching and mineral lineations and fold axes with L-W to NW preferential orientation, and low plunge. Microstructural evidence of crystal plasticity, as subgrains and new grains in feldspars, show that  $D_1$  deformation occurred in metamorphic conditions equivalent to amphibolite facies.

The sin- $D_2$  (DCSZ) metagranitic rocks are calc-alkaline to high-K calc-alkaline and peraluminous (Quitéria and Arroio Francisquinho respectively).

The pre and sin- $D_2$  metagranitic rocks present an early homogenous mylonitic foliation and cut by several late discrete shear zones ( $D_2$ ), that produce protomylonites, orthomylonites and ultramylonites. The change in feldspat behavior, from ductile to

brittle, and the formation of a metamorphic-hydrothermal mineral assemblage composed by albite, epidote, white mica, biotite and/or chlorite demonstrate that this tardi-D<sub>2</sub> deformation took place under predominantly retrogressive conditions (green schist facies).

### **3. INTRODUÇÃO**

**OBJETIVOS**

**LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS**

**METODOLOGIA**

### 3. INTRODUÇÃO

#### OBJETIVOS

O estudo das características estruturais e metamórficas da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) é de fundamental importância para o entendimento da deformação e controle do posicionamento de granitos durante os diversos estágios evolutivos da deformação brasileira.

Os seguintes itens são abordados neste trabalho:

- caracterização estrutural e estratigráfica dos metagranitóides em duas regiões ao longo da zona de cisalhamento;
- caracterização litoquímica e geotectônica preliminar dos metagranitóides através da utilização de diagramas de discriminação do ambiente tectônico;
- petrografia, com o objetivo de distinguir as feições ígneas e metamórficas, bem como estabelecer as relações existentes entre os mecanismos de deformação cristalina, atuantes nos granitóides, com as mudanças texturais e mineralógicas decorrentes.

#### LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS - CHAVE

A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu situa-se em uma região delimitada pelas cidades de Pinheiro Machado, Piratini,

Canguçu e Encruzilhada do Sul. Foram selecionadas duas áreas-chave ao longo da ZCDC, a fim de buscar uma visão regional desta (Fig. 4.2).

A região mais ao norte da zona de cisalhamento (mapeamento em conjunto com os alunos do Instituto de Geologia da UFRGS - Trabalho de graduação, 1988) localiza-se no grau de Encruzilhada do Sul, pertencendo às folhas de Quitéria (SH.22-Y-B-I.4, 1:50.000) e várzea do Capivarita (SH.22-Y-B-I.3, 1:50.000).

O acesso à área, a partir de Porto Alegre, é feito pela rodovia federal Br 290, onde percorre-se 130 Km até o município de Pantano Grande. A partir da RS, na localidade de Monte Castelo, pega-se a estrada (não pavimentada) até a localidade de Várzea do Capivarita.

A sudoeste da região de Quitéria-Capivarita, próximo a cidade de Piratini, foi feito um perfil ao longo da RS 702. Esta área compreende as folhas de Piratini (SH.22-Y-C-II.4), Passo do Coutinho (SH.22-Y-C-V.2) e Freire (SH.22-T-III-1), todas em escala 1:50.000. O acesso a área (a partir de Porto Alegre) pode ser feito pela BR 116 até o cruzamento com a rodovia federal BR 293. Por esta rodovia percorre-se 60 Km até o entroncamento com a RS 702 em direção a cidade de Piratini. Esta estrada possui 34 Km, onde foi realizado o perfil C-D (Fig. 6.50).



## METODOLOGIA

Até a década de setenta, muitas confusões eram feitas na classificação de zonas de falhas, pois esta era feita a partir da geometria das zonas sem o conhecimento da atuação dos mecanismos de deformação cristalina (cf. Higgins 1971). O avanço nos estudos de microfábrica (cf. Bell e Etheridge 1973, Nicolas e Poirier 1976) como consequência da aplicação dos estudos de metalurgia (cf. Ashby e Verral 1973, Elliot 1973) possibilitaram a distinção entre zonas de cisalhamento frágil e dúctil.

Os métodos de correlação utilizados para individualizar os regimes de deformação  $D_1$  e  $D_2$ , e mesmo possíveis reativações, têm como base enfatizar as características cinemáticas da deformação e padrão das zonas de cisalhamentos (cf. Nicolas e Poirier op. cit.; Coward 1980). Com base nestes métodos procurou-se caracterizar:

- A atitude das principais lineações de estiramento mineral;
- O estabelecimento das idades relativas dos granitóides afetados pelas zonas de cisalhamento;
- Interpretação dos indicadores cinemáticos;
- Avaliação das condições de deformação e metamorfismo.

O mapeamento de semi-detalhe (1:50.000) é de suma importância na individualização de granitóides com diferentes idades, em relação à deformação nas zonas de cisalhamento.

A partir do exame de imagens de radas 1:250.000, ao longo da ZCDC no Cinturão Dom Feliciano, foram definidos os principais lineamentos NE. Foram escolhidas duas sub-áreas para estudos

detalhados, cujo o principal objetivo foi a determinação das condições de deformação e metamorfismo vigentes durante os diversos estágios da história evolutiva destas estruturas.

Na sub-área NE, próximo as localidades de Quitéria e Várzea do Capivarita, foi realizado mapeamento na escala 1:50.000, onde individualizou-seos diversos granitóides e gnaisses estudados, foram realizados perfis transversais às faixas miloníticas a fim de caracterizar as variações litológicas e texturais relacionadas à deformação.

A rodovia RS 702, próximo ao município de Piratini, foi selecionada para a etapa de detalhamento, devido às suas ótimas exposições tanto dos metagranitóides quanto das faixas miloníticas, permitindo observar melhor a evolução das transformações texturais e estruturais, decorrentes do processo de deformação (perfis C-D, A e B, Fig. 6.50). O perfil B foi escolhido para o detalhamento estrutural com coleta de amostras orientadas para posteriores estudos petrográficos. O perfil C-D serviu como base para a confecção dos mapas geológicos em escala 1:600.000 e 1:250.000 (Figs. 4.2 e 3), que foram elaborados com o auxílio de fotografias aéreas nas escalas 1:110.000 (1975) e 1:60.000 (1975).

Os mapas geológicos foram compilados e/ou modificados de Ribeiro (1977), UNISINOS (1985), Frantz e Remus (1986), Fernandes et al. (1989), DNPM (1989), Gomes (1990) e Philipp (1990). O ajuste de escala, no lançamento dos dados de fotografias aéreas e mapas geológicos nos mapas base, foi feito com pantógrafo óptico

do tipo *Map-o-Graph* modelo 55.

As atividades laboratoriais realizadas incluem análises petrográficas, lito-químicas, difração de raios-X e tratamentos gráficos e estatísticos.

As amostras para análise petrográfica foram, orientadas em campo e cortadas, para a confecção de lâminas delgadas, na secção XZ, permitindo uma melhor visualização das lineações de estiramento mineral e a avaliação no sentido de movimento através da interpretação de indicadores cinemáticos.

Foram realizadas análise químicas (em rocha total) de sete amostras do Metagranito Arroio Francisquinho (três destas amostras foram realizadas pelo TG 1988), oito amostras dos ortognaisses Arroio dos Ratos, três amostras do Metagranito Quitéria e dezessete amostras dos metagranitóides da região de Piratini incluindo as rochas miloníticas. Nestas amostras, analisadas no laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS, foram empregadas as seguintes técnicas na determinação dos elementos maiores e traços:

- Espectrometria de fluorescência de raios X, para as determinações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

- Espectrofotometria de absorção atômica, para a determinação de  $\text{MnO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ .

- Volumetria, para determinação do  $\text{FeO}$  através de titulação com permanganato de potássio.

- Gravimetria, a  $\text{H}_2\text{O}$  foi determinada em estufa ( $105^\circ - 110^\circ\text{C}$ )

durante duas horas e P.F. em forno mufla a 1000°C por uma hora.

Outra técnica utilizada foi difração de raios-X, possibilitando caracterizar o estado estrutural dos K-feldspatos. Este mineral foi extraído da rocha, moído até a fração argila, preparado pelo método de pó não orientado e analisado no intervalo 2 a 60 com velocidade de 1° por minuto, com a determinação das seguintes faces: (002), (060), (113), (131), (201) e (204). Estas análises foram realizadas no Instituto de Física da UFRGS com aparelho de difratometria de Raios-X, SIEMENS tipo KRISTALLOFLEX - 810, com filtro monocromador de grafite (radiação Cu, K), 4 Kv, 40 mA.

O tratamento gráfico e/ou estatístico foi realizado em computadores da linha IBM-PC, utilizando-se os seguintes programas:

- GEOQUANT 3.0 (originário do U.S. Geological Survey e adaptado pela CPRM), programa utilizado no tratamento das análises químicas.

- GELI-PC (Geolast - originário da Technisch Universita et Clausthal, Germany e adaptado no CYBER da Escola de Minas da UFOP), programa para o tratamento dos dados estruturais e confecção dos estereogramas.

- SURFER 3.0, utilizado no tratamento dos dados topográficos e geológicos para a confecção de perfis e blocos diagramas (laboratório de informática do departamento de Geodésia da UFRGS).

#### **4. GEOLOGIA REGIONAL**

**SITUAÇÃO GEOLÓGICA**

**EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE ZONAS DE FALHA**

**NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

#### 4. GEOLOGIA REGIONAL

##### SITUAÇÃO GEOLÓGICA

A área estudada situa-se na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, na Associação de Arco Magmático I (Tomasi e Fernandes, 1990) do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 4.1b).

O Cinturão Dom Feliciano é uma faixa móvel de idade Brasileira (Proterozóico Superior-Cambriano Inferior), que se estende com orientação nordeste desde o Uruguai até Santa Catarina. Em conjunto com os Cinturões Gariep e Kaoko, de idade Pan-Africana (SW da África, Porada 1979) formam o Cinturão Damara, que é margeado pelos Cratons do Rio de La Plata (Brasil e Uruguai), Congo e Kalahari (África - Fig. 4.1a).

O Cinturão Dom Feliciano caracteriza-se por associações petrotectônicas, limitadas por zonas de cisalhamento com importante componente transcorrente, orientadas paralelamente ao alongamento do cinturão (cf. Tomasi e Fernandes 1990), são estas:

(1) Associação de Bacia Frontal, correspondendo ao Grupo Rocha, sudeste do Uruguai (cf. Fragozo Cesar et al. 1980);

(2) Associação de Arco Magmático I, representada pelas unidades graníticas do Batólito de Pelotas (cf. Fragozo Cesar et al. 1986);

(3) Associação de Bacia Marginal, compreendendo as litologias dos Grupos Porongos (RS), Lavalleja (Uruguai) e Brusque (SC);

(4) Associação ofiolito-melange, representada pelos complexos vulcano-sedimentares do oeste do Escudo Sul-rio-grandense;

(5) Associação de Arco Magmático II, que corresponder aos granitóides cálcio-alcálicos da região de Vila Nova datados por Silva Filho e Soliani Jr. (1987).

A Associação de Arco Magmático I é constituída por um complexo granítico de proporções batolíticas, associados a resíduos magmatíticos e septos metamórficos, incluídos em parte do Batólito de Pelotas (Fragoso Cesar *et al.* 1986).

No complexo de granitóides identificam-se duas zonas de cisalhamento de escala crustal,  $D_1$  e  $D_2$  (Fernandes *et al.* 1990), onde os diversos granitóides podem ser datados relativamente ao seu posicionamento nestas zonas.

O regime de deformação  $D_1$  de idade mais antiga, desenvolveu-se sob condições metamórficas de alto grau e sentido de movimento dextrógiro de natureza tangencial. Durante este regime foi produzida uma fábrica "L-S", mostrando uma lineação com *trend* geral E-W a NW de baixo ângulo de caimento (sub-horizontal) e um bandamento milonítico precoce (no gnaisse  $G_1$ ) e tardio (no gnaisse  $G_2$ ). As estruturas desenvolvidas durante o regime  $D_1$  são atribuídas à colisão oblíqua entre blocos crustais (o Craton do Kalahari e o Arco Magmático I), com transporte tectónico segundo a direcção NW-SE (Fernandes *et al.* 1990).

A zona de cisalhamento  $D_2$  denominada de zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e descrita pela primeira vez por Picada (1971),

desenvolveu-se sob condições metamórficas de baixo grau e natureza transcorrente. Os efeitos desta são observados em granitóides com o desenvolvimento de estruturas com *trend* geral nordeste e sentido levógiro de movimento. As estruturas desenvolvidas na zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu relacionam-se a colisão entre o Craton do Kalahari - Arco Magmático I - e o Craton do Rio de La Plata, produzindo um regime transpressivo, cuja direção de transporte tectônico é marcada por lineações de estiramento com orientação NE-SW (Fernandes *et al.* 1990).

Os granitóides, que compõe o Batólito de Pelotas, podem ser divididos em pré, sin, tardi e pós cinemáticos em relação a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu ( $D_2$  - Fig. 4.2).

Os metagranitos pré  $D_2$  compreendem granitóides cálcio-alcalinos, com xenólitos de rochas supracrustais e ortognaisses, deformados pelo regime  $D_1$  em condições metamórficas as de fácies anfibolito. Estes granitóides são equigranulares a porfiríticos e apresentam uma lineação de estiramento NW a E-W com baixo caimento.

Os metagranitóides sin  $D_2$  são porfiríticos a equigranulares, de natureza cálcio-alcalina, cálcio-alcalina alto potássio e peraluminosa. Estes são condicionados e deformados pela zona de cisalhamento  $D_2$ . Os metagranitóides pré e sin  $D_2$  são, progressivamente, truncados por faixas de cisalhamento tardi  $D_2$ , onde formam-se rochas miloníticas, filoníticas e quartzo miloníticas (Fernandes *et al.* 1990).



Os granitos tardi a pós  $D_2$  são condicionados por esta, porém não apresentam deformação dúctil, apenas faixas cataclásticas. Estes são de caráter cálcio-alkalino alto potássio a alcalino (cf. Almeida *et al.* 1990).

As sub-áreas estudadas localizam-se nas regiões de Piratini e Quitéria-Capivarita (Fig. 4.2).

Na região de Piratini predominam metagranitóides pré  $D_2$  (Fig. 4.3), que apresentam uma lineação de estiramento NW com baixo caimento ( $L_1$ ). A foliação milonítica ( $S_1$ ) apresenta-se transposta pela zona de cisalhamento  $D_2$ . Estes metagranitóides são cortados por faixas de cisalhamento  $D_2$  (mais de 1 Km de largura), formando espessas seqüências de rochas miloníticas. Estas ocorrem na forma de grandes cristas alinhadas com direção nordeste, enquanto os locais mais preservados da deformação são, topograficamente, mais arrasados, formando blocos e matações.

Na região de Quitéria-Capivarita ocorrem rochas relacionadas aos regimes de deformação  $D_1$  e  $D_2$  (Fig. 4.4).

A  $D_1$  atinge seqüências supracrustais, ortognaisses e anortositos denominados de suite metamórfica Várzea do Capivarita, complexo gnaissico Arroio dos Ratos e meta-anortosito Capivarita, respectivamente. Esta zona de cisalhamento deforma estas rochas sob condições de fácies anfibólito superior a granulito e direção de movimento, provavelmente, E-W. Estas rochas forma intrudidas por metagranitóides sin  $D_2$  (Fernandes *et al.* 1990).

Os metagranitos sin  $D_2$  são porfiríticos (metagranito Quitéria) e leucogranitos a duas micas (metagranito Arroio Francisquinho), limitados por faixas de milonitos e filonitos tardi  $D_2$  de direção NE.

Os granitos tardi a pós  $D_2$  são: Pitangueiras, Serra do Herval (incluído no granito Dom Feliciano, Fig. 4.4) e Braço do Capivarita (incluído na Suíte Granítica de Encruzilhada do Sul).

Os últimos estágios de deformação, na região de Quitéria-Capivarita, são caracterizados por feições como dobras abertas, que controlam o padrão de afloramento e falhas com *trends* variados, produtos de reativações das zonas de cisalhamento sob condições frágil-dúctil a frágil.

## EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE ZONAS DE FALHA NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O objetivo deste capítulo é fazer uma análise evolutiva do conhecimento sobre zonas de falha ou zonas de cisalhamento brasileiras no Escudo do Rio Grande do Sul, percorrendo, seletivamente, aqueles trabalhos que tenham representado a síntese do pensamento de determinadas épocas, ou modificado substancialmente as concepções acerca destas estruturas.

Através das últimas três décadas, as idéias sobre zonas de falhas, no que diz respeito às suas idades relativas e importância

no contexto da deformação regional, modificaram-se tanto quanto modificaram-se os modelos geotectônicos propostos para a evolução geológica do Pré-cambriano do Rio Grande do Sul.

A década de 60 foi marcada por mapeamento geológicos regionais, focalizando, principalmente as regiões mineralizadas nas zonas de falha. Os modelos geotectônicos, vigentes na época, baseavam-se nos postulados da teoria geossinclinal clássica, contudo não era uma premissa que as diversas unidades litoestratigráfica mapeadas fizessem parte de um modelo evolutivo para o Rio Grande do Sul. Destacaram-se neste período os trabalhos pioneiros de Maurício Ribeiro, Rui Tessari e Rubens Picada.

Na década de 70, Ribeiro (1978) propôs o modelo da tectônica de placas para o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Este período caracterizou-se por muitos trabalhos propondo modelos geotectônicos como Hasui *et al.* (1975), Jackson *et al.* (1973), Ribeiro e Fantinel (1978), Porada (1979) entre outros.

O início da década de 80 foi marcado pelo trabalho pioneiro de Fragozo Cesar (1980), em que este propôs um modelo geotectônico para o Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense (denominação do autor), dividindo-o em duas grandes unidades, o Craton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano.

A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (descrita pela primeira vez por Picada, 1971) delimita as principais unidades geotectônicas do Cinturão Dom Feliciano. Entre as hipóteses propostas para a sua gênese destacam-se:

-Representar uma sutura interplacas, ou seja entre os Crátons Dom Feliciano e Rio de La Plata (Issler, 1982) ou;

- Representar uma sutura intraplacas, refletindo uma colisão oblíqua entre o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton do Rio de La Plata (Fragoso Cesar, 1986).

### Trabalhos Anteriores

Picada (1965) foi, sem dúvida nenhuma, o primeiro trabalho a reconhecer os efeitos da deformação das rochas em zonas de falhas, como neste trecho a seguir:

"Esta área faz parte de uma zona de fraqueza de dimensões regionais com direção nordeste (N 35° - 50° E), talvez a mais importante no Escudo Sul-Rio-Grandense, denominada de Região Tectônica Vigia Roque. É constituída, essencialmente por ectinitos, migmatitos e granitos a duas micas" (p. 9).

A estrutura Vigia-Roque foi considerada como o limite geológico de dois grandes complexos de rochas, o Complexo de Encruzilhada do Sul e o Complexo Dom Feliciano. A idéia principal de Picada é que ectinitos da Formação Vacacai, fraturados pela zona de falhas, foram atingidos por soluções que, através de processos metassomáticos, originaram migmatitos e gnaisses (Formação Vigia) e granito de anatexia (Granito Cordilheira).

As descrições do autor foram tão fiéis e as idéias tão lógicas para uma época em que jamais se conceberia a transformação de granito em xisto, que invertendo-se o caminho da deformação, ou seja, partindo do granito como protólito e não dos ectinitos, o trabalho se tornaria atual. Um bom exemplo deste fato, pode ser observado nas descrições sobre *podas* de deformação nos granitos: "o granito possui uma disposição estrutural muito peculiar: ocorre em lentes ou línguas de dimensões variadas, encaixadas nos migmatitos, e em alguns casos, diretamente nos ectinitos" (p. 13).

Em 1966 foram realizados mapeamentos regionais, em conjunto com DNPM, visando as regiões mineralizadas, coordenados por Tessari e Picada no grau de Encruzilhada do Sul e Ribeiro em Caçapava do Sul.

Tessari e Picada (1966) estenderam a Região Tectônica Vigia-Roque por cerca de 130 Km para sudoeste da região de Encruzilhada do Sul, definindo-a como zonas cataclásicas e milonitizadas, com espessuras de centenas de metros.

A primeira nomenclatura utilizada para as falhas mapeadas na quadrícula de Caçapava do Sul foi proposta por Ribeiro et al. (1966). Estes autores sugeriram sua utilização para as demais regiões do Escudo Sul-Rio-Grandense com:

- Sistema de Falhas Irapuá, que engloba os grandes falhamentos regionais nordeste e falhas compressoriais associadas;
- Sistema de Falhas do Cerro da Vigia, que caracteriza as falhas de direção noroeste, proeminentes na metade leste da quadrícula.

Em 1968 os trabalhos de campo ganharam um grande impulso com o projeto de mapeamento ("Projeto para o conhecimento do Manto Superior"), elaborado especificamente para o estudo dos sistemas de falhas, que cortam a região central do escudo. Como resultado deste projeto Picada (1968) definiu os principais sistemas de falhas desta região, a saber: Lineamento Vigia-Roque, Lineamento Passo dos Marinheiros, Lineamento Açotéia-Piquiri e Sistema de falhas noroeste.

- O Lineamento Vigia-Roque (descrito acima em Picada, 1965) foi prolongado para sudoeste da região de Encruzilhada do Sul, onde as idades relativas indicam ser este lineamento o mais antigo.

- O Lineamento Passo dos Marinheiros, conhecido por cerca de 100 Km, tem direção N-S e desloca, o Complexo Granítico Encruzilhada, com movimento levógiro e rejeitos de até 32 Km. As falhas noroeste (N70W) seriam secundárias deste sistema.

- O Lineamento Açotéia-Piquiri, de direção N 20° a 35° E com 250 Km de extensão, foi caracterizado como falhas do tipo cavalgamento.

Em 1969 Picada publicou "Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul-rio-grandense". Neste resumo o autor descreveu granitos a duas micas (Granito Cordilheira), na forma de línguas, como sendo sincinemáticos ao Lineamento Vigia-Roque.

Na região de Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, Tessari e Gifoni (1970) propuseram a designação de Série Nordeste e Série Noroeste em substituição a Sistema de Falhas Irapuá e Sistemas de Falhas do

Cerro da Vigia, respectivamente de Ribeiro (1966).

Com o trabalho "Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense: Caracterização dos sistemas de falhas", Picada em 1971 concluiu, precocemente, a sua valiosa contribuição a geologia do Rio Grande do Sul. O autor, redefiniu e ampliou os conhecimentos sobre os principais sistemas de falhas regionais, quanto as suas direções, gênese, episódios metalogenéticos, estratigrafia e reativações. Descreveu detalhadamente as diferentes rochas da região, bem como esboçou uma "evolução tectônica para o Escudo Sul-rio-grandense".

A classificação proposta em Picada (1968), para os principais sistemas de falhas, permaneceu a mesma em Picada (1971), apenas substituindo a denominação de Lineamento Vigia-Roque para Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu.

A zona de falhas Dorsal de Canguçu foi seccionada pelas falhas transcorrentes do sistema Passo dos Marinheiros em duas partes, com sentido de movimento anti-horário. A porção sul sofreu um movimento rotacional no sentido horário, que alterou a direção original de  $N35^{\circ}$  a  $45^{\circ}$ E para  $N65^{\circ}$  a  $75^{\circ}$ E. Foram descritas duas possíveis reativações para este sistema: a primeira na época da instalação do sistema Passo dos Marinheiros e a segunda posterior ao Permo-Carbonífero, quando originou-se a Falha do Leão.

A partir da década de setenta, com o surgimento dos primeiros estudos de geocronologia e geofísica e com o aparecimento do modelo da tectônica de placas, começaram a surgir diversos

trabalhos, propondo modelos evolutivos para o Pré-cambriano de diferentes regiões, descritos na literatura, para o Rio Grande do Sul.

Através de estudos aerofísicos e levantamento geológico, Jackson *et al.* (1973) propuseram uma evolução tectônica para o região, baseada em zonas de falhas. No final do Ciclo Brasileiro, estabeleceram-se dois sistemas principais de falhas, sendo estes submetidos a um conjunto de forças que atuou como binário. Os sistemas são  $N20^{\circ}-30^{\circ}E$  e  $N50^{\circ}-60^{\circ}W$ , com os esforços de direção aproximadamente E-W limitado, por cisalhamento simples, uma série de placas NE.

O sistema NE foi reativado como zona de cisalhamento dextrógira, enquanto o sistema NW reagiu como zona de tensão, com as placas tendo além de movimentos horizontais, importantes movimentos verticais.

Cordani *et al.* (1974), pela primeira vez, apontou idades brasileiras para região a leste do Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu. Datações radiométricas (Rb/Sr) obtiveram idades em torno de 600 M.a. para os eventos magmáticos principais da orogênese brasileira. O Cambriano foi apontado como a época de resfriamento regional, associado ao soergimento da Cadeia de montanhas Brasileira.

Hasui *et al.* (1975) incluíram o Pré-cambriano do Rio Grande do Sul no modelo da Faixa de dobramentos Ribeira (*The Ribeira Folded Belt*). Estudando ao longo da região costeira entre



a Bahia e Uruguai, os autores dividiram longitudinalmente a faixa em segmento Setentrional e segmento Meridional (incluindo o Sistema de dobramento Tijuca e o Maciço Mediano Pelotas). Os dois segmentos foram conectados através da Zona de Transcorrência São Paulo, que provocou um deslocamento horizontal dextral da ordem de 300 Km. O sistema de Dobramento Tijuca estaria representado no Rio Grande do Sul pelo Grupo Porongos e o Maciço Mediano Pelotas pelo "Craton" Dom Feliciano (craton está entre aspas porque os autores acreditam que os gnaisses e migmatitos desta região estariam relacionados ao Ciclo Brasileiro).

Ribeiro e Fantinel (1978) dividiram o Pré-cambriano do Rio Grande do Sul em associações petrotectônicas ao longo de três zonas com direção NE-SW, a Zona Leste, Zona Mediana e Zona Oeste. Este trabalho preconizou também o modelo da tectônica de placas para explicar o comportamento estrutural e a evolução geológica destas unidades.

A Zona Oeste, caracterizada como uma associação vulcano-plutônica de natureza orogênica, foi relacionada a uma região de arco magmático (nível crustal próximo a superfície).

A Zona Mediana, constituída principalmente de rochas vulcano-sedimentares molássicas e paramamórficas, originou-se de uma possível subducção e colisão entre as regiões Leste e Oeste do escudo, compondo a faixa móvel.

A Zona Leste foi interpretada como um maciço de natureza granítica a granodiorítica de dimensões batolíticas. Cortando este

maciço, os autores identificaram amplas faixas de cataclasitos e blastomilonitos de direção NE. Esta região representaria um nível crustal profundo, formando a raiz de um arco magmático.

Porada (1979) incluiu o Cinturão Dom Feliciano (sul do Brasil) num grande sistema maior orógeno/aulacógeno (Ciclo Pan-africano), similar ao geossinclíneo *orogénico aulacógeno Athapescow* do Proterozóico Médio Canadense. O Ciclo Pan-africano formou-se a partir de um complexo radial de *rift* continental, constituído por três braços. A cerca de 1.000 M.a. dois dos braços abriram-se formando o Oceano Proto-Atlântico Sul (Adamastor) com o desenvolvimento de geossinclíneos nas margens continentais ao longo dos braços. O terceiro, situado na atual área continental Africana, comportou-se como um *rift* abandonado. De acordo com este modelo, o orógeno seria constituído pelos cinturões Dom Feliciano, Gariep e Damara Costeiro, enquanto o aulacógeno seria a porção intracontinental do cinturão Damara.

Fragoso Cesar (1980) foi um marco na geologia do Rio Grande do Sul, com a sua tentativa de síntese da geologia do Pré-cambriano do Uruguai com a do Rio Grande do Sul, propondo um modelo geotectónico através do qual subdividiu as rochas deste período em duas grandes unidades: o Craton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano é uma faixa móvel marginal ao Cráton do Rio de La Plata, caracterizado por complexos metamórfico-migmatítico-graníticos divididos em três bandas paralelas; a Zona Central, Flanco Ocidental e Flanco Oriental.

Falhas profundas, foram responsáveis pela justaposição destas unidades, com importante rejeito horizontal e vertical, conforme o texto:

"... O limite Zona Central - Flanco Ocidental está caracterizado pela Zona de Fraturas Profundas da Dorsal de Canguçu (Picada 1971); cujos produtos litológicos são correlatos aos que, no Uruguai, são englobados na formação Sierra Ballena, de caráter blastomilonítico...Esta zona de fraturas aflora quase continentalmente desde São Jerônimo (RS) até Punta Ballena (Uruguai) por mais de 700 Km, caracterizada essencialmente por rochas cataclásticas e miloníticas" (p. 2884).

A Zona Mediana é composta por complexos granitóides de proporções batolíticas, associados a resíduos migmatíticos. Esta zona apresenta muitas faixas de falhas regionais associadas a uma intensa milonitização e intrusão de corpos lenticulares de granitóides tardi a pós tectônicos. Estes granitos formam complexos polidiapíricos com afinidade calcoalcalina a sub-alcalina, apresentando feições de remobilização e metassomatismo (P. 1885).

Os migmatitos seriam termos de grau metamórfico mais elevado de rochas correlatas às seqüências orogênicas Brasilianas; ou restos do antigo embasamento. A zona Mediana foi descrita na literatura como Cráton Dom Feliciano (Picada 1971), Maciço Mediano de Pelotas (Hasui *et al.* 1975) e Complexo granítico do Leste (Ribeiro *et al.* 1978).

Seguindo a linha de pensamento de Ribeiro *et al.* (1966) Ribeiro (1980) através de imagens de radar e de Landsat, redescreveu os dois fraturamentos conjugados de direções N50°E (mais proeminentes) e N50°W. As regiões de cruzamento entre os dois sistemas foram identificadas como propícia para ascensão de granitóides. A direção N25°-30°E marca uma zona de cisalhamento contínua e transcorrente, representando um padrão estrutural do último evento orogênico, mais tardia, em relação ao par conjugado descrito acima.

Jost e Bitencourt (1980, *cf.* Hasui *et al.* 1975) descreveram três unidades geotectônicas pré-cambrianas: Maciço Mediano de Pelotas, Cinturão de Dobramento Tijuca no Rio Grande do Sul e Cráton do Rio da Prata. Duas unidades estratigráficas novas foram propostas para caracterizar o cinturão de dobramentos na área: descritos dois sistemas de lineamentos, o Sistema Passo dos Marinheiros de direção N-S e o Sistema Vigia-Roque de direção NE.

O sistema N-S estabeleceu o contato entre o Complexo Cerro da Arvore e o Complexo Encruzilhada do Sul, enquanto o sistema NE colocou em contato o Complexo Encruzilhada com o Complexo Granítico Dom Feliciano.

Fragoso Cesar *et al.* (1982) definiram várias associações petrotectônicas relacionadas a evolução do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro, quais sejam: Associação de Embasamento, Associação de Arco Magmático, Associação Molássica Sedimentar, Associação Molássica Vulcano-Sedimentar e Associação

de Bacia Frontal.

A associação de Arco Magmático dividiu duas bacias lateralmente dispostas a ele, ocorrendo intenso magmatismo derivado da placa oceânica descendente, possivelmente do embasamento pré-Brasiliano. Os limites observáveis entre o arco magmático e suas bacias laterais (frontal e marginal) foram marcados por grandes falhamentos transcorrentes (Dorsal de Canguçu, cf. Picada, 1971).

Issler (1982) propôs a divisão do Escudo Atlântico no Rio Grande do Sul, em duas grandes unidades geotectônicas: Cráton do Rio de La Plata e Cráton Dom Feliciano. Estes dois crátons teriam colidido durante o Ciclo Brasiliano, propiciando a remobilização e geração de rochas, em ambas as margens cratônicas. Estas são ofiolitos e granitos à duas micas com estanho e tungstênio, que balizam a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

Saliani Jr. *et al.* (1984) descreveram, como essencialmente Brasileira a porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, baseados em dados geocronológicos. Não obstante, ocorrem algumas idades mais antigas em gnaisses e migmatitos. Para os autores este fato parece indicar uma potencialidade de parte das rochas preservadas nesta região, evidenciando ainda, um desenvolvimento geológico de caráter ensialico e bastante intenso no Pretorozóico Superior.

Depois de quase uma década de utilização da classificação proposta por Picada (1971), para os diversos sistemas de falhas do Rio Grande do Sul, Jost *et al.* (1984) propuseram uma "revisão na

tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-rio-grandense".

Conforme Coward (1980) Jost "et al." sugeriram duas categorias de zonas de cisalhamento:

- Cisalhamento de Desacoplamento, incluindo os sistemas Açotéia, Vigia-Roque, Piquiri e Ibaré;

- Cisalhamento Discreto, incluindo os sistemas Camaquã e Atlântico.

As principais modificações propostas à classificação definida por Picada (1971) são:

- As falhas Açotéia e Piquiri, apesar de apresentarem direções paralelas e contínuas, foram separadas por apresentarem, entre outras características, mergulhos diferentes. A falha Piquiri com mergulhos de  $0^{\circ}$  a  $40^{\circ}$  SE, constitui falhas de cavalgamento com movimento de leste para oeste, e a falha Açotéia com mergulhos subverticais caracteriza uma falha transcorrente;

- A falha Açotéia foi relacionada geneticamente a falha Passo dos Marinheiros, formando o Sistema Açotéia-Passo dos Marinheiros de sentido de movimento dextrógiro;

- O Sistema Dorsal de Canguçu, apesar de fazer parte do mesmo evento geodinâmico que formou o Sistema Açotéia - Passo dos Marinheiros, foi classificado separadamente por afetar apenas terrenos granito-gnássicos, enquanto este último colocou em contato o bloco de epimetamorfitos do oeste com um bloco granito gnássico de leste;

- O sistema Vigia-Roque foi excluído do Sistema Dorsal de

Canguçu, principalmente por apresentar sentido levógiro de movimento e "metamorfismo cataclástico" de menor intensidade, com idade de no máximo Proterozóico Médio.

A partir da caracterização do arco magmático do lado leste do estado (Fragoso Cesar, 1982) sucederam-se inúmeros trabalhos com a tentativa de caracterizar e diferenciar os diversos tipos de granitóides associados ao Cinturão Dom Feliciano.

Jost *et al.* (1984), baseados em dados geocronológicos e geoquímicos, indicaram quatro fases distintas de magmatismo para a porção oriental do Cinturão Dom Feliciano, sendo estas: Sin-tectônica, transicional precoce, transicional tardia e pós-tectônica. A transição entre as fases transicional precoce e transicional tardia foi marcada por grandes falhamentos transcorrentes, os quais controlaram as duas últimas fases de intrusão. As fases iniciais são de natureza calcico-alcalina, dando lugar a intrusões sub-alcalinas a alcalinas.

Correlacionando com granitóides do lado oeste, Jost *et al.* (1984) sugeriram uma participação mais efetiva da crosta continental na Borda Oriental do cinturão, pela diminuição na proporção de  $K_2O$  destas rochas de leste para oeste. As interpretações geocronológicas corroboram esta idéia. Os eventos finais geraram granitóides alcalinos, ligados a zonas rúpteis mais recentes.

Frantz *et al.* (1984, em conjunto com os alunos da UNISINOS) definiram rochas gnáissicas e meta-anortosíticas deformadas e

metamorfizadas na fácies anfibolito superior, na região de Encruzilhada do Sul, denominando-as de Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Nestas rochas intrudiram granitóides Brasileiros do Complexo Granítico Encruzilhada do Sul. Este complexo foi cortado por dois sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes, formando grandes cinturões de blastomilonitos, milonito-xistos, milonito-gnaisses e cataclasitos.

As zonas de cisalhamento têm direção N-S, com movimento dextrógiro (Sistema Açotéia, Jost *et al.* 1984) e a direção N60°E de caráter levógiro (Sistema Vigia-Roque, Picada 1971), e foram assim caracterizadas:

- O Sistema Açotéia desenvolveu-se sobre os ectinitos do Complexo Cerro da Arvore, ao longo do contato deste com os granitóides do Complexo Granítico Encruzilhada do Sul. Esta zona de cisalhamento afetou também toda a porção granítica oriental do cinturão na forma de faixas de milonitos com largura de 500 a 1000 m;

- O Sistema Vigia-Roque esteve restrito a porção de Encruzilhada do Sul, deformando as litologias do Complexo Várzea do Capivarita, onde a largura das faixas atingiu 15 Km. Os granitóides do Complexo Encruzilhada do Sul foram muito pouco afetados.

Frantz *et al.* (1984) também salientaram que a intenso hidrotermalismo foi fortemente controlada pelas zonas de cisalhamento, produzindo grande quantidade de veios de quartzo, bem como turmalinização, epidotização e muscovitização nas rochas



catacladasas.

Fragoso Cesar *et al.* (1986) foi o primeiro grande trabalho de natureza regional, subdividindo os granitóides do lado leste. Neste trabalho foi definido o Batólito de Pelotas, suas diferentes unidades, e discutindo as implicações tectônicas. "É um batólito composto, multintrusivo e polifásico de evolução relacionada ao Ciclo Brasileiro" (p. 1322). Este foi agrupado em três classes: suítes de granitóides, plutons diversos e septos metamórficos.

As suítes de granitóides foram subdivididas em: Suíte Pinheiro Machado, Suíte Cordilheira, Suíte Encruzilhada do Sul e Suíte Dom Feliciano.

A Suíte Pinheiro Machado, englobando granitóides calcico-alcalinos porfiríticos e restos de metamorfitos foi, antigamente, denominada de grupo Cambai (Tessari e Gifoni 1970) e Complexo Canguçu (Horbach *et al.* 1984 in Fragoso Cesar 1986). Apresenta idades (Rb/Sr, RT) de 775 +/- 36 Ma ( $R_0 = 0,7060$ ).

A Suíte Cordilheira é formada por leucogranitos a duas micas, augen gnaisses e metassedimentos ao longo da Dorsal de Canguçu. Os granitos foram antigamente denominados de granito Cordilheira por Picada (1966).

"A suite Cordilheira, claramente derivada da fusão de metassedimentos (granito tipo-S) apresenta características estruturais sin-tardicinemáticas e geoquimicamente corresponde a granitos sin-colisionais" (p. 1333).

Os septos metamórficos, rochas metamórficas de supra ou infraestrutura ocorreram no interior das suites graníticas como os gnaisses Piratini e os septos da Dorsal de Canguçu.

Os gnaisses Piratini, associados a suite Pinheiro Machado como enclaves de diversos tamanhos, forneceram idades de 845 +/- 28 Ma com  $R_0 = 0,7062$ .

"Os gnaisses Piratini representam intrusões de granitóides pré-orogênicos, posteriormente, dobrados e metamorfizados em alto grau metamórfico. Suas relações com a suite Pinheiro Machado indicam que esta evolui em condições sin a tardi orogênicas. Os dados geocronológicos sustentam que o megmatismo gerador dos gnaisses Piratini está relacionado ao Ciclo Brasileiro..." (p. 1329).

Os septos da Dorsal de Canguçu correspondem aos Gnaisses Vigia e xistos do Grupo Porongos (cf. Picada 1971). Estes ocorrem intimamente associados aos plutons da suite Cordilheira possuindo composições e jazimento similares. As foliações dos septos são concordantes com a foliação incipiente que afetou o lencogranoito e esta mostra-se afetada por dobras tardias. O significado tectônico da Zona de Falhas Dorsal de Canguçu, que contém os septos metamórficos e a suite Cordilheira, não está claro mas os autores apresentam duas possibilidades:

1. Representar uma sutura intraplacas, marcando a colisão do arco magmático do período anterior com as bacias do grupo Porongos;

2. Marcar uma zona de cisalhamento dúctil intraplacas,

refletindo que a colisão interplacas foi oblíqua.

Em 1986 Frantz e Remus publicaram os resultados de dois anos de mapeamentos (com os alunos da UNISINOS), na região de Canguçu-Torrinhas. A importância maior deste trabalho é a tentativa de separar as rochas originadas pelas faixas de cisalhamento das rochas deformadas regionalmente, bem como separar os granitóides estrutural e petrograficamente. Estes granitóides mapeados foram subdivididos informalmente em: Fase I, Fase II e Fase III.

Os granitóides de Fase I, de caráter tonalítico a granodiorítico, sofreram várias fases de deformação e foram considerados os granitos mais antigos da região, frequentemente confundidos com migmatitos em trabalhos anteriores (Tessari e Picada 1966 e Ribeiro 1983).

Os granitóides de Fase II, de composição predominantemente monzogranítica, também foram afetados por deformações cisalhantes, constituindo corpos elípticos e alongados segundo a direção NE (Metagranito Arroio Moinho, cf. Gomes 1990).

Os Granitóides de Fase III, de composição sieno a monzogranítica, não foram afetados por deformações regionais. Foram na maior parte injetados e condicionados pelas extensas faixas de cisalhamento, correspondendo às últimas fases de manifestações graníticas do Ciclo Brasileiro.

As zonas de cisalhamento de direção  $N40^{\circ}-70^{\circ}E$  geraram milonitos e cataclasitos mascarando as feições originais de

deformação regional impressa nestas rochas. Através do estudo de indicadores cinemáticos como *augen* de feldspato alcalino e deslocamento de veios ou dique, os autores atribuem sentido dextrógiro de movimento para estas zonas.

Na tentativa de correlacionar este trabalho com o de Frágoso Cesar (1986) os Granitóides de Fase I fariam parte da Suíte Pinheiro Machado, com os xenólitos gnaisseicos de Fase I pertencendo a Suíte Piratini. Os Granitóides de Fase II englobariam a Suíte Cordilheira e parte da Suíte Pinheiro Machado, enquanto os granitóides de Fase III seriam correlacionáveis a Suíte Dom Feliciano.

Fernandes *et al.* (1990) individualizaram duas zonas de cisalhamento  $D_1$  e  $D_2$  de escala crustal, na região de Quitéria/Capivarita.

A zona de cisalhamento  $D_1$ , de idade mais antiga, atingiu a Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, produzindo lineações minerais e de estiramento com orientação E-W e baixo caimento. A suíte metamórfica Várzea do Capivarita é um conjunto de rochas supracrustais metamorizadas na fácies anfibolito superior, intrudida por metagranitóides do complexo gnáissico Arroio dos Ratos. Este complexo é composto por três metagranitóides de volume variável, designados de  $G_1$ ,  $G_2$  e  $G_3$ , que foram complexamente deformados e metamorfisados em alto grau (Fernandes *et al.* 1990).

Os metagranitóides Quitéria e Arroio Francisquinho são corpos

alongados segundo NE e considerados sincinemáticos a deformação  $D_2$ , que tem caráter transcorrente. O Metagranito Quitéria, mais antigo foi descrito como um monzogranito porfirítico grosso e o Metagranito Arroio Francisquinho como um sieno a monzogranito a duas micas. Estes foram cortados por faixas miloníticas e filoníticas de orientação NE, subverticais.

As unidades mapeadas por Fernandes et al. (1990) foram correlacionadas as associações petrotectônicas do Batólito de Pelotas de Fragoso Cesar et al. (1986):

- O complexo gnáissico Arroio dos Ratos seria correlacionável aos gnaisses Piratini com idades em torno de 860 M.a.

- O metagranito Quitéria faria parte da suíte Pinheiro Machado com idades de 775 M.a.

Algumas sugestões de mudanças nos modelos tectono-evolutivos propostos para o Escudo Sul-rio-grandense foram feitas, como por exemplo: Qual seria o papel da zona de cisalhamento  $D_1$  de caráter tangencial, com direção principal de transporte tectônico aproximadamente E-W. Esta zona poderia estar relacionada ao período de colisão entre o arco de ilhas (Batólito de Pelotas) e parte de uma crosta continental mais antiga (Craton do Kalahari). Se esta sugestão está correta o metagranito Arroio Francisquinho, que não apresenta indícios da deformação  $D_1$ , atribuída a colisão continental, não seria um granito sin-colisional como sugerido por Fragoso Cesar et al. (1986) e sim granitos sin-transcorrência ( $D_2$ ), semelhante aos granitóides do Variscano do SW da Espanha (cf. Burg 1981 in Fernandes et al. 1990).

Mesquita e Fernandes (1990) definiram condições metamórficas e sentido de movimento as zonas de cisalhamento  $D_1$  e  $D_2$ , analisando as microestruturas existentes, especialmente no complexo gnáissico Arroio dos Ratos, metagranito Quitéria e metagranito Arroio Francisquinho (região de Quitéria-Capivarita).

Os gnaisses do complexo Arroio dos Ratos foram deformados pela zona de cisalhamento E-W, dextrógira ( $D_1$ ) sob condições metamórficas mais elevadas do que os Metagranitos Quitéria e Arroio Francisquinho, estes último deformados apenas pela zona de cisalhamento NE ( $D_2$ ) de sentido de movimento levógiro ( $D_2$ ).

O fim da década de oitenta caracteriza-se por trabalhos com propostas de reestudar os modelos geotectônicos vigentes (Fragoso Cesar *et al.* 1990; Tomasi e Fernandes 1990), bem como trabalhos de detalhe ao longo do Cinturão Dom Feliciano (Gomes 1990; Mesquita e Fernandes 1990).

Fragoso Cesar *et al.* (1990) descreveram *nappes* e estruturas correlatas no cinturão Dom Feliciano. Os granitóides gnáissicos e milonitos do Batólito de Pelotas foram afetados por dois principais grupos de estruturas tectônicas,  $E_1$  e  $E_2$  no Ciclo Brasileiro, relacionados a abertura e fechamento do Oceano Adamastor entre as placas do Rio de La Plata e Kalahari.

Ao estágio de abertura estaria relacionada uma sedimentação clasto-química e vulcanismo de margem continental passiva. Ao estágio de fechamento, os autores relacionaram um plutonismo cálcio-alcalino (900 a 700 M.a.) desenvolvido em margem

continental ativa, que, posteriormente, alojaria-se como *nappes* ao longo do cinturão. O estágio colisional foi dividido em sin, tardi e pós. O estágio sin-colisional foi responsável pelos mais importantes eventos deformacionais e metamórficos do cinturão ( $E_1$ ), com um plutonismo essencialmente peraluminoso (granitos a duas micas) e quartzoso. O estágio tardi-colisional marca a continuidade do evento colisional em condições menos severas, com  $E_2$  reestruturando o cinturão. O plutonismo neste período foi de natureza eminentemente transalcalina.

Masquelin (1990), em "Análisis Estructural de las zonas de cizalla en Las Migmatitas de Punta Del Este - Uruguay" fez algumas importantes correlações entre os Escudos Uruguay, Africano, e Sul-rio-grandense além de caracterizar as zonas de cisalhamento.

O Batólito de Pelotas corresponde ao Macizo de Aiguá no Uruguay. Este maciço está afetado por duas importantes zonas de cisalhamento: El Sistema Ductil de Alferez - Cordillera e a zona de cizalla de Sierra Ballena.

A Alferez - Cordillera foi caracterizada por extensas faixas transcorrentes N-S e  $N60^\circ E$ , com um sentido de movimento sinistral. Foi descrito pelo autor a formação de granitos de falha alcali-feldspáticos, que seriam formados por movimentos de fricção nestas zonas (migmatitos de fricção - cf. Berthé et al. 1979).

A zona de cisalha de Sierra Ballena foi descrita como um lineamento de centenas de quilômetros com direção nordeste, formando milonitos a blastomilonitos de 1 a 4 Km de espessura em

rochas graníticas. A zona de Sierra Ballena com sentido de movimento sinistral foi correlacionada ao Sistema Dorsal de Canguçu no Brasil. O prolongamento desta zona de cisalhamento na África ocorre, provavelmente pelo Lineamento de Okahandia (Downing 1981). Na zona Sierra Ballena foram descritos leucogranitos alcalifeldspáticos e granitos a biotita, produto provavelmente de fusão parcial (cf. Masquelin 1989).

Gomes (1990) caracterizou petrogeneticamente o Granito Arroio Moinho na região de Canguçu, correlacionando-o com a suíte Pinheiro Machado (Fragoso Cesar 1986) ou com o granito de Fase II (Frantz e Remus 1986). Este metagranito foi caracterizado como um monzogranito porfirítico de granulação grossa e química calcio-alcalina alto potássio. Sua intrusão foi condicionada pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, a qual gerou, posteriormente, estreitas faixas de milonitos no granito. Foi possível, com o auxílio de microsonda eletrônica, estudar as transformações mineralógico-química do metagranito com a deformação progressiva até as faixas mais deformadas e concluir que estas transformações químicas do granito para as rochas miloníticas ocorreu em um sistema fechado, na escala das discretas faixas de cisalhamento.

Tomasi e Fernandes (1990), revendo os modelos de evolução geotectônica para o Escudo Sul-rio-grandense, discutiram as seguintes evidências:

- A movimentação predominante NE-SW mostrada pelos indicadores cinemáticos em milonitos não confirmam que as direções



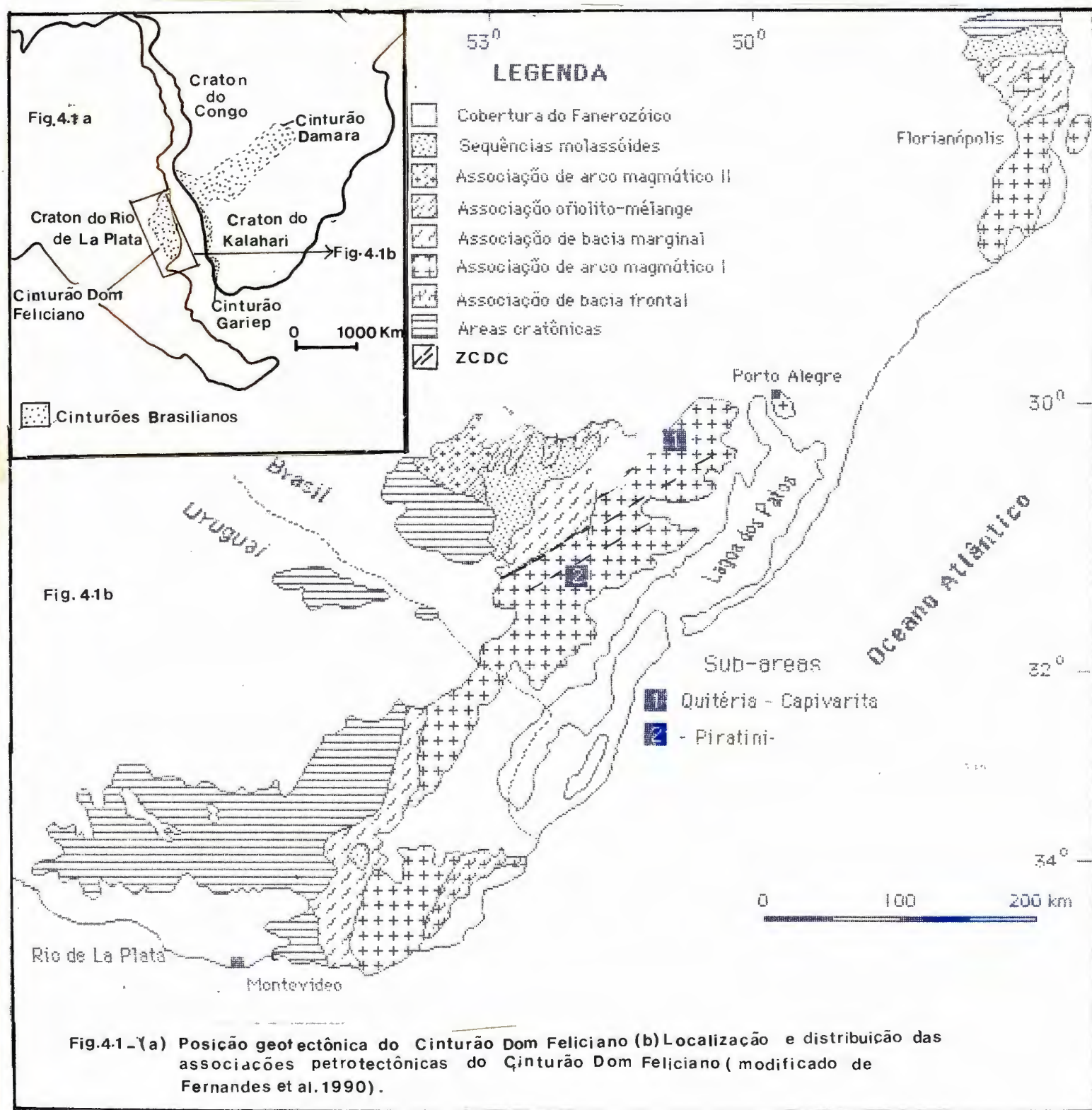
W e NW sejam as principais orientações de transporte tectônico na maior parte do cinturão;

- Presença de uma seqüência cálcio-alcalina trondjemítica (630 M.a.) a oeste da associação de bacia marginal implica em subducção de crosta oceânica na bacia marginal, e formação de um segundo arco de ilhas (Associação de Arco Magmático II);

- O caráter sintectônico, ao cisalhamento transcorrente, de granitóides do tipo S, indica, que estes não são sin-colisionais.

A evolução tectônica sugerida pelos autores assemelha-se, de um modo geral, a formulada nos modelos anteriores (Fragoso Cesar 1980 e Porada 1979), diferindo principalmente na interpretação da importância da extensão e formação da crosta oceânica na bacia marginal (colisão arco magmatico II - Craton Rio de La Plata) e da importância da transcorrência paralela ao alongamento do cinturão na estruturação final do mesmo.

Para finalizar, Philipp (1990) caracterizou dois tipos de metagranitóides, na região próximo a cidade de Canguçu, os Metagranitos Monte Bonito e Equigranular, correlacionáveis entre si, formando um *trend* de diferenciação cálcio-alcalina. Estes granitos foram correlacionados a Suíte Pinheiro Machado de Fragoso Cesar (1986). Foram identificadas duas zonas de cisalhamento, Subvertical e Subhorizontal afetando estes metagranitos, as duas apresentam sentido de movimento dextrógiro.



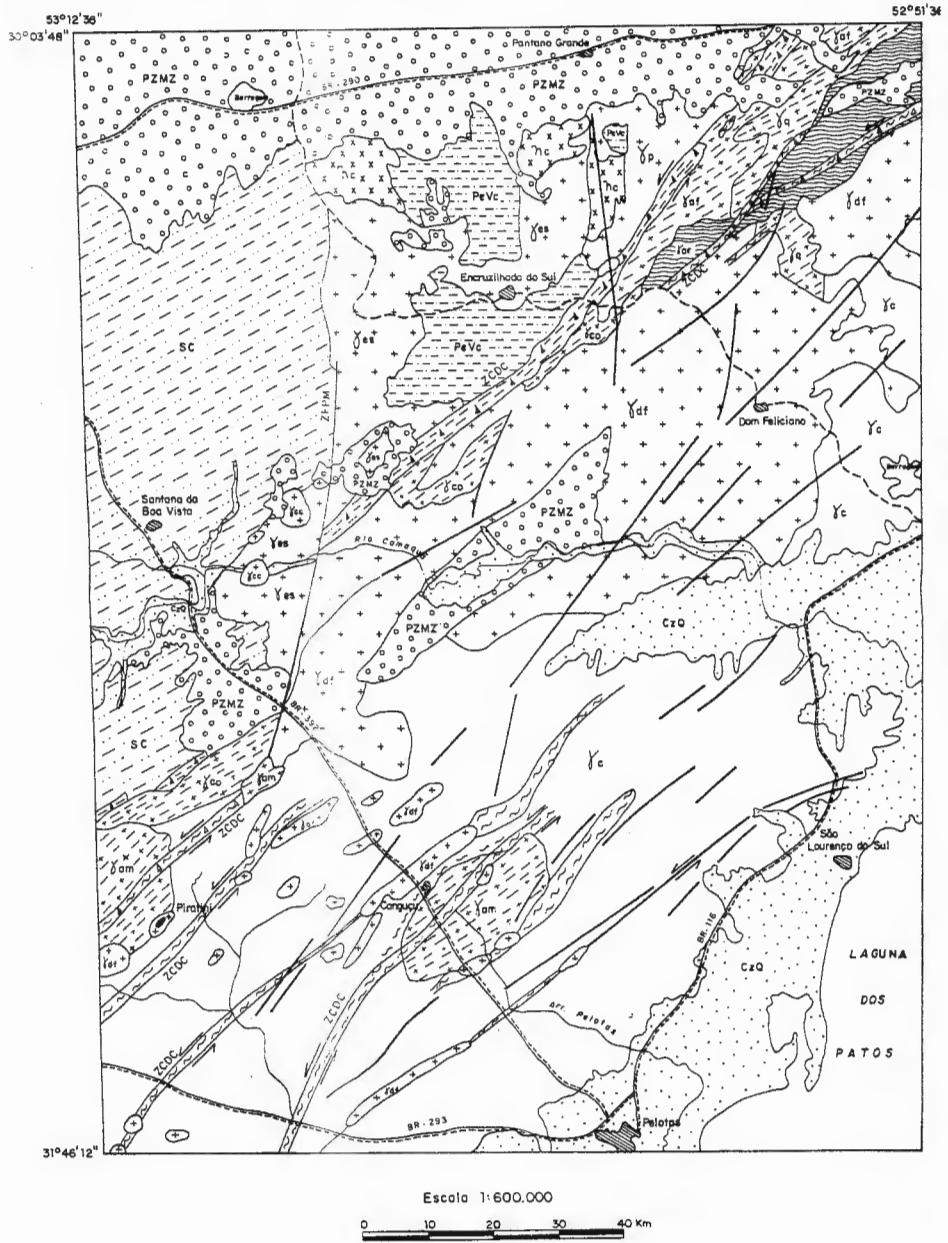


FIG.4.2 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE PARTE DO BATÓLITO DE PELotas.

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**

- SEQUÊNCIAS CENOZÓICAS DA PLANÍCIE COSTEIRA E DEPÓSITOS FLUVIAIS ATUAIS E SUBATUAIS - CzQ.
  - SEQUÊNCIAS PALEOZÓICAS E MESOZÓICAS (Gondwana - PZMZ)
  - SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS INDIVISAS (Grupo Porangos, Grupo Camaquã - SC).
- ROCHAS RELACIONADAS A D2**
- GRANITOS TARDI A PÓS D2 (Granito Dam Feliciano - Ydf / Complexo Granítico Encruzilhada do Sul - Yes / Granito Pitangueiras - Yp / Granito Camolas - Ycc).
  - META GRANITOS SIN D2 (Metagranito Quilória - Yq / Metagranito Arroio Francisquinha - Yaf / Metagranito Arroio Moineiro - Yam / Metagranito Cavalinhos - Yco).
- ROCHAS RELACIONADAS A D1**
- METAGRANITOS PRÉ D2 (Complexo Camaquã - Yc).
  - COMPLEXO GNAÍSSICO ARROIO DOS RATOS - Yar.
  - META ANORTÓSITO CAPIVARITA - Yac.
  - COMPLEXO METAMÓRFICO VÁRZEA DO CAPIVARITA - PeVc.

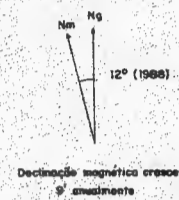
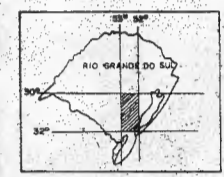
**LEGENDA CARTOGRÁFICA**

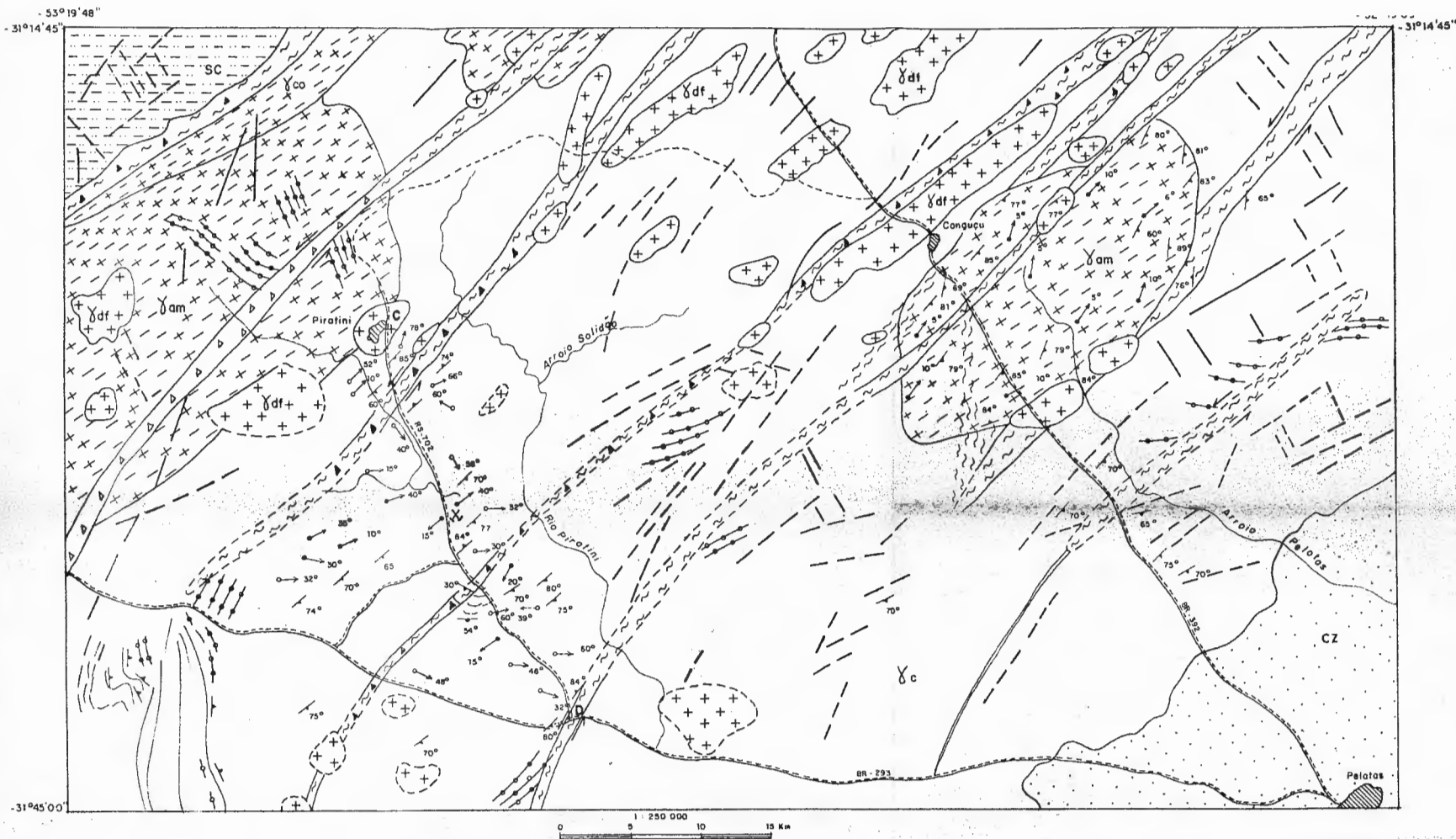
- ESTRADA FEDERAL
- ESTRADA SECUNDÁRIA
- RIOS
- CIDADE

**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

- CONTATO LITOLÓGICO
- FALHA
- MILONITOS E BLÁSTOMILONITOS
- FILONITOS
- QUARTZO - MILONITO
- BRECHA (+ QUÁRTZO LEITOSO)
- SENTIDO DE MOVIMENTO
- ZCDC ZONA DE CISCALHAMENTO DORSAL DE CANGUCU
- ZFPM ZONA DE FALHA PASSO DOS MARINHEIROS

Fonte: DNPM, 1989 (1:600.000)  
 Ribeiro, 1977  
 Frantz, et al, 1986  
 Fernandes, et al, 1988  
 Gomes, 1990  
 Phillip, 1990





**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**

SEQUÊNCIA CENOZÓICA DA PLANÍCIE COSTEIRA - C<sub>2</sub>

**ROCHAS RELACIONADAS A D<sub>2</sub>**

GRANITOS TARDI A PÓS D<sub>2</sub>  
(Granito Dom Feliciano - df)

SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS INDIVISA  
(Grupo Parangás e Grupo Camaquã - SC)

METAGRANITOS SIM D<sub>2</sub>  
(Metagranito Cordilheira - co / Metagranito Arroio Malinha - am)

**ROCHAS RELACIONADAS A D<sub>1</sub>**

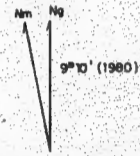
METAGRANITOS PRÉ D<sub>2</sub>  
(Complexo Canguçu - c)

**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

- Contato litológico observado
- Contato litológico inferido
- Falha observada
- Falha inferida
- Milonitos
- Quartzo milonito
- Quartzo leitoso
- Sentido de movimento
- Folição mergulhante
- Troço de foliação
- Lineação de estiramento de D<sub>2</sub>
- Lineação de estiramento de D<sub>1</sub>
- Dique doído
- Pedreira desativada

**LEGENDA CARTOGRÁFICA**

- Estrada federal / estadual
- Estrada secundária
- Drenagem
- Cidade
- C-D Perfil da Fig. 4-59

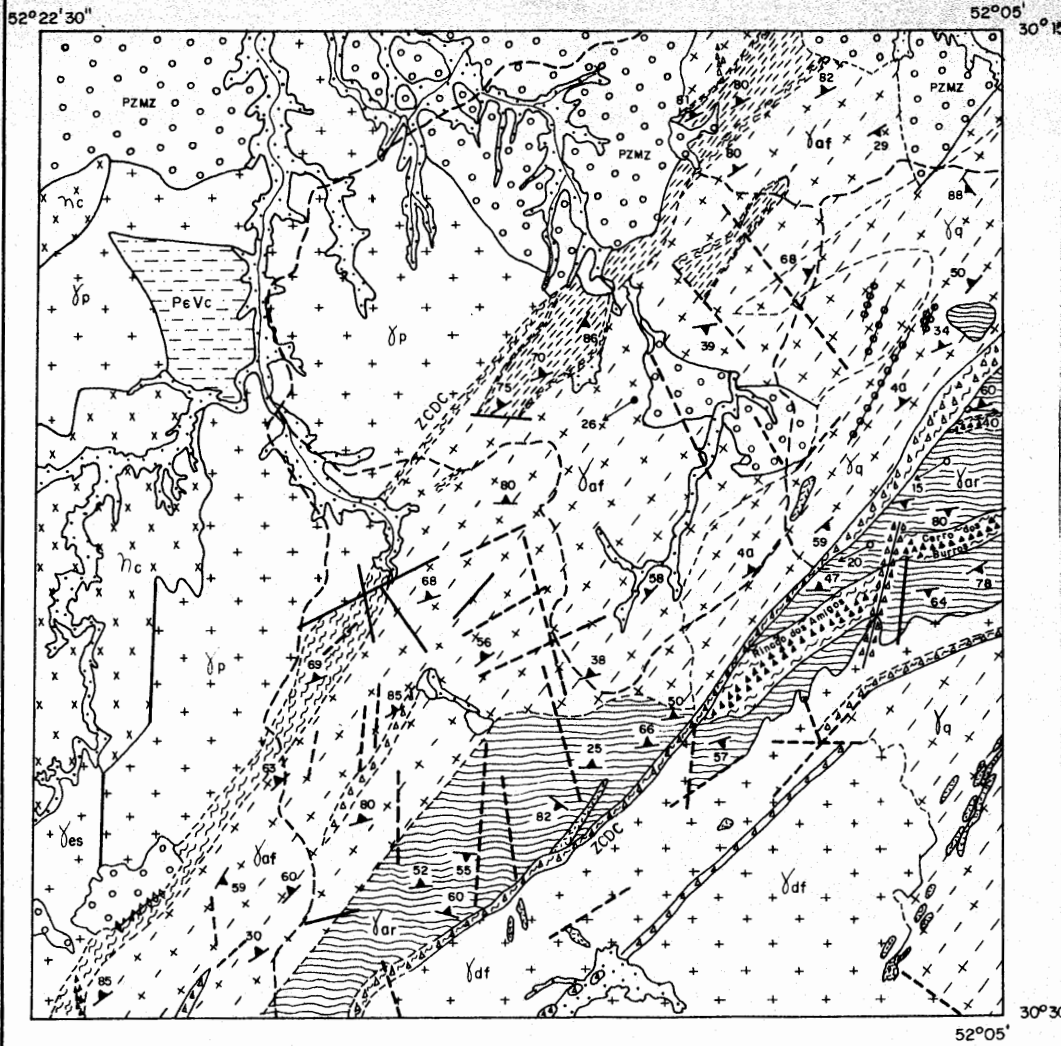


A declinação magnética cresce 2,3 anualmente

**FORTE**

- Ribeiro, 1977
- Frantz e Ramos, 1986
- Gomes, 1990
- Phillip, 1990

FIG. 4.3 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO PIRATINI - CANGUÇU



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**

- DEPÓSITOS FLUVIAIS ATUAIS E SUBATUAIS
- SEQUÊNCIAS PALEOZÓICAS E MESOZÓICAS (Gondwana - PZMZ)
- SUITE VULCÂNICA ANA DIAS

**ROCHAS RELACIONADAS A D2**

- GRANITOS TARDI A PÓS D2  
(Granito Dom Feliciano -  $\gamma_{df}$  / Granito Pitangueiras -  $\gamma_p$  / Granito Encruzilhada do Sul -  $\gamma_{es}$ )
- METAGRANITOS SIN D2  
(Metagranito Quitéria -  $\gamma_q$  / Metagranito Arroio Francisquinho -  $\gamma_{af}$ )

**ROCHAS RELACIONADAS A D1**

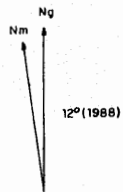
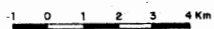
- COMPLEXO GNÁISSICO ARROIO DOS RATOS -  $\gamma_{ar}$
- META ANORTOSITO CAPIVARITA -  $\gamma_c$
- COMPLEXO METAMÓRFICO VÁRZEA DO CAPIVARITA - PeVc

**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

- CONTATO LITOLÓGICO
- CONTATO INFERIDO
- FALHA OBSERVADA
- FALHA INFERIDA
- MILONITOS
- FILONITOS
- QUARTZO LEITOSO
- SENTIDO DE MOVIMENTO
- FOLIAÇÃO
- LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO DA D2
- LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO
- DIQUE ÁCIDO
- QUARTZO MILONITO

**LEGENDA CARTOGRÁFICA**

- ESTRADA SECUNDÁRIA
- DRENAGEM



A declinação magnética cresce  
9' anualmente

FONTE: Fernandes et al, 1988

FIG. 4.4 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE QUITÉRIA - CAPIVARITA.

## 5. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

COMPLEXO GNAÍSSICO ARROIO DOS RATOS

GNAISSE G<sub>1</sub>

GNAISSE G<sub>3</sub>

METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU

METAGRANITO QUITÉRIA

METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

## 5. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A estratigrafia dos metagranitóides estudados, nas regiões de Quitéria-Capivarita e Piratini, foi estabelecida, principalmente, por fatores de correlação como: a relação espacial entre as unidades litotípicas (quando possível); identificação de xenólitos das unidades mais antigas no interior das mais jovens e apófises destas penetrando as mais antigas (Fernandes *et al.* 1990), características petrográficas e químicas (o resultado das análises químicas é apresentado na tabela I).

Os regimes de deformação  $D_1$  e  $D_2$  foram caracterizados por critérios como: condições de deformação e metamorfismo; direção da lineação de estiramento; avaliação dos indicadores cinemáticos e idades relativas, identificadas pelas rochas deformadas nestes regimes.

A unidade, estratigraficamente, mais antiga estudada (sub-área de Quitéria-Capivarita, Fig. 4.4) é o complexo gnáissico Arroio dos Ratos, que contém xenólitos da suíte metamórfica Várzea do Capivarita, definida, por Fernandes *et al.* (1990), como uma seqüência de rochas supracrustais metamorfisadas no facies anfibolito superior. Estes gnaiesses são deformados durante o regime de deformação  $D_1$ , mostrando uma lineação com *trend* geral E-W.

Os metagranitóides do Complexo Canguçu, estudados na região de Piratini, são afetadas pelo regime deformacional  $D_1$ , mostrando uma lineação de estiramento com *trend* geral NW e E-W.

As estruturas formadas durante o regime  $D_1$ , nas rochas acima citadas, são truncadas pelo regime  $D_2$ , bem como pelos granitóides mais jovens, cujo posicionamento foi, predominantemente, controlado pelas zonas de cisalhamento  $D_2$ . Todas as seqüências são afetadas por faixas de milonitos e filonitos tardi  $D_2$ .

Os metagranitóides sin  $D_2$ , estudadas na região de Quitéria-Capivarita, são o Quitéria e o Arroio Francisquinho. Estes apresentam uma lineação de estiramento sub-horizontal e *trend* geral NE. O metagranito Quitéria é o mais antigo, definido por critérios como: apófises do Arroio Francisquinho neste e pela ocorrência de xenólitos do Quitéria no interior do Arroio Francisquinho.

#### COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DOS RATOS

O complexo gnáissico ocorre na região de Quitéria, Várizea de Capivarita, alongando com direção aproximada de  $N50^\circ E$ . Tem seus limites marcados por zonas de cisalhamento tardi  $D_1$ . Faz contato com o Metagranito Quitéria a NW e com o Granito Serra do Herval a SE (Fig. 4.4).

Os melhores afloramentos são lajeados, que ocorrem principalmente ao longo do Arroio dos Ratos por mais de 5 Km. Podem aparecer esparsos matações, frequentemente alterados (intempericamente).

Este complexo foi dividido por Fernandes *et al.* (1990) em



três diferentes grupos de metagranitóides:  $G_1$ ,  $G_2$  e  $G_3$ , com a estratigrafia interna definida com base em suas idades relativas (Fig. 6.2). O metagranito  $G_2$ , devido a sua ocorrência muito restrita (veios centimétricos cortando o  $G_1$ ), não foi amostrado para o tratamento petrográfico e geoquímico.

### GNAISSE $G_1$

O  $G_1$  é um ortogneise que ocorre frequentemente como megaenclave no gnaisse  $G_3$ . Tem coloração cinza médio e textura fina a média, com um bandamento milimétrico distinto e discordante do  $G_3$ .

O  $G_1$  contém, caracteristicamente, enclaves dioríticos de textura fina e xenólitos de paragneise a silimanita e granada com um bandamento (Sb) discordante do bandamento de  $G_1$ . Os paragneisses correspondem provavelmente à suite metamórfica Várzea do Capivarita (Fernandes *et al.* 1989).

Petrograficamente, o  $G_1$  tem composição tonalítica a granodiorítica (Fig. 5.1), onde bandas quartzo-feldspática alternam-se com bandas milimétricas de biotita.

Quimicamente, o gnaisse  $G_1$  apresenta uma nítida natureza cálcio-alkalina, como pode ser observado nos diagramas AFM, Brown (1979), Wright (1969), Lameyre *et al.* (1982), Roger e Greenberg (1981) e Batchelor e Bowden (1985, Figs. 5.2, 3, 4, 6, 7, 10, respectivamente). Estes gnaisses podem ser caracterizados,

também, como metaluminosos, conforme diagrama de Maniar e Piccoli (1989).

O gnaiss  $G_1$  diferencia-se das demais rochas, principalmente do gnaiss  $G_9$ , por apresentar (diagramas de Harker, Fig. 5.9): (a) baixo conteúdo de  $SiO_2$  (entre 63 e 65 %); (b) teores muito elevados de  $P_2O_5$  e elevados de CaO, MgO, FeO(t) e  $TiO_2$ ; (c) razão muito alta de MgO/(MgO-FeO(t), Fig 5.8).

Conforme a classificação dos ambientes tectônicos de Maniar e Piccoli (1989), Figs.5.1 e 11), o gnaiss  $G_1$  localiza-se no campo dos granitóides de arco de ilha (IAG), no entanto, segundo a classificação de Batchelor e Bowden (1985, Fig.5.10) estes localizam-se no campo 3 de granitóides pós colisão e soerguimento. Estas discrepâncias podem ser atribuídas aos efeitos de metamorfismo, alterando as características originais dos granitóides (ver Cap. 7, item metamorfismo).

### GNAISSE $G_9$

O gnaiss  $G_9$  ocupa a maior parte da área de afloramento do complexo gnáissico Arroio dos Ratos, ocorrendo também como enclaves no Metagranito Quitéria. São metagranitóides leuco a mesocrático, grossos a pegmatóides com textura equigranular a localizadamente porfirítica (os porfiríticos são facilmente confundíveis com o metagranito Quitéria). Os gnaiss  $G_9$  caracterizam-se por um bandamento gnáissico irregular anastomosado, onde bandas máficas milimétricas alternam-se com

bandas quartzo-feldspáticas centimétricas a decimétricas e com litoclastos e porfiroclastos de feldspatos (Fig. 6.3).

Os gnaisses  $G_3$ , petrograficamente, plotam no campo dos granodioritos (Fig. 5.1).

Quimicamente, o  $G_3$  apresenta uma natureza cálcio-alcálica, de acordo com os diagramas AFM (Fig. 5.2) e Brow (1979, Fig. 5.3). No entanto, o caráter transicional entre os campos cálcio-alcálico e alcálico destas rochas é, fortemente, evidenciado pelos diagramas de Wright (1969, Fig. 5.4) e Roger e Greenberg (1982, Fig. 5.7). O comportamento misto do  $G_3$  pode ser observado, também nos diagramas de Batchelor e Bowder (1985, Fig. 5.10) entre os campos cálcio-alcálico alto potássio e sub-alcálico monzonítico; Lameyre et al. (1982, Fig. 5.6) entre cálcio-alcálico e transalcálico e Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.11) no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso. Seguramente, este caráter transicional do  $G_3$  está relacionado ao metamorfismo e deformação, como o gnaisse  $G_1$ , o que torna difícil a caracterização dos granitóides originais (não deformados).

O gnaisse  $G_3$  apresenta teores de  $SiO_2$  entre 68 e 73% e diferencia-se das demais rochas pelos teores mais elevados de Ba, Sr e  $Na_2O$  (Fig. 5.9). Os gnaisses  $G_1$  e  $G_3$  podem ser diferenciados dos metagranitóides por apresentarem altos teores de  $Al_2O_3$ .

O gnaisse  $G_3$ , conforme o diagrama de Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.1 e 11) para os ambientes tectônicos, encontra-se no campo de granitóides de arco continental (CAG). Segundo o diagrama de Batchelor e Bowden (1985, Fig. 5.10), este transiciona entre os

campos de pós colisão e soerguimento (3) e tardio-orogênico (4).

#### METAGRANITOIDES DO COMPLEXO CANGUCU

Os metagranitóides ocorrem na região de Piratini como esparsos blocos e matações com diâmetro de 1,0 a 4,0 m e menos freqüente como lageados de até 300 m<sup>2</sup>. Existem boas exposições nos cortes da RS702, na pedreira de brita do Km 27,5 desta mesma estrada e ao longo do Rio Piratinzinho.

São granitóides de cor cinza claro a cinza escuro, conforme a percentagem relativa dos megacristais de feldspatos, que quando alterados possuem tonalidades rosadas.

Os milonitos formados pela deformação dos granitóides são de granulação muito fina, ocorrendo como faixas de espessuras milimétricas a métricas de cores preta tendendo a verde ou bordô de acordo com o tipo de alteração hidrotermal e/ou intempérica. No perfil A (Fig. 6.50) onde o grau de intemperismo é muito grande, a tonalidade predominante é bordô.

Os granitóides do Complexo Canguçu apresentam um arranjo textural equigranular a porfirítico de granulação média a grossa, com porfiroclastos de 0,5 a 10 cm de comprimento numa matriz com tamanho de grão médio de 5 mm.

Estes granitóides foram divididos por Phillip (1990), na

região de Canguçu, em Granodiorito Equigranular e Monzogranito Porfírico Monte Bonito como parte da Suite Pinheiro Machado de Fragoso Cesar *et al.* (1986). A denominação de Complexo Canguçu foi dada pela primeira vez por Horbach 1984.

Estes contém caracteristicamente dois grupos de enclaves, a saber:

- xenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos ou anfibolíticos, que apresentam formas sub-angulosas a arredondadas com tamanho de 30 a 10 cm;

- enclaves máficos arredondados de microdioritos com cores escuras e tamanhos de 10 cm a 1,0 m. A existência muito freqüente de *schlierens* está associada a presença destes enclaves, que possuem contatos difusos ou gradacionais e mostram efeitos de assimilação (cf. Philip 1990).

Os metagranitóides do Complexo Canguçu foram classificados petrograficamente como granodioritos a monzogranitos (Fig. 5.1).

Quimicamente, os metagranitóides possuem um caráter cálcio-alcálico, bem caracterizado pelos diagramas de Roger e Greemberg (1981), Lameyre *et al.* (1982) e Brown (1979, Fig. 5.7, 6 e 3. respectivamente). Apresentam, contudo, uma natureza transicional entre alcalino e cálcio-alcálico nos diagramas de Wright (1969, Fig. 5.4) e Batchelor e Bowden (1985, Fig. 5.10) e entre metaluminoso e peraluminoso no diagrama de Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.11).

Os metagranitóides do Complexo Canguçu apresentam conteúdo de SiO<sub>2</sub> que varia entre 67 e 73 % (Fig. 5.9). Estes são muito

semelhantes ao gnaisse  $G_3$ , o que pode ser observado nos diagramas de  $SiO_2/Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  (Fig. 5.9) entre outros. Difere do  $G_3$ , contudo por apresentar teores mais baixos  $Al_2O_3$ , Ba e Sr e mais altos de  $FeO(t)$  e  $MgO$  (Fig. 5.9).

No diagrama de Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.9) os metagranitóides localizam-se, predominantemente, no campo dos granitóides de arco continental (CAG).

#### METAGRANITO QUITERIA

O metagranito Quitéria ocorre a extremo leste da região de Quitéria-Várzea do Capivarita. É um corpo alongado de direção NE, delimitado pelo Metagranito Arroio Francisquinho a NW e pelo Granito Serra do Herval a SE (Fig. 4.4). Estes limites são marcados por faixas de cisalhamento com aproximadamente 200 m de espessura. O metagranito é cortado por estreitas faixas descontínuas de milonitos (10 a 50 m de espessura) e com orientação NE ( $220^\circ-70^\circ$  W) marcando as zonas de mais alta deformação.

As exposições são esparsas e bastante intemperizadas. O metagranito Quitéria ocorre na forma de matações e subordinadamente em lageados, restritos as drenagens. A coloração varia em tons de cinza claro a cinza escuro, de acordo com a abundância de magacristais de feldspato, podendo estes granitóides apresentar em tons mais rosados quando alterados.

Xenólitos dos ortognaisses Arroio dos Ratos, bem com enclaves dioríticos podem ocorrer. Os enclaves possuem dimensões variadas (cm a m), formas angulosas e/ou alongadas orientados paralelamente à foliação milonítica. Frequentemente estes enclaves mostram feições sugestivas de assimilação.

Veios quartzo-feldspáticos (cm a dm) com diversas orientações cortam o metagranito Quitéria. Veios pegmatóides com quartzo, feldspato, mica branca e turmalina, ocorrem restritos à zona de contato com o Metagranito Arroio Francisquinho.

O metagranito Quitéria mostra uma textura porfirítica grossa com megacristais de feldspato alcalino de 2,0 a 10 cm de tamanho e matriz 1,0 a 5,0 mm (Fig. 6.34). Petrograficamente, tem composição granodiorítica (considerando apenas a matriz) a monzogranítica (Fig. 5.1).

O metagranito possui um caráter químico, predominantemente cálcio-alcalino, como mostra os diagramas de Wright (1969), Roger & Greemberg (1981), Brown (1979) e Lameyre *et al.* (1982; Fig. 5.4, 7, 3 e 6). Contudo, no diagrama de Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.11) localiza-se no campo peraluminoso. Esta discrepância, provavelmente ocorra por causa do metamorfismo, elevando o teor de  $Al_2O_3$  destas rochas.

O metagranito Quitéria possui, em torno de 71 % de  $SiO_2$  e não apresenta diferenças químicas significativas em relação ao gnaiss  $G_9$  e metagranitos do Complexo Canguçu (Fig. 5.8 e 9) exceto por mostrar teores mais baixos nos elementos traços Sr e Zr.

O meggranito é característico dos granitóides de arco continental, tal qual o gnaiss  $G_9$  e Granitos do Complexo Canguçu (cf. Maniar e Piccoli, 1989-Fig. 5.11).

#### METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

O metagranito Arroio Francisquinho ocorre na região de Quitéria-Várzea de Capivarita, como um jazimento estratóide de direção NE ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Fig. 4.4). O contato com o Granito Pitangueiras (NW) é tectônico e intrusivo. O metagranito Quitéria (SW) e complexo gnáissico Arroio dos Ratos.

As exposições desta rocha são restritas, ocorrendo lajeados (nos canais de drenagem, até 100 m), onde a rocha está bastante preservada, como por exemplo ao longo do Arroio Francisquinho. Blocos e matações também aparecem, estando a rocha, neste caso, muito alterada.

Esta unidade é representada por granitóides leucocráticos de textura equigranular fina a média ( $\phi$  0,2 a 5,0 mm) com coloração em tons de rosa e branco (Fig. 6.36) e enclaves do metagranito Quitéria e milonitos associados são comuns e freqüentes. Apresentam formas angulosas e contatos nítidos ou parcialmente assimilados. Xenólitos de gnaiss aluminosos polideformados com formas irregulares e contatos difusos são igualmente comuns.

No metagranito Arroio Francisquinho encontram-se ainda veios



de *graisens* (dm a m) com turmalina, fluorita, muscovita e quartzo e veios pegmatóides de quartzo, muscovita, turmalina e feldspato alcalino.

O Arroio Francisquinho é um leucogranito a duas micas de composição monzo a sienograníticas (Fig. 5.1). Este apresenta-se, texturalmente, bastante heterogêneo, incluindo metagranitos foliados ou não a milonitos, filonitos e quartzomilonitos.

Quimicamente, o metagranito Arroio Francisquinho possui um caráter peraluminoso como evidenciado no diagrama de Maniar & Piccoli (1989, Fig. 5.11). Apresenta um comportamento transicional conforme os diagramas de: Middelmost (1975, Fig. 5.5), que vai da série potássica à série alto potássio; Brown (1979, Fig. 5.3), que tende aos arcos continentais alcalinos; Batchelor & Bowden (1985, Fig. 5.10), que localiza-se entre os campos sub-alcalinos monzoníticos a alcalinos e Lameyre *et al.* (1982, Fig. 5.6) entre os campos transalcalinos e alcalinos. O caráter, puramente, alcalino, destes metagranitóides, é bem visualizados nos diagramas de Wright (1969, Fig. 5.4) e Roger & Greenberg (1981, Fig. 5.7).

As características químicas distintivas do Arroio Francisquinho, excluindo as rochas filoníticas e miloníticas, são (Fig. 5.9): (a) teores de  $\text{SiO}_2$  entre 71 e 75 %; (b) teores elevados de  $\text{K}_2\text{O}$  e Rb; (c) baixo conteúdo de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , CaO, MgO,  $\text{TiO}_2$  e FeO(t); (d) razão muito baixa de  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}(t))$  versus  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.8).

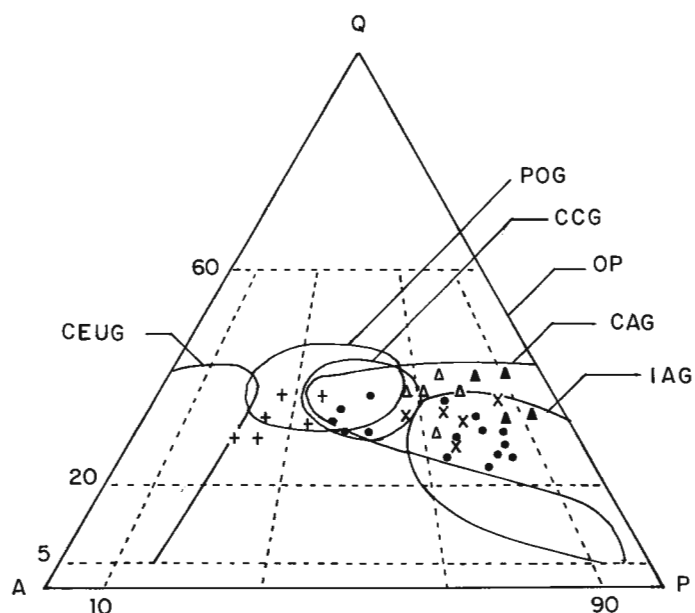
Supondo-se que a perda ao fogo (P.H.) seja devida a alteração

hidrotermal e metamórfica, um aumento no conteúdo de  $K_2O$  com o aumento de P.H. (Fig. 5.12) pode sugerir que a natureza alcalina do metagranito Arroio Francisquinho esteja, intimamente, associada aos processos metamórficos e/ou hidrotermais e não a natureza química original. Este aumento de  $K_2O$  pode ser observado na extensa formação de mica branca, com o aumento da deformação. Por outro lado, o teor de corídon normativo tende a diminuir com um aumento da P.H. (Fig. 5.13), indicando, que o caráter peraluminoso, destes granitóides, provavelmente, não está relacionado a processos secundários e sim com a química original dos mesmos.

Conforme os diagramas discriminantes de Maniar e Piccoli (1989, Fig. 5.1 e 11) o metagranito Arroio Francisquinho localiza-se no campo dos granitóides de colisão continental (CCG) e granitóides pós orogênicos (POG). Segundo a classificação de Batchelor e Bowden (1985, Fig. 5.10) estes localizam-se entre os campos sin colisionais (campo 6) a anorogênicos (campo 5).

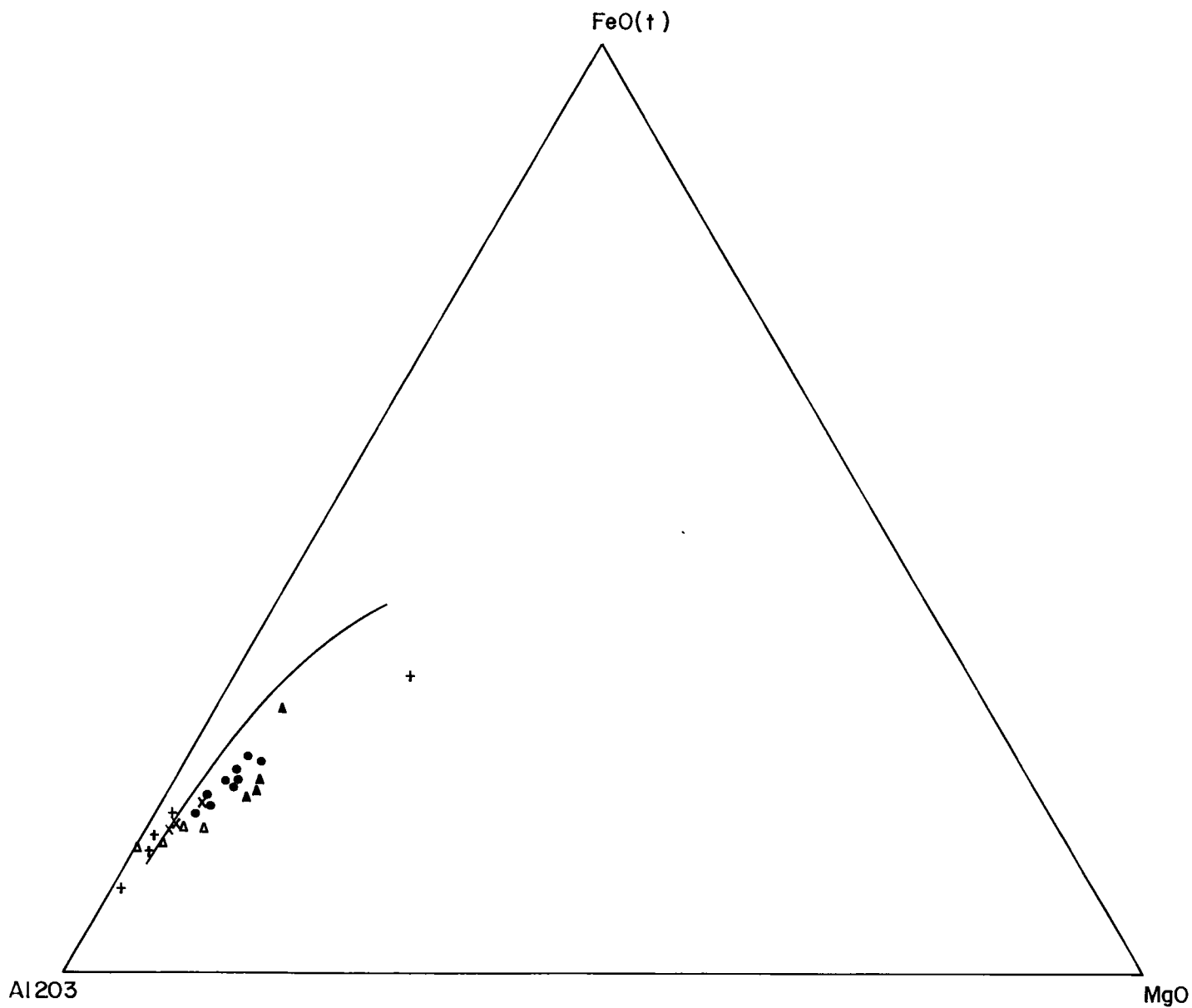
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe(T)	CaO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	P.F.	sona	Zr	Sr	Ba	Rb
Metagranito Arroio Franciscano	1	71.76	14.42	0.00	0.00	1.44	0.55	0.18	0.03	0.19	2.83	6.65	0.05	0.17	1.30	99.57	100	115	775	297
	2	73.14	13.25	0.00	0.00	2.73	0.80	0.33	0.01	0.36	2.96	5.78	0.09	0.29	0.90	100.64	190	110	375	305
	3	50.01	16.08	0.00	0.00	9.82	7.13	5.14	0.17	1.55	3.50	2.57	0.31	0.75	1.52	98.55	0	0	0	0
	4	74.07	13.45	0.00	0.00	2.33	0.94	0.25	0.03	0.23	3.64	4.91	0.05	0.25	0.79	100.94	0	0	0	0
	5	72.21	14.08	0.00	1.90	2.11	1.00	0.33	0.01	0.23	3.77	4.93	0.09	0.10	0.69	99.34	114	141	399	167
Gnaiss 6B	6	69.33	15.78	0.00	0.00	2.38	1.71	0.05	0.04	0.32	4.31	3.94	0.60	0.48	96.00	99.36	185	550	1386	201
	7	73.70	12.20	0.49	3.01	2.39	2.36	0.89	0.08	0.40	3.24	1.90	0.08	0.20	0.50	99.05	192	199	899	62
	8	14.60	1.04	1.57	2.78	2.34	0.66	0.01	0.46	4.04	3.50	0.13	0.05	0.97	99.29	23.00	457	1601	99	3.1
	9	68.29	15.73	0.94	1.49	2.59	2.03	0.51	0.02	0.31	4.58	4.08	0.10	0.03	0.93	99.04	164	490	1265	216
Gnaiss 6I	10	65.91	15.42	0.86	2.70	3.86	2.79	1.66	0.06	0.64	3.77	3.68	0.36	0.09	0.69	98.63	138	250	717	224
	11	65.07	15.44	0.55	3.49	4.42	2.95	1.78	0.60	0.68	3.91	3.63	0.40	0.07	0.66	99.39	143	244	674	214
	12	65.54	15.40	0.30	3.50	4.18	2.88	1.78	0.06	0.70	3.91	3.74	0.39	0.06	0.71	98.97	144	257	690	229
	13	63.61	14.73	0.00	0.00	6.38	3.23	1.49	0.12	1.17	3.24	4.40	0.37	0.22	0.99	99.95	360	335	1412	204
Metagranito Antéria	14	71.09	13.68	1.08	1.35	2.58	1.53	0.50	0.01	0.30	3.37	4.38	0.09	0.07	1.03	99.28	99	189	490	197
	15	71.25	14.33	0.70	1.87	2.77	2.27	0.66	0.04	0.41	4.31	2.53	0.11	0.05	0.60	99.11	116	188	331	170
	16	71.71	13.60	0.62	2.16	3.02	2.34	0.76	0.04	0.44	3.50	2.90	0.12	0.08	0.95	99.22	131	218	438	130
Metagranitoides	17	61.26	17.92	0.00	0.00	5.77	4.48	2.07	0.11	1.38	3.50	2.40	0.26	0.20	1.45	100.00	195	295	616	170
	18	73.93	14.84	0.00	0.00	1.55	0.87	0.23	0.03	0.12	4.18	4.22	0.04	0.15	0.54	100.70	235	155	1324	192
	19	73.06	11.84	3.09	0.00	3.09	1.62	0.99	0.05	0.41	2.29	6.02	0.07	0.15	0.90	100.49	188	272	904	245
	20	69.07	14.06	3.53	0.00	3.53	2.39	0.76	0.60	0.63	3.50	4.10	0.29	0.14	0.88	99.41	253	362	946	181
	21	70.76	13.39	3.12	0.00	3.12	2.40	0.87	0.05	0.39	3.37	4.46	0.17	0.12	0.69	99.79	148	293	805	173
	22	80.00	9.99	0.00	0.00	2.23	0.98	0.21	0.20	0.15	2.96	3.37	0.02	0.12	0.49	100.54	117	294	1114	119
	23	72.99	13.35	0.00	0.00	2.79	1.03	0.75	0.06	0.34	3.37	4.10	0.10	0.18	1.08	100.04	145	194	482	226
	24	68.88	13.62	0.00	0.00	4.45	2.25	1.16	0.07	0.55	2.96	3.74	0.23	0.15	1.33	99.39	165	302	737	141
	25	67.71	14.70	0.00	0.00	4.01	1.92	1.08	0.07	0.62	3.37	3.86	0.18	0.21	1.50	99.23	197	338	772	158
	26	72.54	11.97	0.00	0.00	2.80	1.52	0.68	0.06	0.30	3.77	4.93	0.12	0.24	1.39	100.32	151	297	417	173
Complexo Cangucu	27	67.25	12.69	0.00	0.00	4.04	3.18	1.41	0.10	0.65	4.04	3.25	0.25	0.17	2.08	99.11	182	343	648	176
	28	67.82	12.72	0.00	0.00	3.67	2.52	1.06	0.07	0.49	4.04	4.34	0.20	0.16	2.09	99.18	188	231	794	214
	29	71.39	12.53	0.00	0.00	3.52	1.98	1.12	0.07	0.47	3.24	3.61	0.05	0.13	0.98	99.09	150	222	467	278
	30	5.67	15.28	0.00	0.00	4.12	2.71	1.16	0.10	0.69	3.50	4.10	0.22	0.23	1.15	98.93	178	265	1081	271

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DAS AMOSTRAS ESTUDADAS.



- |          |   |   |                                  |
|----------|---|---|----------------------------------|
| ( IAG )  | Granitóides de arco de ilha                         | + | Metagranito Arroio Francisquinho |
| ( CAG )  | Granitóides de arco continental                     | x | Metagranito Quitéria             |
| ( CCG )  | Granitóides de colisão continental                  | • | Metagranito do Complexo Canguçu  |
| ( POG )  | Granitóides pós - orogênicos                        | Δ | Gnaisses G3                      |
| ( CEUG ) | Granitóides continentais epirogenéticos de "uplift" | ▲ | Gnaisses G1                      |
| ( OP )   | Plagiogranitos oceânicos                            |   |                                  |

FIG. 5.1 - DIAGRAMA QAP ( QUARTZO - FELDSPATO ALCALINO - PLAGIOCLÁSIO ), COM COMPOSIÇÕES MODAIS DAS ROCHAS ESTUDADAS, DISTRIBUIDAS NOS CAMPOS I - SIENOGANITO, II - MONZOGANITO, III - GRANODIORITO, IV - TONALITO ( STRECKHEISEN, 1973 ). OS CAMPOS TECTÔNICOS SÃO RETIRADOS DE MANIAR E PICCOLI ( 1989 ).



- + Metagranito Arroio Francisquinho
- x Metagranito Quitéria
- Metagranito do Complexo Canguçu
- △ Gnaise G<sub>3</sub>
- ▲ Gnaise G<sub>1</sub>

FIG. 5.2 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS SEGUNDO O DIAGRAMA AFM .

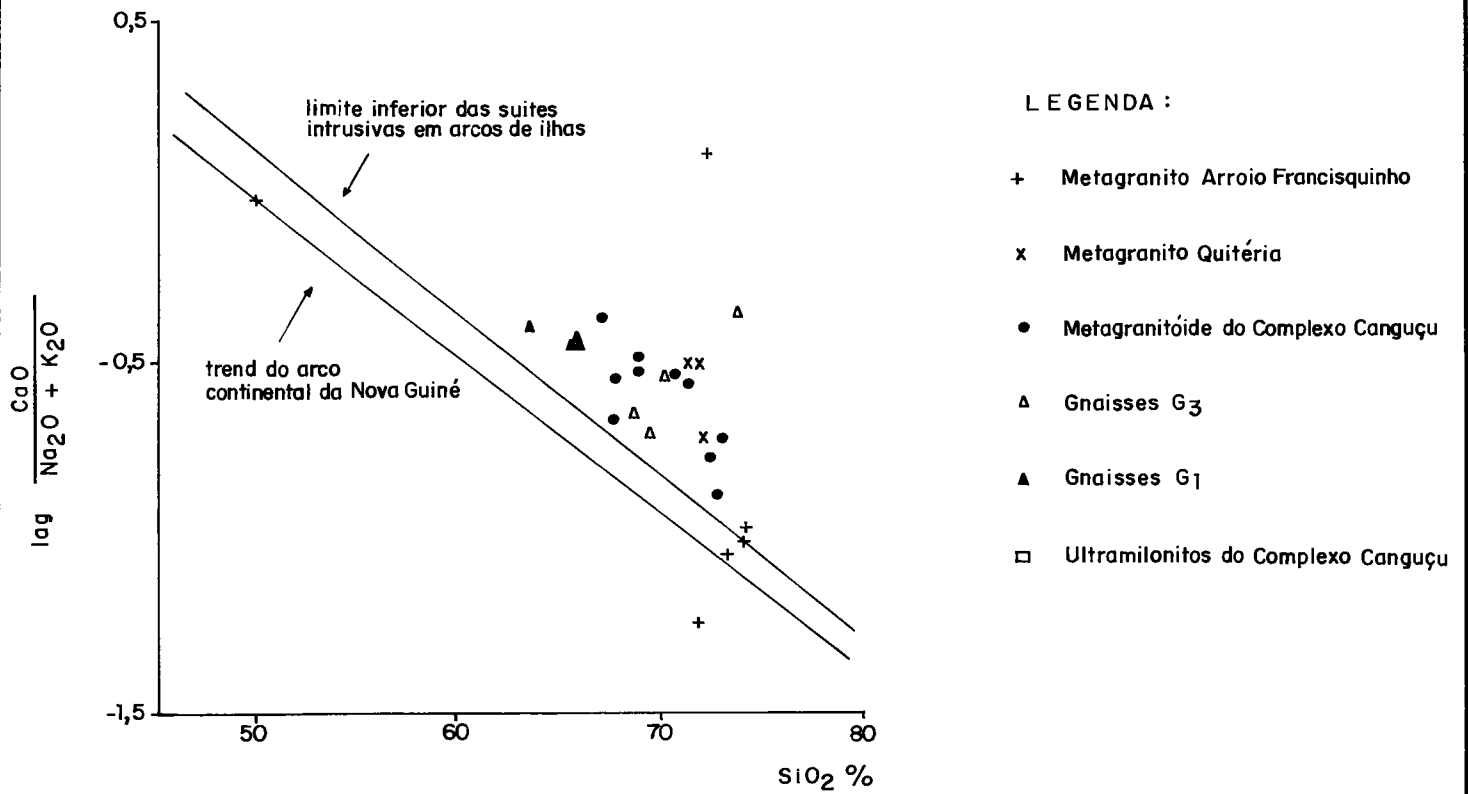


FIG. 5.3-DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS SEGUNDO O DIAGRAMA DE BROWN (1979).

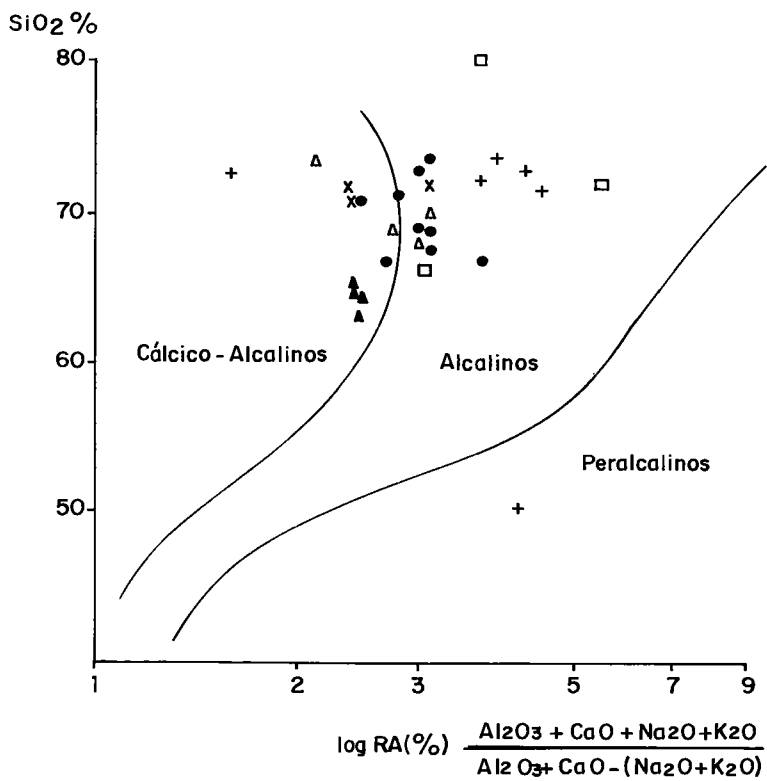


FIG. 5.4-DIAGRAMA DE WRIGHT (1969) PARA AS DIFERENTES ROCHAS ESTUDADAS.

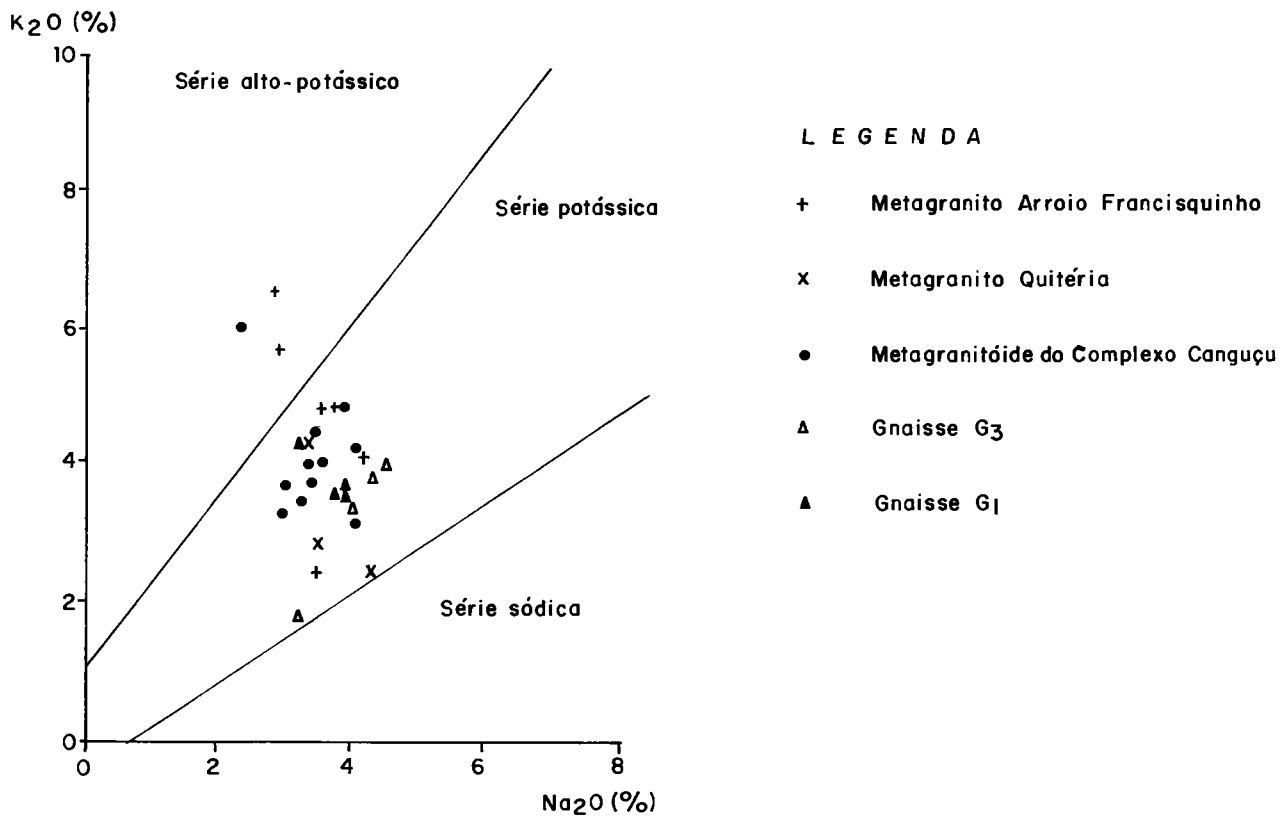


FIG. 5.5 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS SEGUNDO DIAGRAMA DE MIDDELMOST (1975, apud Silva Filho et al. 1987)

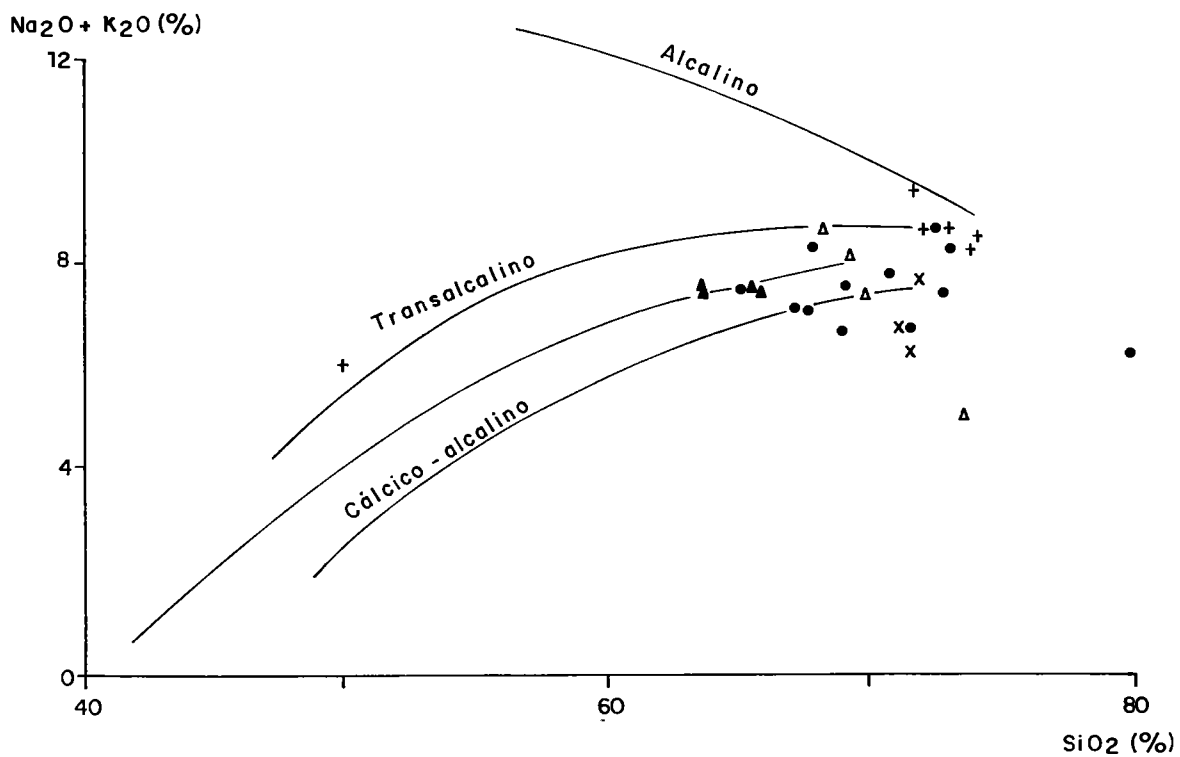


FIG. 5.6 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS  $Na_2O + K_2O / SiO_2$  SEGUNDO DIAGRAMA DE (MYASHIRO, 1978 E LAMEYRE et al. 1982)

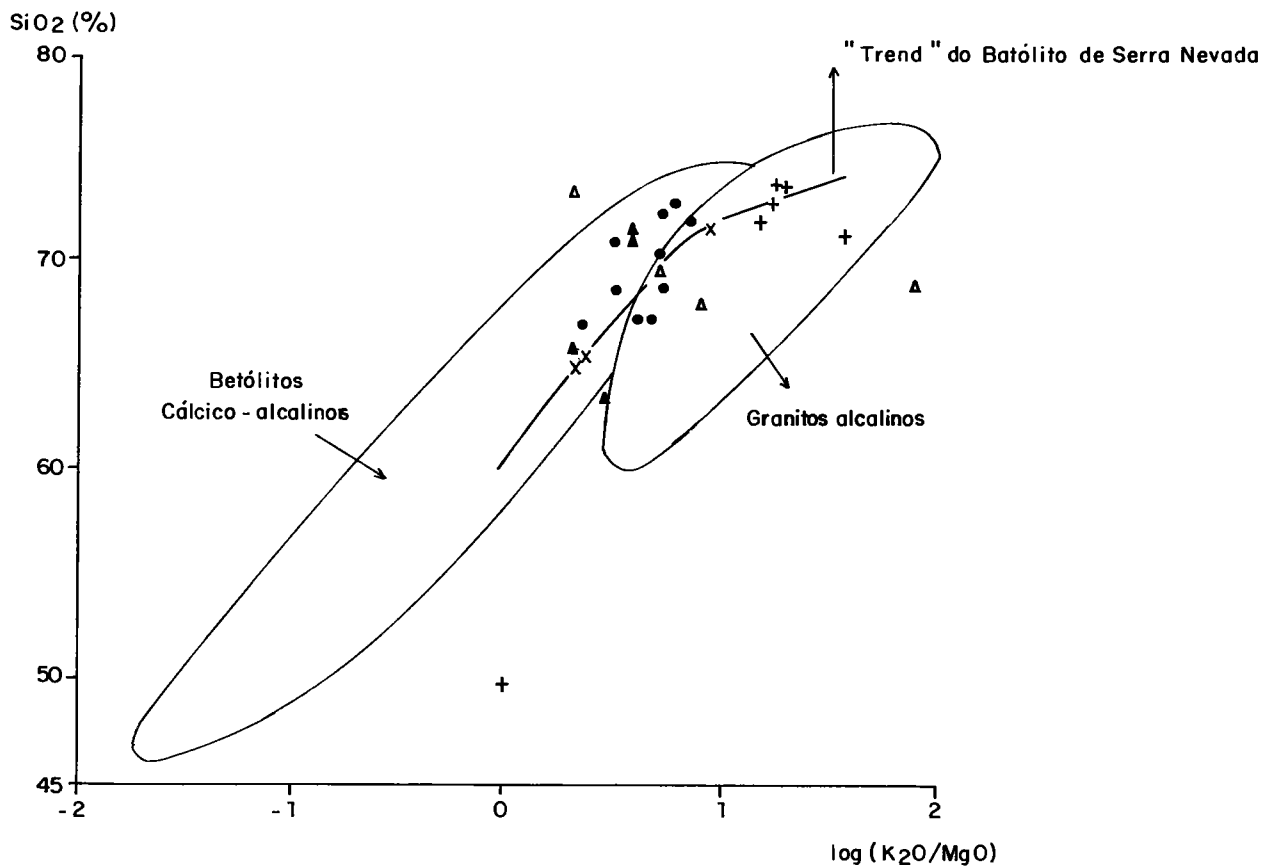


FIG. 5.7 - DIAGRAMA DE ROGER E GREENBERG (1981) PARA AS DIFERENTES ROCHAS .

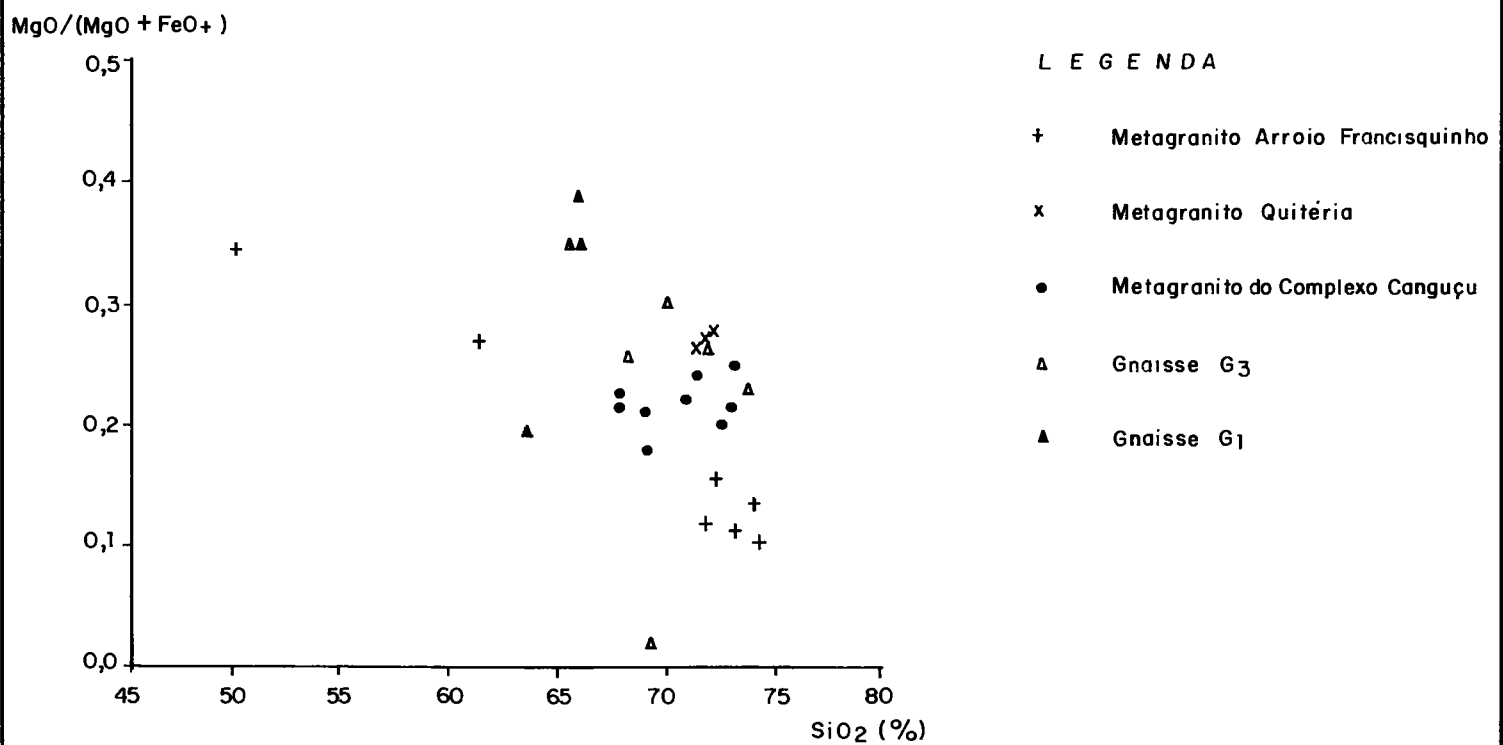
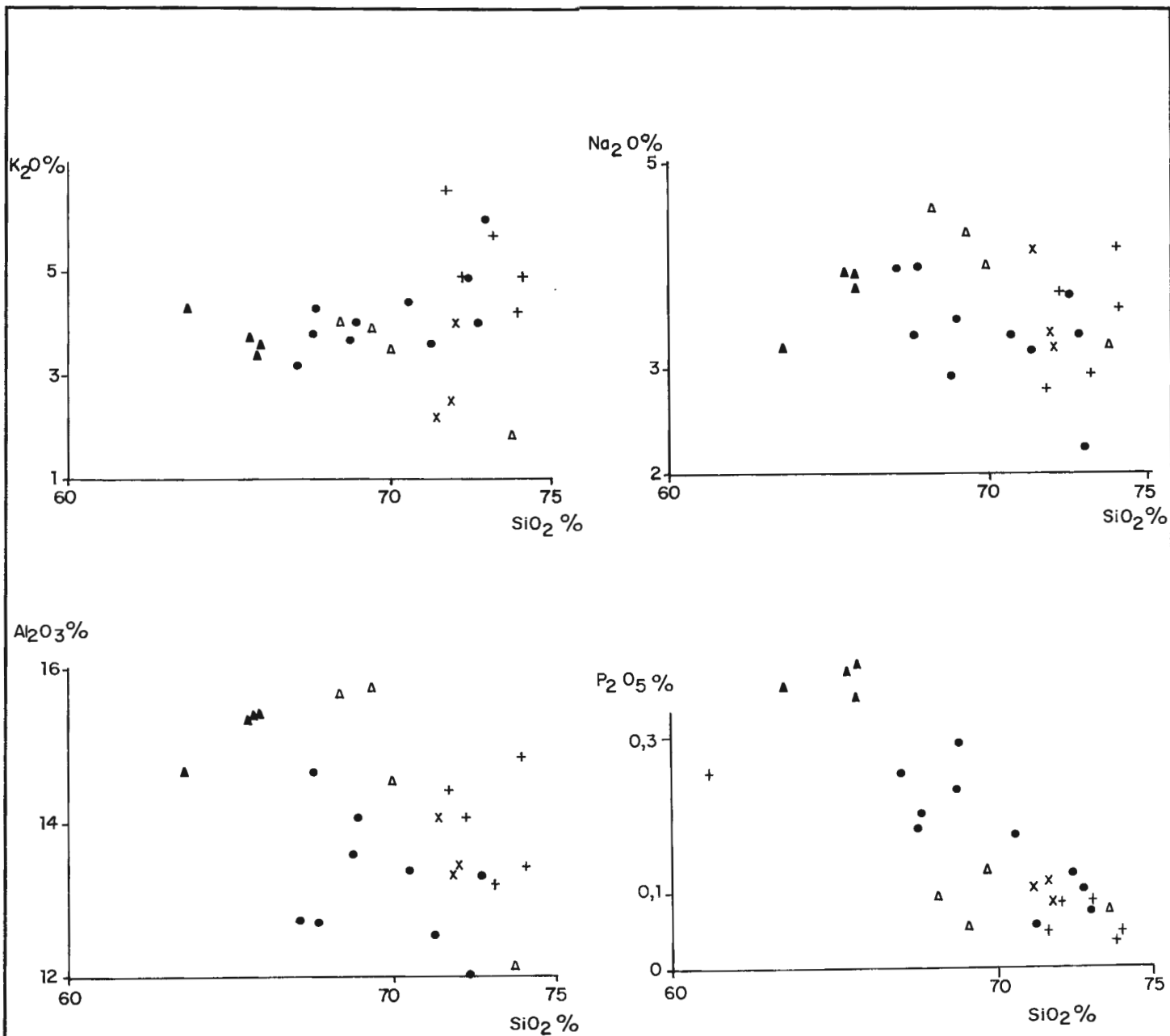


FIG. 5.8 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS SEGUNDO VARIAÇÃO DO DIAGRAMA DE HARKER ( PHILLIPS et al. 1981 ).





LEGENDA

- + Metagranito Arroio Francisquinho
- x Metagranito Quitéria
- Metagranito do Complexo Canguçu
- Δ Gnaiss G3
- ▲ Gnaiss G1

FIG. 5.9 - DIAGRAMAS DE HARKER, SÍLICA CONTRA OS ELEMENTOS MAIORES E MENORES PARA INDIVIDUALIZAR AS DIVERSAS ROCHAS ESTUDADAS.

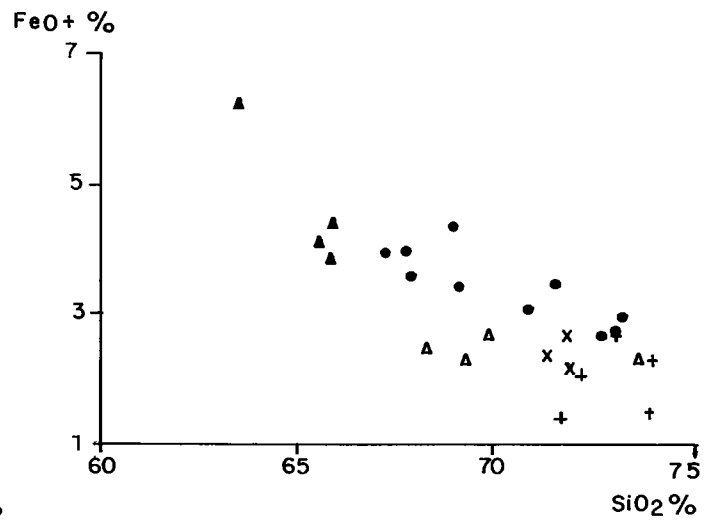
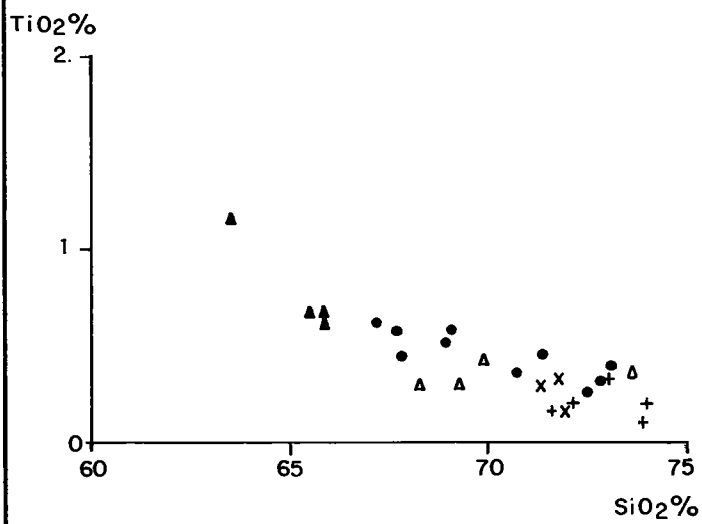
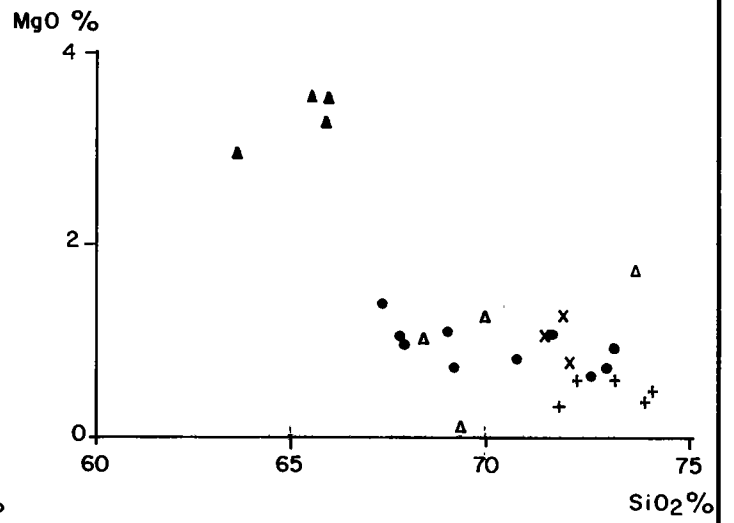
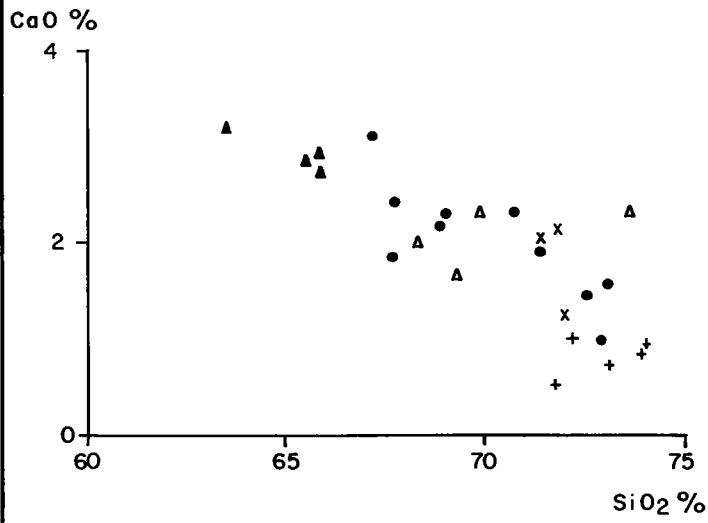


FIG. 5.9 - CONTINUAÇÃO

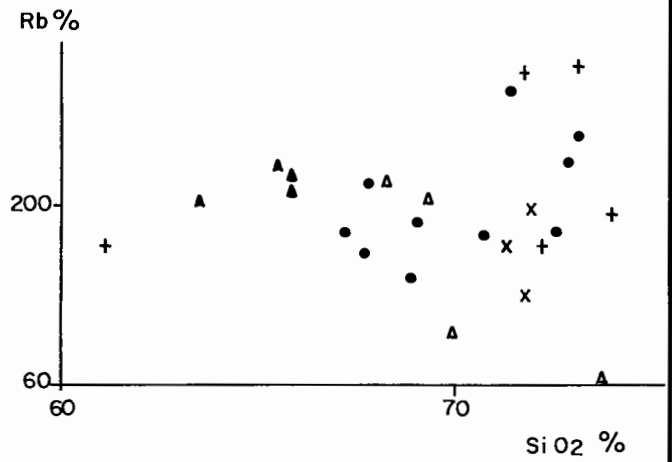
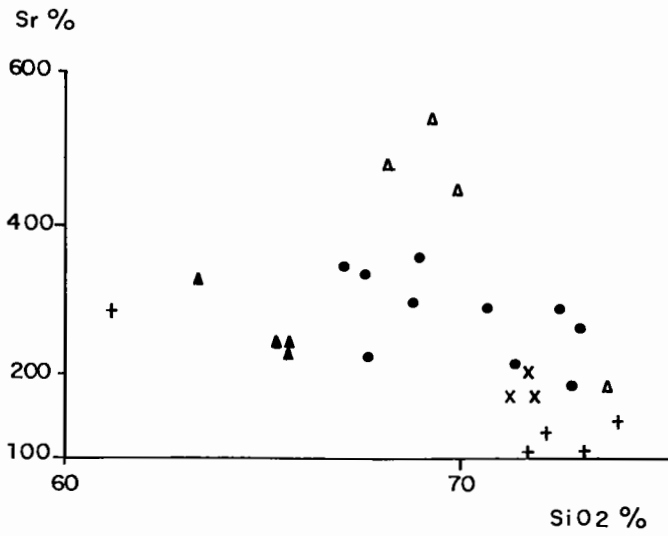
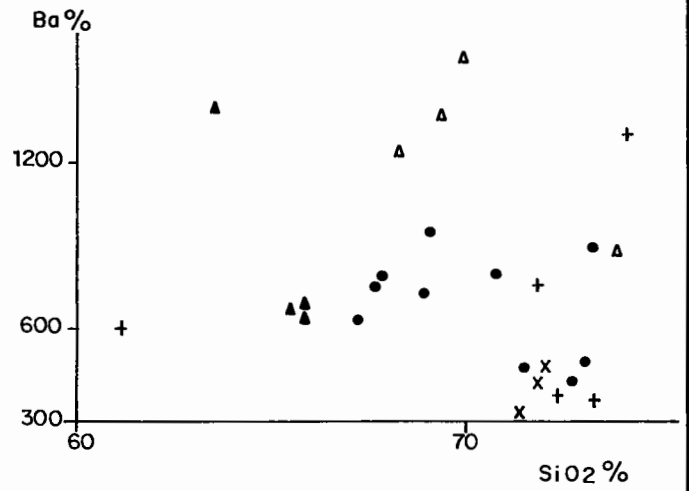
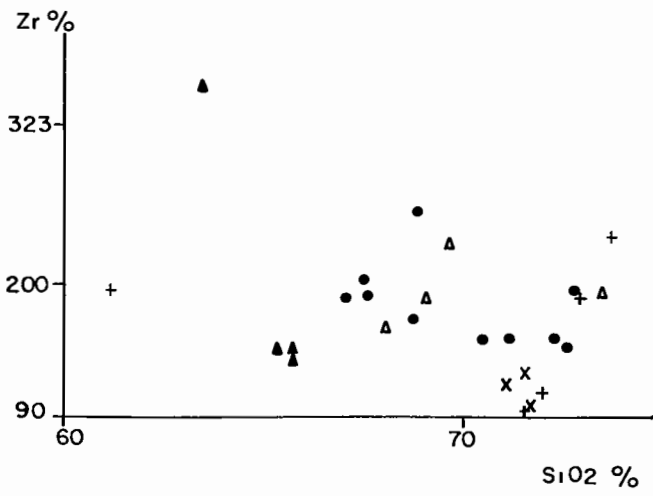
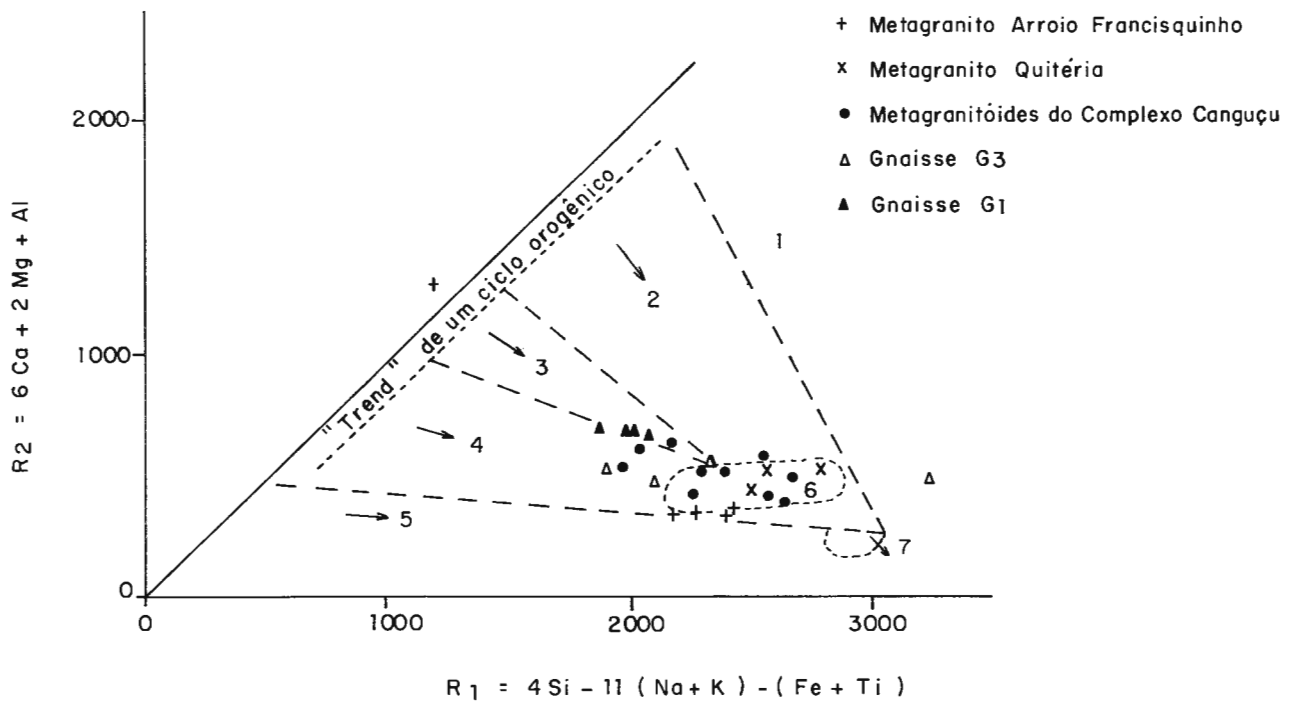
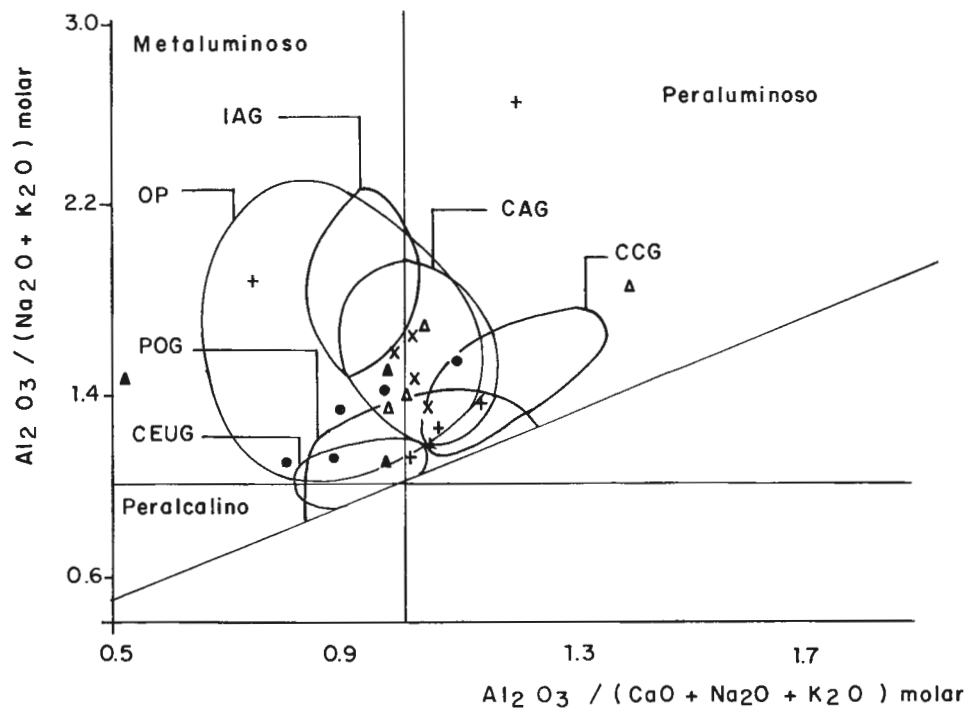


FIG. 5.9 - CONTINUAÇÃO



GRUPOS	CAMPOS PETROLÓGICOS	CAMPOS TECTÔNICOS
I	Toleitos	Mantos fracionados
II	Calco - alcalino e trondjemítico	Pré - colisão de placas
III	Calco - alcalino alto potássio	Pós - colisão e soerguimento
IV	Sub - alcalino monzonítico	Tardi orogênico
V	Alcalino e peralcalino	Anorogênico
VI	Leucogranito anatótico a duas micas	Sin - colisional
VII		Pós - orogênico

FIG. 5.10 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS SEGUNDO O DIAGRAMA R / R (BATCHELOR E BOWDEN, 1985). OS CAMPOS PETROLÓGICOS SÃO EQUIVALENTES AOS DE LAMEYRE E BOWDEN, (1982), COM AS ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS BASEADAS EM PITCHER (1979, 1982) E HARRIS ET. AL. (1983)



- + Metagranito Arroio Francisquinho
- x Metagranito Quitéria
- Metagranito do Complexo Canguçu
- Δ Gnaise G3
- ▲ Gnaise G1

FIG. 5.11 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS CONFORME O DIAGRAMA DE SHAND (IN MANIAR E PICCOLI, 1989). LEGENDA DOS CAMPOS TECTÔNICOS CONFORME FIG. 5.1

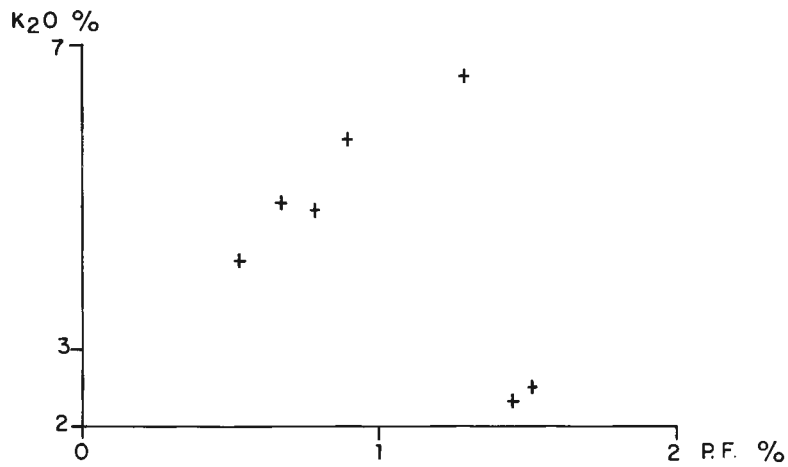


FIG. 5.12 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DO METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO, EM RELAÇÃO A P.F. x K<sub>2</sub>O .

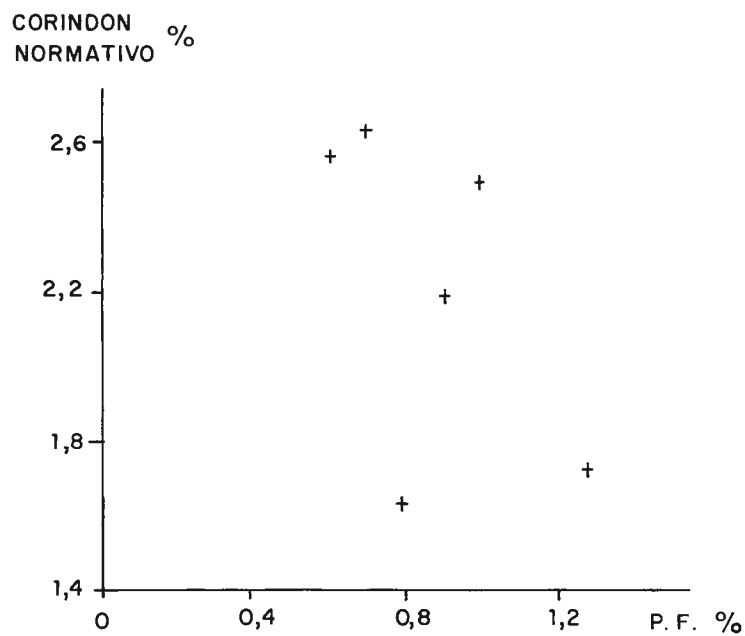


FIG. 5.13 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DO METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO EM RELAÇÃO A P.F. x CORINDON NORMATIVO

## 6. CARACTERIZAÇÃO DOS REGIMES DE DEFORMAÇÃO $D_1$ E $D_2$

COMPLEXO GNÁISSICO ARROIO DOS RATOS

REGIME DE DEFORMAÇÃO  $D_1$

REGIME DE DEFORMAÇÃO  $D_2$

METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU

REGIME DE DEFORMAÇÃO  $D_1$

REGIME DE DEFORMAÇÃO  $D_2$

FALHAS

DOBRAS E FRATURAS TARDIAS

METAGRANITO QUITÉRIA

METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE MOVIMENTO DAS ZONAS

DE CISALHAMENTO  $D_2$  E  $D_1$

ZONA DORSAL DE CANGUÇU

ZONA DE CISALHAMENTO  $D_1$

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMETRIA INTERNA DA

ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL DE CANGUÇU

## 6. CARACTERIZAÇÃO DOS REGIMES DE DEFORMAÇÃO $D_1$ E $D_2$

As zonas de cisalhamento dúctil de escala crustal (sub-horizontal e transcorrente) desempenham um importante papel na evolução dos regimes  $D_1$  e  $D_2$  e, conseqüentemente, na deformação do Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.* 1990).

Os estudos sobre zonas de cisalhamento de escala crustal têm se intensificado nas últimas décadas (Ramsay 1980, Coward 1980a e b, Boullier 1986, Champenois *et al.* 1987). A compreensão da geometria e cinemática destas zonas possibilitou o entendimento da movimentação e encurtamento crustal nas regiões orogênicas. Além disso, as zonas de cisalhamento são locais, preferencialmente, privilegiados para mineralização, devido a intensa percolação de fluidos.

As zonas de cisalhamento são zonas planares de deformação concentrada, que contribuem para acomodar uma taxa de *strain* regional ou local, que as rochas não conseguem absorver por deformação regional (cf. White *et al.* 1980). Estas ocorrem, em qualquer escala, como estreitas faixas alongadas e subparalelas onde a deformação é heterogênea e descontínua. O regime predominante é o de cisalhamento simples ou fluxo não coaxial, podendo ocorrer, no entanto, cisalhamento puro (*flattening*), preferencialmente, restrito as zonas de baixo *strain*.

A foliação milonítica, que se desenvolve nas zonas de



cisalhamento, apresenta um aspecto anastomosado, gerado em grande parte por mecanismos de *strain softening*, que concentra a deformação em faixas estreitas, podendo ocorrer locais onde a deformação é quase nula: os *pods*.

Internamente, as zonas de cisalhamento podem ser divididas conforme a definição de *deformation partitioning* (cf. Bell 1985). Esta partição da deformação pode ocorrer como resultado de heterogeneidades primárias ou secundárias da rocha, onde os minerais ou porções das rochas podem concentrar-se em: (a) zonas sem deformação; (b) zonas de compressão progressiva (cisalhamento puro); (c) zonas de compressão e cisalhamento progressivo (cisalhamento puro + simples); ou (d) zonas de cisalhamento progressivo (cisalhamento simples, Fig. 6.I).

Estas quatro zonas podem ser divididas em componentes de cisalhamento puro progressivo, (a) e (b), e de cisalhamento simples progressivo, (c) e (d). Na região (a) concentram-se, normalmente, os feldspatos, que podem ter o núcleo não deformado, com as bordas cisalhadas (regiões onde localizam-se também os *pods* de deformação). Em (b) ou (c) podem concentrar-se os grãos de quartzo, que deformam-se, preferencialmente, por cisalhamento puro ou puro + simples. Os feldspatos ocupam zonas de compressão, enquanto os filossilicatos (zona d) são característicos de regiões onde atuou preferencialmente cisalhamento simples.

As zonas de cisalhamento podem ser frágeis, dúcteis ou frágil-dúcteis. As zonas frágeis ou zonas de falha caracterizam-se por uma clara descontinuidade entre as bordas e a zona de

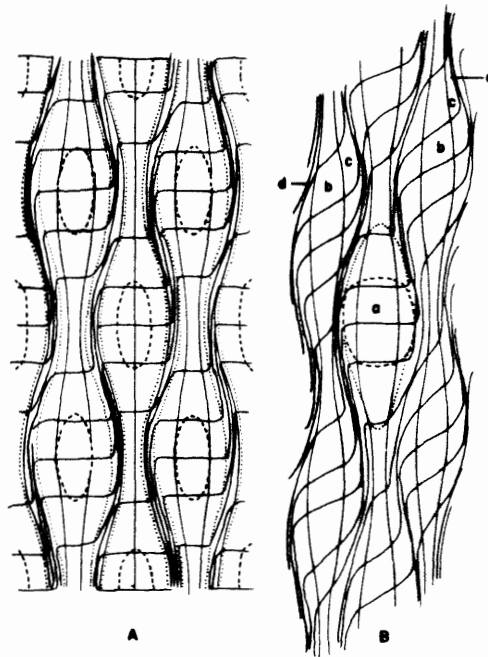


FIG 6.I - DIAGRAMA MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DE "DÉFORMATION PARTITIONING" CONSTRUÍDO NO PLANO XZ, SOB CISALHAMENTO SIMPLES ("NON-COAXIAL PROGRESSIVE BULK INHOMOGENEOUS SHORTENING"). AS REGIÕES MARCADAS CORRESPONDEM A: (a) ZONAS SEM DEFORMAÇÃO; (b) ZONAS COM CISALHAMENTO PURO PROGRESSIVO ("SHORTENING"); (c) ZONAS COM CISALHAMENTO PURO MAIS SIMPLES; (d) ZONA ONDE ATUOU, PREFERENCIALMENTE, CISALHAMENTO SIMPLES ("PROGRESSIVE SHEARING") (Modificado de BELL, 1985).

cisalhamento, com as paredes desta, praticamente indeformadas ou brechadas (Fig. 6.IIa). A estas zonas de falha atribuem-se feições frágeis, que são controladas pelas propriedades elásticas da

rocha submetida a *stress* (cf. Ramsay 1980). Outras zonas de falha podem mostrar deformação dúctil nas paredes, e são melhor denominadas de zonas de cisalhamento frágil-dúctil (cf. Ramsay, op cit. Fig. 6.IIb). O terceiro tipo de deformação cisalhante são as zonas de cisalhamento dúcteis, onde a deformação e deslocamento diferencial das paredes são acompanhados por fluxo dúctil (Fig. 6.IIc).

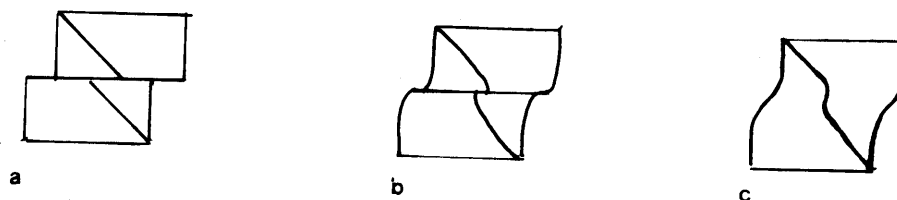


Fig. 6.II - Tipos de zonas de cisalhamento  
(a) Frágil, (b) Frágil-dúctil,  
(c) dúctil (modificado de Ramsay,  
1980).

A nucleação das zonas de cisalhamento dúcteis ocorre por concentração de *stress* ou por heterogeneidades da rocha, que passa a concentrar a deformação nestes locais, através de mecanismos de *strain softening*, gerando milonitos, que são "as rochas produzidas numa zona de cisalhamento dúctil e que permitem à zona acomodar a taxa de *strain* através de processos predominantemente dúcteis" (White et al. 1980, p. 175).

A caracterização dos regimes de deformação  $D_1$  e  $D_2$  nas subáreas de Piratini e Quitéria-Capivarita baseiam-se na

determinação das condições ambientais em que ocorreu o fluxo deformacional (cap. 7) e na análise dos tectonitos dos diversos tipos litológicos, nas regiões estudadas. Esta análise é feita através da caracterização e interpretação do padrão de estruturas como lineações e foliações nos metagranitóides e gnaisses e avaliação dos indicadores cinemáticos nas rochas miloníticas associadas.

O regime de deformação  $D_1$ , de idade mais antiga, atinge o complexo gnáissico Arroio dos Ratos e os metagranitóides do Complexo Canguçu. Durante este regime desenvolveu-se uma fábrica L-S, com uma lineação de baixo ângulo de caimento e *trend* geral E-W a NW e diversas estruturas coaxiais precoces e tardias.

O regime de deformação  $D_2$  produziu zonas de cisalhamento com *trend* geral NE. Esta mostra uma foliação milonítica subvertical e uma lineação de estiramento sub-horizontal, ambas orientadas NE.

A zona de cisalhamento  $D_2$ , denominada de Dorsal de Canguçu (ZCDC), afetou o complexo gnáissico Arroio dos Ratos e metagranitóides do Complexo Canguçu e controlou a intrusão dos metagranitos sin  $D_2$ , Quitéria e Arroio Francisquinho.

Os últimos estágios de deformação são representados por dobras abertas e falhas de *trends* variados, que controlam o padrão de afloramento.

## COMPLEXO GNAÍSSICO ARROIO DOS RATOS

### Regime de Deformação $D_1$

A deformação  $D_1$ , no complexo gnáissico Arroio dos Ratos, que inclui os gnaisses  $G_1$ ,  $G_2$  e  $G_3$ , podem ser dividida em precoce e tardia.

A estrutura planar mais característica do regime de deformação  $D_1$  precoce é o bandamento metamórfico fino  $S_1(p)$  apresentado pelo gnaisse  $G_1$  (Fig. 6.1, 6.2 e 6.3).  $S_1(p)$  é caracterizado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e máficas de espessura milimétrica e possui *trend* geral E-W com mergulho entre  $30^\circ$  e  $50^\circ$  (Fig. 6.47b). As bandas são contínuas e regulares no gnaisse  $G_1$  (Fig. 6.3), contudo, nas zonas de alta deformação, as bandas félsicas podem se tornar lenticulares e descontínuas por boudinagem (Fig. 6.2).

Localizadamente, desenvolveu-se uma foliação milonítica em  $G_1$ , produzida por zonas de cisalhamento precoces em  $D_1$ . Esta foliação, coaxial ao bandamento, é marcada por bandas de quartzo milimétricas que contornam *augen* de feldspatos com sombras de pressão (Fig. 6.1) e dobras intrafoliais cogenéticas.

O bandamento  $S_1(p)$  é, frequentemente, afetado por dobras isoclinais centimétricas a decimétricas, com charneiras espessas, limbos boudinados e com eixo normalmente paralelo à fábrica linear.

As estruturas lineares, características do gnaisse  $G_1$ ,

possuem *trend* geral E-W e baixo ângulo de caimento (Fig. 6.47a). Estas estruturas ( $L_1$ ) são marcadas pelo estiramento de quartzo e biotita, *augen* de feldspatos, *boudins* nas bandas quartzo-feldspáticas e eixos de dobras intrafoliais.

O  $G_2$  ocorre na forma de veios leucocráticos que são discorrentes do gnaiss  $G_1$  em várias direções. Dobras apertadas, afetando estes veios são comuns, pois o contraste de competência entre os dois gnaisses e o modo de ocorrência em veios com várias orientações favoreceram o desenvolvimento de flambagem durante parte da deformação  $D_1$  (Fernandes *et al.* 1989, Fig. 6.1).

A deformação  $D_1$  tardia está melhor representada nos gnaisses  $G_3$ , cuja estrutura planar mais característica é o seu bandamento  $S_1(t)$  com direção geral E-W (Fig. 6.47B). Este é irregular e difuso, marcado por bandas quartzo-feldspáticas centimétricas a decimétricas, bandas ricas em biotita, além de xenólitos e enclaves dioríticos bandados, bastante deformados (Fig. 6.4).

O bandamento gnáissico torna-se mais contínuo nas zonas de cisalhamento tardi  $D_1$ , gerando rochas miloníticas caracterizadas por *ribbons* de quartzo, *augen* de feldspatos e granadas com sombra de pressão (Fig. 6.5). Porções mais preservadas do gnaiss podem ocorrer como *pods* alongados.

As bandas quartzo-feldspáticas apresentam estruturas do tipo *pinch-and-swell* e *boudins*, devido ao contraste de competência em relação as bandas micáceas (Fig. 6.6). Algumas destas bandas mostram mais de uma geração de dobras que são, normalmente,

isoclinais apertadas, com charneiras espessas e limbos longos afinados, com dobras parasitas menores (Fig. 6.6). Dobras em bainha e não-cilíndricas de escala meso e microscópica, bem como dobras intrafoliaais com charneiras paralelas à fábrica linear são igualmente comuns nas zonas de alta deformação tardi  $D_1$ .

As estruturas lineares  $L_1(t)$  desenvolvidas nos gnaisses  $G_3$  incluem *augen* de feldspato, quartzo *ribbon*, *boudins* quartzo-feldspáticos, granadas com sombra de pressão e dobras intrafoliaais. O *trend* geral destas estruturas é E-W com baixo ângulo de caimento (Fig. 6.47A).

#### Regime de Deformação $D_2$

A deformação  $D_2$  está caracterizada, com complexo gnáissico Arroio dos Ratos ( $G_3$ ) por uma zona de milonitos e quartzo-milonitos, de pouco mais de 100 m de largura, com *trend* geral NE, fortemente mergulhante (Fig. 4.4). Fora desta zona de alta deformação a  $D_2$  está caracterizada por feições como:

(a) estreitas faixas, centimétricas a decimétricas, de orto e ultramilonitos, discordantes do bandamento  $S_1(t)$ , com atitude média  $250^\circ; 270^\circ W$  (Fig. 6.7). Estas faixas afetam  $S_1(t)$ , formando estruturas do tipo *drag* (Fig. 6.8) e *sigmóides* (Fig. 6.9), utilizadas na análise dos indicadores cinemáticos;

(b) bandas de deformação ou *extension crenulation cleavage*, penetrativas contém atitude  $245^\circ; 60^\circ W$ . Ao longo destas bandas

ocorre dissolução, reorientando as sombras de pressão em feldspatos segundo esta direção (Fig. 7.3, 6.10 e 6.11);

(c) clivagem de fratura espaçada, que ocorre a alto ângulo com  $S_1(t)$ , de atitude  $150^\circ; 65^\circ W$ . Ocorrem movimentos cisalhantes, com dissolução, ao longo desta clivagem (Fig. 6.11).

#### METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU

Nos metagranitóides do Complexo Canguçu foi realizado um perfil em escala 1:50.000 (C-D), a fim de melhor caracterizar as relações existentes entre as estruturas formadas durante os regimes de deformação  $D_1$  e  $D_2$  na região de Piratini (Fig. 6.50). Este perfil foi executado ao longo da RS-702, que corta ortogonalmente duas faixas de cisalhamento  $D_2$ , tornando possível acompanhar a progressão da deformação cisalhante lateralmente a estas (perfis A e B, Fig. 6.50). O bloco diagrama da Figura 6.49 foi elaborado a partir do perfil C-D, com o intuito de ilustrar as faixas de cisalhamento em três dimensões. O bloco diagrama também permite visualizar a orientação da RS-702, ao longo da qual foi construído o perfil C-D.

Devido a heterogeneidade da deformação, tanto  $D_1$  como  $D_2$ , os metagranitóides do Complexo Canguçu apresentam feições textural e estruturalmente muito variadas (Fig. 6.12 a 17).

Nas regiões de baixa deformação  $D_1$  e  $D_2$  os metagranitos podem apresentar estruturas ígneas como foliação de fluxo magmático,



marcada por *schiliren* e imbricações de feldspato. Nestes locais de mais baixo *strain*, o granito apresenta-se quase indeformado (em escala de afloramento, Fig. 6.12).

#### Regime de Deformação $D_1$

A fábrica que caracteriza a deformação  $D_1$  nos metagranitos do Complexo Canguçu é do tipo L-S a  $L > S$  (quando porfirítico), onde a feição planar predominante é uma foliação milonítica grossa transicionando frequentemente para um bandamento composicional (gnaisse-milonito, Fig. 6.13, 18 e 19). Em algumas porções, é possível identificar feições, como veios de quartzo, que evidenciam a atuação de processos de segregação metamórfica e mobilização dos componentes félsicos (Fig. 6.20).

O bandamento milonítico ( $S_1$ ) possui *trend* muito variado, controlado pelo regime  $D_2$ , mais comumente sua atitude é  $320^\circ; 50^\circ$  (Fig. 6.48A). Este é marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas de filossilicatos, além de xenólitos e enclaves alongados e assimétricos. Dobras intrafoliais, de pequena escala, e dobras isoclinais bastante apertadas são muito comuns e afetam  $S_1$ .

As dobras intrafoliais são assimétricas com charneiras espessadas e longos limbos afinados. As isoclinais são dobras recumbentes e apresentam charneiras concordantes com as estruturas lineares (Fig. 6.21). As bandas quartzo-feldspáticas podem

apresentar feições do tipo *pinch-and-swell*, *boudins* e dobras abertas, sem um *trend* definido, com charneira afinada e limbos espessados (Fig. 6.21).

As estruturas lineares observadas nestas rochas incluem feldspatos estirados, *ribbons* de quartzo, xenólitos e enclaves alongados, *boudins* das bandas félsicas e charneiras das dobras recumbentes.

#### Regime de Deformação $D_2$

O regime  $D_2$  está caracterizado, na região de Piratini, por uma foliação precoce ( $S_2$ ), homogênea e contínua em todo o metagranitóide e por estreitas faixas de milonitos tardias (perfis A e B da Fig. 6.50).

A foliação  $S_2$  transpõe e oblitera parcial ou totalmente a foliação  $S_1$  (Fig. 6.19 e 22). A foliação  $S_1$  é afetada, também, por dobras isoclinais, não-cilíndricas e normais, com atitude média de eixo  $080^\circ; 46^\circ \text{SE}$  e plano axial concordante com  $S_2$ . Estas dobras são normalmente fechadas e apresentam dobras parasitas menores (Fig. 6.21).

A foliação  $S_2$  possui direção geral  $40^\circ - 60^\circ \text{NE}$ , com mergulho subvertical (Fig. 6.48C). Esta dispõe-se homogênea nos metagranitóides e é bem marcada pela orientação e/ou estiramento de feldspatos, orientação de filossilicatos e pela presença de

diversos xenólitos e enclaves alongados. Dobras não cilíndricas e dobras em bainha são feições muito comuns e afetam a foliação  $S_2$ , ocorrendo em diferentes escalas (Fig. 6.23 e 23a). As feições lineares observadas nestas rochas incluem *augen* de feldspato orientação e alongamento de biotita e charneiras de pequenas dobras.

Nas proximidades das faixas de cisalhamento a foliação torna-se mais penetrativa, observando-se lateralmente uma transição para rochas com uma forte foliação milonítica, paralela à foliação regional (Fig. 6.24).

Estas rochas miloníticas dispõem-se em faixas contínuas anastomosadas com larguras que variam de 1 Km a centenas ou dezenas de metros. *Pods* assimétricos e alongados de granito menos deformado são comuns e apresentam eixos maiores paralelos às estruturas lineares e alongamentos, levemente, assimétricos no plano do perfil A (Fig. 6.25 e 6.26). É comum a presença de faixas estreitas de ultramilonitos (tipo I e II cap. 7) de centimétricas a até 1 m de espessura.

As feições lineares observadas nestas faixas miloníticas possuem *trend* geral NE, com caimento variando de sub-horizontal a  $35^\circ$  (Fig. 6.48D). São marcadas por alongamento de filossilicatos, *augen* de feldspatos com sombra de pressão, *Pods* assimétricos alongados e xenólitos de gnaiss deformados (Fig. 6.27 e 28). Os eixos das dobras, que tornam-se extremamente cilíndricas nestas zonas de alta deformação, são paralelos à lineação de estiramento.

## Perfil B

No perfil B, lateralmente às faixas de cisalhamento, observa-se o aumento progressivo da deformação, marcado pela redução na granulação da rocha e aumento da razão matriz clastos, evidenciado pela gradação de granito foliado para protomilonito, ortomilonito e ultramilonito (ver também cap. 7, Figs. 6.14 a 17). Esta progressão repete-se inúmeras vezes dentro da faixa milonítica e a distribuição dos domínios deformacionais é irregular, podendo apresentar espessuras variadas (perfis A e B, Fig. 6.50). Do perfil B foram retiradas as amostras utilizadas para documentar a progressão ideal dos diversos domínios deformacionais trabalhados no capítulo 7.

## Perfil A

A faixa de cisalhamento, representada no perfil A (Fig. 6.50 e 6.25), possui um caráter distensivo caracterizado por:

(a) transição e superimposição de zonas de cisalhamento frágeis e dúcteis. As zonas de falhas, com espaçamento médio de 1,0 m, tornam-se progressivamente menos espaçadas em direção às faixas de cisalhamento, até formarem milonitos ou mais raramente cataclasitos;

(b) disposição dos cataclasitos em faixas estreitas (1 a 10 m), relacionados, principalmente, às faixas de ultramilonitos. Os cataclasitos são cortados por níveis descontínuos, de cor bordô,

onde ocorre fluxo cataclástico (Fig. 6.29a). Microscopicamente observa-se que grãos são quebrados e angulosos, sem ocorrer recristalização ou orientação preferencial de minerais (Fig. 6.29b);

(c) O grande aporte de fluidos, nesta faixa é evidenciado pela extensa formação de quartzo leitoso e microestruturas anômalas em quartzo, como fraturas (ver Cap. 7, Quartzo), além da ocorrência de mineralização de fluorita, calco-pirita, epidoto e mica branca nos planos de  $S_2$ .

As zonas distensivas, caracterizadas pelo alívio de pressão confinante, podem envolver ação de altas pressões de fluidos, causando flutuações locais no limite frágil-dúctil, durante a milonitização, ocorrendo, concomitantemente, feições cataclásticas e miloníticas (Sibson, 1980).

As feições, citadas anteriormente, podem representar, alternativamente, a transição das zonas dúcteis para as zonas frágeis, pelo contínuo resfriamento e despressurização da zona de cisalhamento (Hanmer 1988) ou reativações posteriores.

### Falhas

O principal conjunto de falhas, na região de piratini, é representado por uma faixa de orientação NE, ( $T_2$ ), subparalela à foliação milonítica  $S_2$  (Fig. 6.18e, 6.30e, 6.48e). Os planos de  $T_2$  são nitidamente curvos e caracterizam-se por apresentar *slicken*

*lines* marcados pela orientação de biotita e/ou clorita. Veios centimétricos de epidoto ou quartzo são concordantes com  $T_2$ .

As falhas  $T_2$ , possuem um espaçamento métrico nos metagranitóides, podendo se tornar menos espaçadas e mais penetrativas em direção às faixas de cisalhamento, gerando ultramilonitos (Fig. 6.19) e cataclasitos em locais restritos. Estas deslocam veios de aplito (Fig. 6.18).

As falhas  $T_3$  e  $T_4$ , de direção  $75^\circ, 22^\circ$ SE e  $260^\circ, 55^\circ$ NW respectivamente, assemelham-se a um conjugado de cisalhamento (Fig. 6.31), conferindo um padrão de fraturamento losangular à rocha. As falhas  $T_3$  são mais freqüentemente afetadas por  $T_4$ , podendo ocorrer também o inverso ( $T_3$  desloca  $T_4$ ).  $T_3$  tem um espaçamento métrico a decimétrico, normalmente não estão preenchidas (algumas vezes ocorrem veios aplíticos) e não apresentam deslocamentos ao longo de seus planos.  $T_4$  tem um espaçamento irregular e ocorre freqüentemente preenchida por veios de aplitos ou quartzo. Esta pode deslocar  $T_3$  (Fig. 6.32) ou veios e diques de aplitos ou pegmatitos que localizam-se, preferencialmente, no *trend* E-W, com baixo ângulo de caimento.

#### Dobras e Fraturas Tardias

As dobras tardias são suaves e normais, com pequena amplitude e grande comprimento de onda. Possuem eixo suavemente mergulhante e o plano axial é marcado por uma clivagem de fratura espaçada. As dobras remodelam, em muitos locais, o padrão de afloramento.

Outras fraturas existentes na região possuem direções  $120^{\circ}$ ,  $070^{\circ}$ ,  $140^{\circ}$  e  $00^{\circ}$  (Fig. 6.48F, G, H, I). São falhas retas e não preenchidas e têm distribuição heterogênea na região estudada. Nenhuma destas apresenta indícios de deslocamento.

#### METAGRANITO QUITÉRIA

O metagranito Quitéria constitui um corpo grosseiramente elíptico, com o maior alongamento orientado para nordeste, sendo sua intrusão controlada pelo estabelecimento da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu ( $D_2$ , Fig. 4.4). Este caracteriza-se por uma fábrica  $L > S$ , constante em todo o corpo, originada por processos magmáticos e deformacionais (Ver Cap. 7). A lineação característica ( $L_2$ ) possui atitude  $20^{\circ}; 240^{\circ}$  (Fig. 6.47c) e é bem marcada pela orientação dos megacristais de feldspato alcalino, que mostram deformação variável (Figs. 6.33 e 6.34).

A estrutura planar característica do metagranito Quitéria é uma foliação (magmática e deformacional), de atitude média  $040^{\circ}-50^{\circ}, 70^{\circ}$  NW (Fig. 6.47D), marcada pela orientação de agregados de biotita e orientação e/ou estiramento de megacristais de feldspato alcalino.

A foliação  $S_2$  é afetada por discretas faixas de milonitos (alta deformação) que ocorrem ao longo do limite do corpo granítico e também em porções internas do mesmo (Fig. 6.35).

Estas faixas são descontínuas e mostram espessuras inferiores a 50 m.

Nas faixas de alta deformação desenvolveu-se uma foliação milonítica ( $S_2$  tardia), com direção aproximadamente paralela à foliação precoce e fortemente mergulhante (Fig. 6.47E). Esta é bem marcada pelo estiramento de feldspato, *ribbons* de quartzo e agregados e bandas de biotita e/ou clorita (ver Cap. 7).

As estruturas lineares observadas nas rochas miloníticas, apresentam *trend* paralelo à  $L_2$  precoce e caimento muito baixo, incluído *augen* de feldspato alcalino, xenólitos deformados e *ribbons* de quartzo (Fig. 6.47F).

Nas faixas de cisalhamento observa-se a transição lateral para rochas progressivamente mais deformadas, evidenciada pela redução na granulação da rocha original, aumento no conteúdo de matriz e filossilicatos. Esta gradação pode ser observada na Figura 7.39 a-c, que ilustra a gradação de granito foliado para proto-, orto- e ultramilonito.

#### METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

O metagranito Arroio Francisquinho é um corpo de leucogranito à duas micas alongados segundo NE, que ocorre ao longo da ZCDC (denominado ao sul de Quitéria-Capivarita de Granito Cordilheira, Fig. 4.2). Ao longo deste corpo ocorrem diversas inclusões, bem



como pegmatitos e graisens com vários estágios progressivos da deformação  $D_2$ .

A fábrica predominante no metagranito Arroio Francisquinho é do tipo  $S > L$ , marcada por uma foliação ( $S_2$ ) bem desenvolvida, de atitude média  $40^\circ-50^\circ$ ,  $70^\circ$  a  $90^\circ$  NW (Fig. 6.35 e 47D). Esta caracteriza-se pela orientação de muscovita, biotita, turmalina, xenólitos alongados, quartzo estirado e orientação de feldspatos (Fig. 6.35). Também ocorrem pequenas dobras intrafoliais, com charneiras paralelas às estruturas lineares. Devido à heterogeneidade da deformação, bem como às características reológicas desta rocha (predomínio de quartzo e micas) esta apresenta uma variedade textural muito grande.

A lineação de estiramento (que pode ser incipiente ou não) é observada pela orientação de quartzo e feldspato, mostrando *trend* NE preferencial (Fig. 6.47C).

No limite noroeste dos metagranitos Arroio Francisquinho, estes evoluem para bandas alternadas de filonitos e quartzo-milonitos.

(Fig. 4.4 e 6.37) Este bandamento é marcado pela orientação de muscovita e biotita e *ribbons* de quartzo. As estruturas lineares incluem *rods* de quartzo, *pods* de granito menos deformados, orientação de muscovita (menos frequentemente biotita) e cristais de turmalina boudinados.

Os filonitos são afetados por pequenas dobras apertadas, recumbentes com eixo  $040^\circ; 327^\circ$  e plano axial  $240^\circ; 37^\circ$ . Dobras

concêntricas achatadas e não-cilíndricas (tipo 1C de Ramsay, 1967) também podem ocorrer (Fig. 6.38 B:  $040^{\circ}; 370^{\circ}$  e P.A.:  $240^{\circ}; 37^{\circ}$ ).

O metagranito, com foliação ( $S_2$  precoce), é transposto por diversas faixas de alta deformação, gerando uma foliação milonítica ( $S_2$  tardia) com *trend* subparalelo à  $S_2$  precoce e mergulho subvertical (Fig. 6.47E). Estas faixas variam de poucos quilômetros, nas bordas do corpo granítico à discretas faixas centimétricas no interior do mesmo apresentando inúmeras variações de deformação, de proto a ortomilonito (Fig. 7.48). Nestas zonas de alta deformação, as dobras descritas anteriormente tornam-se extremamente cilíndricas, com eixo paralelo à lineação de estiramento  $L_2$  (Fernandes et al. 1990, ). Esta lineação é marcada por *augens* de feldspato, muscovita *fish*, *ribbons* de quartzo, eixos das dobras cilíndricas e por xinolitos alongados, com *trend* NE.

#### DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE MOVIMENTO DAS ZONAS DE CISALHAMENTO

##### $D_2$ E $D_1$

Nos últimos dez anos têm aumentado o interesse em estruturas que indiquem o sentido de fluxo das rochas deformadas. Estas estruturas, conhecidas como indicadores cinemáticos, permitem ao geólogo estrutural apurar o sentido em que uma determinada rocha move-se em relação a outra (Sudgen 1987).

A fábrica assimétrica, gerada por cisalhamento simples é uma

propriedade que torna viável o reconhecimento do sentido de movimento em zonas de cisalhamento.

Os indicadores cinemáticos devem ser interpretados cuidadosamente tanto em escala microscópica como em escala megascópica e utilizados somente em conjunto (diversos tipos de indicadores apontando a mesma direção). O estudo dos indicadores cinemáticos deve ser feito em seções paralelas a lineação de estiramento e perpendicular a foliação milonítica.

#### ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL DE CANGUÇU

A zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu tem sido descrita desde a década de sessenta e deduções contraditórias têm sido feitas em relação ao sentido de movimento (Jost e Bitencourt 1981, Jost et al. 1984, Frantz e Remus 1986, Philipp 1990, ver Cap. 4).

Indicadores cinemáticos de escala macro, meso e microscópicas foram utilizadas na determinação do sentido de movimento da ZCDC.

A análise de fotografias aéreas (1:110.000 e 1:60.000) e feições de campo, em diques ácidos, que ocorrem na região de Piratini-Canguçu, relacionada aos granitos tardi e pós  $D_2$  (Gomes et al. em prep.), mostram que estes foram inflectidos em direção as faixas de cisalhamento tardi  $D_2$ , indicando sentido levógiro de movimento (Figs. 4.3, 6.39).

As principais estruturas utilizadas como critério na

determinação do sentido de movimento em escala macro e microscópica da ZCDC são:

- Foliação oblíqua
- Sombra de pressão assimétrica
- Foliação S-C e muscovita *fish*
- Deslocamento de cristais por fraturas
- Assimetria de *augen* de feldspatos e quartzo
- Microdobras assimétricas

#### Foliação Oblíqua

Observação de campo nos metagranitóides do Complexo Canguçu e complexo gnáissico Arroio dos Ratos mostram que a foliação  $S_1$  foi afetada por faixas de cisalhamento  $D_2$  (discretas ou não), gerando estruturas assimétricas como pequenas *drags*, sigmóides (Fig. 6.8 e 9 cf. legendas) e foliações oblíquas (Fig. 6.19). Diversos autores têm utilizado a foliação oblíqua como critério cinemático, relacionando o ângulo entre foliação original e a faixa de cisalhamento formada (Boullier 1981, Ramsay 1983). No caso da ZCDC esta relação indica igualmente sentido levógiro.

#### Sombra de Pressão Assimétrica

A sombra de pressão é uma das estruturas mais assimétricas que ocorrem nos metagranitóides afetados pelo regime de deformação  $D_2$ , evidenciando a atuação de mecanismos de cisalhamento simples

nestas rochas.

Sombras de pressão assimétricas estão presentes em rochas miloníticas de todas as unidades estudadas, formando-se em porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio (com alto contraste de ductilidade em relação a matriz - Figs. 6.40) ou em porfiroblastos de quartzo dos ultramilonitos II do Complexo Canguçu (Fig. 7.36).

Quando a sombra de pressão está relacionada com porfiroclastos ou porfiroblastos, sem feições intracristalinas, que indiquem o sentido de cisalhamento como inclusões orientadas, muitas interpretações contraditórias têm ocorrido (Fairbain 1950, Lister e Price 1978, Simpson e Schmid 1983, Faure 1985).

Passchier e Simpson (1986), através de experimentos com diversos tipos geométricos de porfiroclastos em uma caixa de cisalhamento, concluíram que a formação destes está relacionada com a razão de recristalização (R) versus a razão de deformação (r). De acordo com os resultados obtidos, altos valores de R/r formam sombras de pressão do tipo  $\sigma_1$ , enquanto o tipo  $\delta$  somente desenvolve-se em valores muito altos de r/R. Contudo, nas amostras estudadas, principalmente, nos metagranitóides do Complexo Canguçu, coexistem os dois tipos mencionados acima, tornando muito difícil a determinação do sentido de movimento.

Os diversos tipos de sombra de pressão, bem como as formas dos megacristais das amostras estudadas, principalmente, nos metagranitóides do Complexo Canguçu e metagranito Quitéria, são

esquemáticos na Figura 6.41. Segundo Takagi e Ito (1988) a posição da sombra de pressão em relação ao cristal pode ser classificada geometricamente em três tipos (Fig. 6.42): Tipo I com sombras na esquerda superior e direita inferior; tipo II com sombras em posições simétricas e tipo III com sombras na direita superior e esquerda inferior. Entretanto, conforme os resultados de Takagi e Ito (op cit.) uma classificação baseada apenas na posição da sombra de pressão em relação ao porfiroclasto, não é satisfatória para determinar o sentido de movimento. Com isso, esses autores se utilizaram do ângulo entre o limite do domínio da sombra de pressão em relação à matriz (foliação milonítica), denominado de ângulo *drag* ( $\beta$ ). Este é positivo quando medido no sentido horário e negativo quando no sentido anti-horário, indicando sentido levógiro e dextrógiro respectivamente (Fig. 6.41).

Nos porfiroclastos e porfiroblastos, dos metagranitóides do Complexo Canguçu e metagranito Quitéria, foram medidos 50 ângulos  $\beta$  e plotados no diagrama da Figura 6.44. Os resultados obtidos (em concordância com Takagi e Ito (1988), apesar do número reduzido de medidas) indicam que a maioria das sombras de pressão medidas tem o mesmo sentido levógiro de cisalhamento, com as sombras mais distantes da linha A mais assimétricas. Com a aplicação deste método a sombra de pressão assimétrica dos porfiroclastos e porfiroblastos estudados passaram a ser um critério mais confiável para a determinação e concordante com outros indicadores cinemáticos.

## Superfície S-C e Muscovita *Fish*

A estrutura S-C foi pela primeira vez definida por Berthé *et al.* (1979), que descreveu a evolução de milonitos em ortognaisses deformados na *South Armorican Shear Zone* (França). O plano S (ou xistosidade) é o plano principal de deformação e caracteriza-se pelo acúmulo de tensão *finite strain* e o plano C por uma zona de alta tensão cisalhante. Outros autores que têm descrito relações semelhantes são Lister e Snoket (1984), Jegouzo (1980) e Choukroune (1980).

Apesar de uma estrutura característica de milonitos, a estrutura S-C deve ser utilizada como indicador cinemático com muitas precauções, pois as duas superfícies devem ser reconhecidas, relacionadas ao mesmo regime deformacional (Berthé *et al.* 1979, Fernandes 1987). Com estes cuidados, apesar de ocorrerem superfícies S-C nos milonitos de todos os granitos estudados, apenas o par S-C do metagranito Arroio Francisquinho foi selecionado como indicador cinemático. Os metagranitos e gnaisses, relacionados ao regime  $D_1$ , não foram escolhidos por apresentarem foliações pretéritas a ZCDC, podendo gerar confusões na identificação do par S-C.

A superfície S-C desenvolve-se no metagranito Arroio Francisquinho no estágio ortomilonítico, onde a foliação S é bem marcada por muscovita *fish* e feldspato *augen* e a superfície C por muscovita e bandas de quartzo (Fig. 7.53 e 56).

A muscovita *fish* (descrita anteriormente por Lister e Snoket 1984) ocorre no metagranito Arroio Francisquinho no estágio protomilonítico (Fig. 7.51). Os porfiroclastos de muscovita possuem formas normalmente assimétricas com a clivagem (001) concordante com a superfície S, ou simétrica, quando subparalela à superfície C. A muscovita costuma apresentar sombras de pressão ou longas caudas de mica branca, minerais opacos e matriz quartzo-feldspática, com as caudas podendo unir uma ou mais muscovitas *fish*.

Quando a clivagem (001) é subparalela à superfície C, a muscovita apresenta-se, relativamente, indeformada, independente da posição forma do clasto. Entretanto, se a clivagem (001) apresentar-se oblíqua à superfície C (paralela a S), a muscovita pode apresentar *kinks* e microdobras bem desenvolvidas (Fig. 7.51).

Com a progressão da deformação a superfície C torna-se mais desenvolvida, com as micas, predominantemente subparalela a esta e a superfície S, originalmente oblíqua, torna-se paralela a esta última nos estágios ultramiloníticos.

A muscovita *fish* posiciona-se, na maioria das vezes com seu eixo maior sintético ao sentido de movimento levógiro.

#### Deslocamento de Cristais por Fraturas

As fraturas com deslocamento ocorrem, em porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio, no estágio protomilonítico,



onde estes minerais transicionam do comportamento dúctil para o rúptil (Cap. 7). A interpretação cinemática destas diverge da interpretação de clivagem de crenulação ou *shear band*, embora em ambos os casos as estruturas sejam extensionais. A observação de que esta estrutura afeta somente os cristais, não se propagando para a matriz milonítica, sugere a sua contemporaneidade com o bandamento milonítico (Fernandes 1987, p. 132).

As fraturas em feldspatos foram descritas por Simpson e Schmid (1983), Vauchez *et al.* (1987) e Sudgen (1987) e utilizadas como indicadores cinemáticos. Nos metagranitóides estudados, Complexo Canguçu, Quitéria e Arroio Francisquinho, as fraturas nos feldspatos ocorrem de dois tipos diferentes, dependendo, principalmente, da posição cristalográfica do grão em relação à foliação milonítica: fraturas de alto ângulo (Fig. 7.46 e 47, 6.43) e fraturas a baixo ângulo (Fig. 7.28).

No primeiro caso, para as fraturas com ângulo acima de  $70^\circ$  em relação à foliação milonítica os fragmentos dos cristais tendem a rotar sinteticamente à direção geral de movimento. No entanto, o cisalhamento entre um fragmento e outro é antitético em relação ao movimento geral (exemplo da Fig. 7.47).

Nos feldspatos que fraturam com ângulos inferiores a  $30^\circ$  em relação a foliação milonítica os fragmentos tendem a deslizar uns sobre os outros sinteticamente ao movimento geral (Fig. 7.28).

Nos granitos estudados há o predomínio das fraturas de alto ângulo, indicando na maioria das vezes sentido contrário em

relação ao cisalhamento geral.

#### Assimetria de *Augen* de Feldspato e Quartzo

Os *augen* ocorrem a partir de porfiroclastos de feldspatos, predominantemente, no estágio ortomilonítico, onde estes desenvolveram-se por deslizamentos redução de tamanho de grão e rotação dos porfiroclastos (Fig. 7.57). Estas estruturas podem ocorrer também desenvolvidas nos porfiroblastos de quartzo nos ultramilonitos II do Complexo Canguçu (Fig. 7.37).

Os *augen* são, na grande maioria, assimétricos e com o alongamento maior indicando o sentido preferencial de cisalhamento.

#### Microdobras Assimétricas

As dobras caracteristicamente não-cilíndricas, desenvolvidas nas zonas de cisalhamento dúcteis, tem sido alvo de muitos estudos nos últimos anos (Carreras *et al.* 1977, Cobbold e Quinquis 1980, Ramsay 1980, Berthé e Brum 1980, Bell e Hammond 1984). No entanto estas dobras não-cilíndricas, que tornam-se extremamente cilíndricas e com eixos subparalelos à lineação de estiramento nas zonas de alta deformação não devem ser utilizadas como indicadores cinemáticos pois os seus possivelmente rotaram de uma direção qualquer em direção à lineação de estiramento (Bell e Hammon 1984).

As microdobras utilizadas como indicadores cinemáticos não possuem eixo paralelo ao movimento principal, são dobras intrafoliais assimétricas e afetam o bandamento milonítico. Estas podem ser geradas por perturbações próximo a porfiroclastos, descontinuidades ou alguma anisotropia reológica planar ou linear que cause diferenças de intensidade ou direção no fluxo de deformação (Fig. 6.45 e 46, 7.29).

As microdobras observadas ocorrem em *ribbons* de quartzo possuem limbos atenuados e até rompidos. Estas tendem a apresentar geometria em Z sintética ao cisalhamento predominante levógiro.

#### ZONA DE CISALHAMENTO $D_1$

A determinação do sentido de movimento, nas zonas de cisalhamento tardi  $D_1$ , é muito dificultado devido a superposição intensa do regime  $D_2$  que altera e oblitera muitas das estruturas geradas em  $D_1$ . Estas dificuldades mostram a necessidade de estudos estatísticos mais criteriosos dos indicadores cinemáticos observados nestas zonas.

Estudos preliminares no complexo gnáissico Arroio dos Ratos e metagranitóides do Complexo Canguçu indicam o sentido dextrógiro de movimento para o regime de deformação  $D_1$ , onde os principais indicadores cinemáticos observados são:

- xenólitos e enclaves assimétricos

- sombra de pressão e destruição assimétrica
- deslocamento de cristais por fraturas
- foliações e clivagens oblíquas
- assimetria de *augen* de feldspatos

#### Xenólitos e enclaves Assimétricos

Na ausência de outros elementos regionais, como por exemplo, horizontes guias marcados por veios ou diques inflectidos ou por foliações oblíquas à zona de cisalhamento, foram utilizados xenólitos e enclaves para a determinação do sentido de movimento tectônico devido a sua abundância característica nas rochas estudadas.

Os xenólitos e enclaves são predominantemente de gnaisses e dioritos e ocorrem em diversos tamanhos (ver Cap. 5). Estes possuem um formato alongado assimétrico (pisciforme), cujo eixo maior tem sua orientação concordante com o sentido de movimento dextrógiro (Fig. 6.18).

#### Sombra de Pressão e Destruição Assimétrica

As sombras de pressão ocorrem em porfiroclastos de plagioclásio, feldspato alcalino e granada e podem ser observadas em escala de afloramento e lâmina delgada.

Os porfiroclastos de feldspatos apresentam sombras de pressão

assimétricas, predominantemente do tipo I (Figura 6.41), preenchidas por material quartzo-feldspático ou biotita. Este tipo de feição é característico das porções menos deformadas dos granitóides indicando, predominantemente, sentido dextrógiro de movimento (Fig. 7.3 e 4). Nas regiões onde a deformação é maior (faixas de cisalhamento tardi  $D_1$ ) tanto os *augen* quanto as sombras de pressão tendem a alongar-se e tornar-se mais simétricos, lembrando *ribbon* (Fig. 6.5 e 10). Nestas regiões não é possível a identificação do sentido do cisalhamento. Os porfiroclastos de granada apresentam dois tipos de sombra de pressão. O primeiro ocorre em cristais arredondados onde a sombra de pressão, praticamente simétrica, assemelha-se a uma longa cauda formada pela matriz (Fig. 6.41 tipo II e 7.12). O segundo tipo ocorre com cristais de granada fraturados, com a sombra de destruição assimétrica, formada pelos próprios fragmentos da granada e micas (Fig. 7.15). Ambos os tipos (quando assimétricos) apresentam a sombra de pressão e/ou destruição sintética ao cisalhamento dextrógiro.

#### Deslocamento de Cristais por Fraturas

As fraturas ocorrem em plagioclásio, feldspato alcalino e granada e dividem-se (como para a ZCDC) em fraturas de alto a baixo ângulo em relação a foliação milonítica. Os mesmos critérios de distinção utilizados na ZCDC são aqui aplicados (Fig. 6.4, 7.3 e 15).

## Foliações e Clivagens Oblíquas

Tanto o par de foliações S-C, ocorrentes nos gnaisses  $G_9$  (em locais menos deformados), como as clivagens oblíquas (indicadas na Fig. 7.3) foram tratadas, no início deste estudo, como indicadores de movimentação das zonas de cisalhamento  $D_1$ . No entanto, feições microestruturais (ver Cap. 7) possibilitaram relacionar estas clivagens ao regime  $D_2$  e identificar a atuação de processos de dissolução ao longo destas estruturas planares, reorientando, em muitos locais, as sombras de pressão dos porfiroclastos. Este fato deixa dúvidas quanto a validade de indicadores como sombras de pressão e foliações e fraturas oblíquas.

## Assimetria de *Augen* em Feldspatos

Os *augen* assimétricos ocorrem nos plagioclásios e feldspatos alcalinos. Dos indicadores cinemáticos estudados, este parece ser o mais confiável pois estes porfiroclastos preservaram as microestruturas geradas durante  $D_1$ , tais como agregados poligonais de novos grãos nos feldspatos, indicando condições de alto grau metamórfico. Isto evidencia que os *augen* de feldspatos foram formados durante este regime (Fig. 7.13 e 14).

Os *augen* assimétricos de feldspatos foram selecionados em regiões onde observou-se pouca atuação do regime de deformação  $D_2$ . Seu alongamento maior indica sentido dextrógiro de movimento, contudo estes não apresentam uma simetria muito acentuada.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMETRIA INTERNA DA ZONA DE CISALHAMENTO  
DORSAL DE CANGUÇU

A ZCDC possui um *trend* NE e caracteriza-se pela superposição de foliações miloníticas e dobras geradas durante o regime de deformação  $D_2$ . A deformação precoce caracteriza-se pela formação de uma foliação anastomosada penetrativa que circunda *pods* elipsoidais de rochas menos deformadas. A foliação é afetada por diversos *sets* de dobras não-cilíndricas e dobras em bainha, onde os eixos fazem um ângulo com as estruturas lineares. Esta deformação precoce ocorreu em condições "semelhantes" as de fácies anfibólito (ver Cap. 7).

A milonitização progressiva (controlada principalmente por efeitos de *strain softening*, White *et al.* 1980) foi responsável pela formação de estreitas faixas miloníticas e/ou filoníticas tardias, cuja foliação é sub-paralela a foliação precoce, transpondo e obliterando, parcialmente, as estruturas iniciais. Nestas faixas de alta deformação as dobras, que se formam, possuem eixos sub-paralelos a foliação milonítica, ocorrendo ou por rotação passiva dos eixos das dobras precoces a alto ângulo com esta ou como consequência da superposição da foliação milonítica tardia nos *pods* elipsoidais (*cf.* Bell e Hammond 1984). Esta deformação tardia ocorreu em condições retrogressivas à fácies xistos verdes (ver Cap. 7).

O predomínio do tectonito L-S na ZCDC sugere que o regime de deformação  $D_2$  foi predominantemente do tipo plana e a lineação de estiramento atribui-se relacionar-se à direção de movimento, conseqüentemente, a ZCDC é uma zona do tipo transcorrente (Boullier 1981). Indicadores cinemáticos como diques inflectidos, foliação oblíqua, sombra de pressão assimétrica e estruturas S-C, entre outros apontaram sentido de movimento levógiro para esta zona de cisalhamento.

Conforme Bell e Hammond (1984 p. ), a deformação intensamente heterogênea associada às rochas miloníticas é a causa predominante da geometria complexa que estas zonas exibem, bem como da forma anastomosada da foliação milonítica em várias escalas. Estas variações abruptas de *strain* ocorrem provavelmente devido ao predomínio da atuação de mecanismos de cisalhamento simples (heterogêneo) nestas zonas.

As lineações de estiramento mostram variações de plunge de até  $40^\circ$  (Fig. 6.27 e 28), devido à geometria anastomosada da foliação milonítica ou pela superposição de lineações de intersecção das foliações miloníticas progressivamente geradas.

As zonas de filonitos  $D_2$  desenvolvidas nas fases tardias podem obliterar a lineação de estiramento pelos efeitos de alto *strain* e homogeneização das microestruturas, devido a extensiva recristalização de filossilicatos uniformemente distribuídos e com poucos porfiroclastos remanescentes. Estas zonas apresentam um marcado decréscimo da geometria anastomosada (Fig. 6.37) provavelmente porque estas tornam-se mais planares e passam a



dominar mecanismos de deslizamento intercristalino (cf. Bell e Hammond 1984).

Segundo Bell Hammond (op cit.) o cisalhamento simples heterogêneo, quando ocorre sem trocas de volume, pode acomodar variações abruptas de *strain* em mais de uma direção ortogonal, somente com a criação de espaços vazios ou falhas. Este fato poderia ser uma explicação para a formação das falhas  $T_2$ , contemporâneas à foliação milonítica descritas no Complexo Canguçu. Entretanto um componente de cisalhamento puro (encurtamento) poderia absorver variações "abruptas" de *strain* em mais de duas direções ortogonais.

O conhecimento da geometria interna e cinemática da ZCDC é ainda muito incipiente. São necessários estudos mais aprofundados para um melhor entendimento da atuação de mecanismos de cisalhamento simples e/ou puro, bem como relações de trocas de volumes nestas zonas, uma vez que certas feições deixaram dúvidas quanto ao seu significado, tais como:

- os *pods* de deformação apresentam formas elípticas (levemente assimétricas) também na secção YZ da ZCDC;

- a foliação milonítica (subvertical) apresenta elementos assimétricos na secção YZ, evidenciando movimentos de cisalhamento nesta secção;

- diques aplíticos são deslocados igualmente nesta secção;

- a presença de estruturas do tipo "flor" (descritas por Philipp 1990).

As feições acima citadas indicam a ocorrência de movimentos

cisalhantes, não só na secção XZ (paralela ao transporte tectônico) como também na secção YZ. Isto pode indicar, movimentos de transpressão ao longo da ZCDC, apesar de não ocorrer lineações de estiramento que corroboram esta idéia. Além disto, há ocorrência de faixas distensivas, caracterizadas por feições que indicam grande aporte de fluidos, evidenciando movimentos transtrativos em determinadas regiões da ZCDC.

## LEGENDA DAS FIGURAS

Observação: O sentido de movimento não foi deduzido a partir das fotografias.

### COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DOS RATOS

Fig. 6.1 - gnaissse ( $G_1$ ) com bandamento milonítico precoce ( $S_1$ ).

Detalhe de um *augen* de plagioclásio (PL). Veio dobrado do gnaissse ( $G_2$ ) cortando  $G_1$  (caneta para escala paralela a lineação de estiramento; Fotografia - L. Fernandes).

Fig. 6.2 - gnaissse  $G_1$  com bandas félsicas lenticulares e descontínuas (seta) em zonas de alta deformação.

Fig. 6.3 - gnaissse  $G_1$  apresentando alternância de bandas félsicas e máficas contínuas e regulares.

Fig. 6.4 - bandamento gnaissico irregular e difuso no gnaissse  $G_3$ , alternância de bandas félsicas (porfiríticas ou não) e bandas ricas em biotita. Fratura de baixo ângulo em feldspato (seta), indicando sentido de movimento levógiro. Clivagem oblíqua (ECC).

Fig. 6.5 - bandamento milonítico nas zonas de cisalhamento tardi  $D_1$ , marcado por *ribbons* de quartzo (qz), *augen* de feldspato com sombra de pressão e litoclastos do

gnaisse  $G_3$  ( $lc$ ).

Fig. 6.6 - aspecto da geometria complexa das estruturas tardi  $D_1$  no gnaisse  $G_3$ . Dobras em bainha (seta grossa) e dobras não-cilíndrica são comuns, sendo responsáveis pela variação da orientação de ( $L_1$ ). As bandas félsicas apresentam estruturas como *pinch-and-swell* e dobras isoclinais apertadas (Fotografia - L. Fernandes).

Fig. 6.7 - faixa de ultramilonito ( $S_2$ ) oblíqua ao bandamento ( $S_1$ ) do gnaisse  $G_3$  (Fotografia - L. Fernandes).

Fig. 6.8 - faixas de cisalhamento discretas ( $S_2$ ) afetando o bandamento ( $S_1$ ) e formando estruturas do tipo sigmoidal, utilizadas com indicador cinemático. (capa de lente indicando a escala).

Fig. 6.9 - faixas de cisalhamento discretas ( $S_2$ ), afetando o bandamento ( $S_1$ ) e formando estruturas do tipo *drag*.

Fig. 6.10 - bandamento  $S_1$  afetado por bandas de deformação (seta), reorientando as sombras de pressão dos feldspatos (capa de lente como foto).

Fig. 6.11 - enclaves dioríticas extremamente alongadas no bandamento milonítico  $S_1(t)$ , afetadas por clivagem espaçada oblíqua (seta) com movimento levógiro (caneta como escala e marcando também o bandamento  $S_1(t)$ )

Fig. 6.12 a 17 - evolução textural dos metagranitóides do Complexo Canguçu ao longo do perfil B da Figura 6.50 (com exceção da Fig. 17). (12) Aspecto textural do granito (quase indeformado), onde as deformações  $D_1$  e  $D_2$  não são tão intensas (fotografia de amostra  $\perp$  a x). (13) Aspecto textural do gnaiss-milonito gerado por  $D_1$ , apresentando um bandamento incipiente e descontínuo. (14-17) Variação textural apresentada pelo metagranito com o aumento progressivo da deformação  $D_2$ , marcado pela redução do tamanho de grão e aumento de matriz. (14 e 15) Proto (P) a ortomilonito (O) com faixas muito estreitas de ultramilonitos (U). (16) Variação de ortomilonito muito fino (o) a ultramilonito tipo I (u). (17) Ultramilonito tipo II, níveis pretos de biotita e epidoto com forma de lentes, ver cap. 7 (Fotografias 13 a 17 de amostras paralelas a XZ).

Fig. 6.18 - Foliação ( $S_1$ ) nos metagranitóides do Complexo Canguçu, maracada por enclaves alongados (seta vazada) e dobras assimétricas com geometria em "S" (seta cheia). Fraturas ( $T_2$ ) deslocando veios de aplito.

Fig. 6.19 - truncamento da foliação  $S_1$  por faixa de cisalhamento  $D_2$  (perfil B - Fig. 6.50). Dobra intrafolial isoclinal recumbente em  $S_1$  (seta). (Fig. 6.24 marcada no canto superior).

Fig. 6.20 - bandamento descontínuo ( $S_1$ ), mostrando veios de

quartzo evidenciando segregação metamórfica (metagranitóides do Complexo Canguçu).

Fig. 6.21 - bandamento  $S_1$  com dobras isoclinais intrafoliaais (setas pretas pequenas) e bandas félsicas com *pinch-and-swell* (seta preta maior).  $S_1$  é afetado por dobras isoclinais normais (seta branca).

Fig. 6.22 - foliação ( $S_2$ ) transpondo a foliação ( $S_1$ ).

Fig. 6.23 - bloco diagrama mostrando a posição espacial de uma dobra em bainha em milonitos  $D_2$ .

Fig. 6.23a - face indicada com seta na Fig.6.23, mostrando dobra com plano axial sub-paralelo a  $S_2$  (escala da Fig.6.23 3 cm).

Fig. 6.24 - rochas miloníticas na faixa de cisalhamento  $D_2$  do perfil B (Fig. 6.20). As amostras das Fig. 6.12 a 16 são deste afloramento.

Fig. 6.25 - aspecto estrutural da faixa de cisalhamento do perfil A (Fig. 6.50). Foliação ( $S_2$ ) anastomosada (sub-vertical) contornando *pod* assimétrico de metagranito.

Fig. 6.26 - detalhe da assimetria do *pod* da Fig. 6.25 marcada pela sombra de pressão.

Fig. 6.27 - lineação de estiramento ( $L_2$ ), marcada por filossilicatos, com *trend* NE e sub-horizontais.

Fig. 6.28 -  $L_2$  marcada por filossilicado e *augen* de feldspatos

(setas brancas), com caimento de  $35^\circ$ .

Fig. 6.29 - feições dos cataclasitos (a). Fotografia da amostra de mão, mostrando níveis descontínuos de fluxo cataclástico (seta) (b) textura ao microscópio mostrando os grãos angulosos formados por quebramento.

Fig. 6.30 - planos curvos das falhas ( $T_2$ ) sub-paralelas à foliação milonítica ( $S_2$ ).

Fig. 6.31 - falhas  $T_3$  e  $T_4$  (indicadas na foto), com geometria de um par conjugado ( $F_2$ ).

Fig. 6.32 - falha ( $T_4$ ) preenchida por veios de aplito e deslocando diques de aplito sub-horizontais.

#### METAGRANITO QUITÉRIA

Fig. 6.33 - megacristais de feldspato alcalino do metagranito Quitéria, contornando xenólito do gnaisse  $G_9$ , indicando o forte componente de fluxo magmático da foliação (Fotografia L. Fernandes).

Fig. 6.34 - aspecto textural do metagranito Quitéria em amostra de mão (corte perpendicular a x).

Fig. 6.35 - bandas alternadas de milonitos e filonitos do mgQ. Note o aspecto tabular desta seqüência (Fotografia L. Fernandes).

## METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

Fig. 6.36 - foliação ( $S_2$ ) no metagranito Arroio Francisquinho, marcada por níveis de micas (m), cristais de turmalinas orientadas (t) e bandas irregulares quartzo-feldspáticas (porções brancas, corte xz).

Fig. 6.37 - banda de quartzo-milonito  $D_2$  (QM) no metagranito Arroio Francisquinho (M6) milonitos na porção inferior (UM).

Fig. 6.38 - dobras concêntricas cilíndricas formadas nos filonitos do metagranito Arroio Francisquinho (escala 2,0 m).

Fig. 6.39 - diques infletindo paralelizando com as faixas de cisalhamento tardi  $D_2$ , indicando sentido levógiro de movimento. (retirado do mapa da Fig. 4.3. Apenas as faixas foram retiradas sem continuidade lateral).

Fig. 6.40 - diversos tipos de sombras de pressão nos feldspatos estudados.

Fig. 6.41 - ilustrações esquemáticas dos diferentes tipos e posições das sombras de pressão em relação aos porfitoclastos (modificado de Takagi e Ito 1988).

Fig. 6.42 - tipos principais de posições de sombra de pressão (cf. Takagi e Ito 1988).

Fig. 6.43 - definição dos ângulos *drags* ( $\beta_i$ ,  $\beta_{ii}$ ,  $\beta_{iii}$ ,  $\beta_{iv}$ ) nos quatro domínios (I, II, III, IV) em torno do porfiroclasto (Pc), segundo Takagi e Ito 1988.



Fig. 6.44 - diagrama mostrando a relação entre o ângulo *drag*  $\beta$  nos domínios de cada sombra de pressão ( $\beta_{ii}$ ,  $\beta_{iii}$  e  $\beta_i$ ,  $\beta_{iv}$ ) indicando sentido levógiro de movimento.

A. Metagranitóides do Complexo Canguçu

B. Metagranito Quitéria

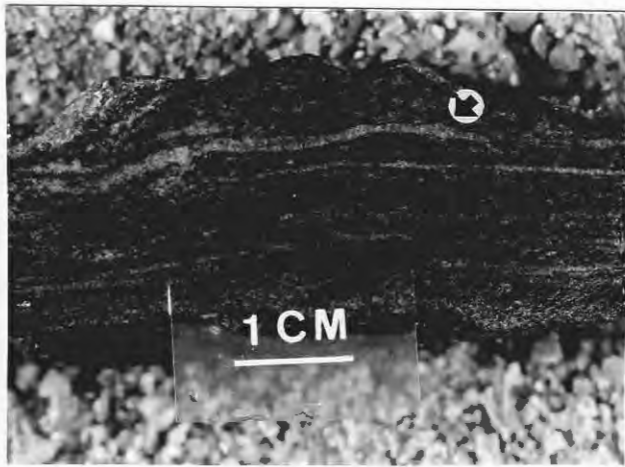
(diagrama cf. Takagi e Ito 1988).

Fig. 6.45 - alteração de foliação ( $S_2$ ) e início de formação de microdobras, por perturbações geradas próximo à porfiroclastos de feldspato alcalino. Feição dos ortomilonitos do Complexo Canguçu (escala 15  $\mu$ ).

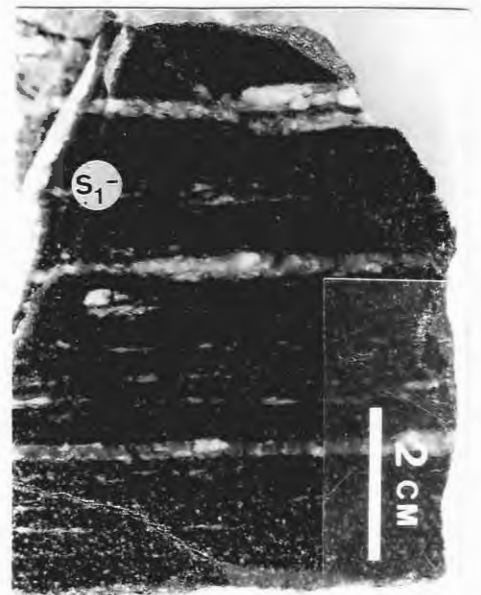
Fig. 6.46 - microdobras em "z" afetando *ribbon* de quartzo apresentando sentido levógiro de movimento nos ortomilonitos dos metagranitóides do Complexo Canguçu (escala 15  $\mu$ ).



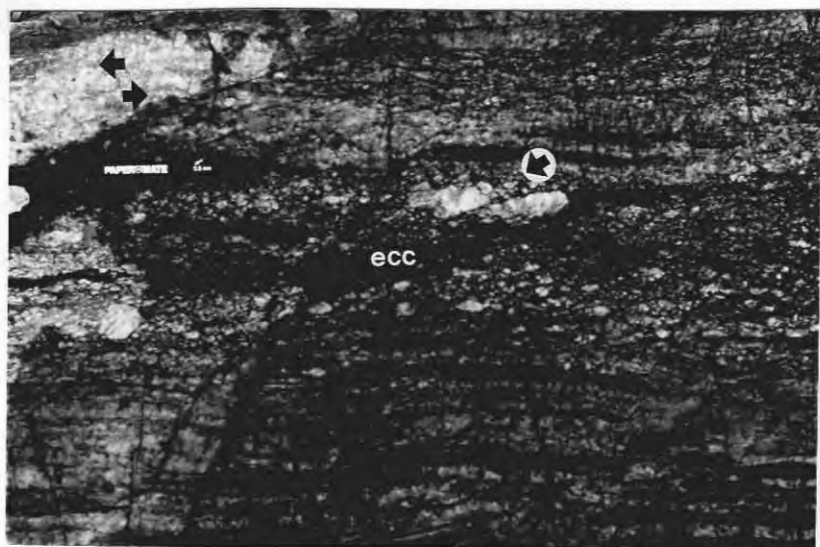
6.1



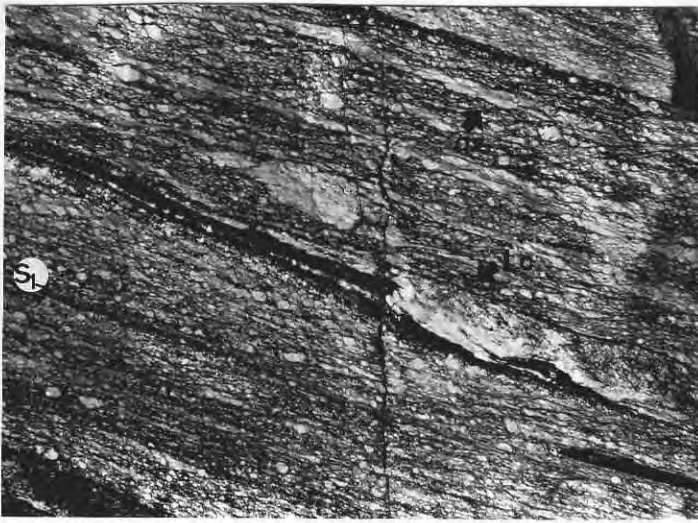
6.2



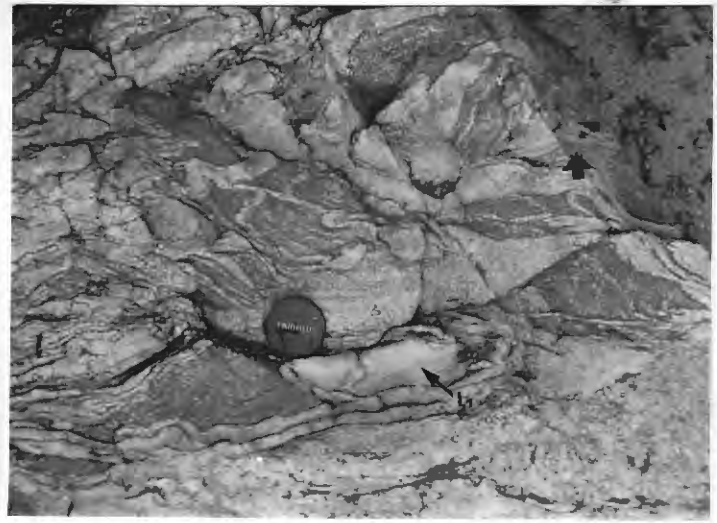
6.3



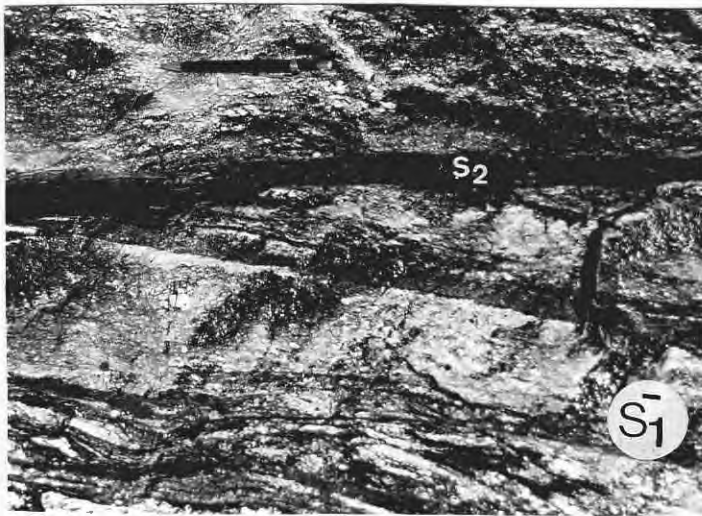
6.4



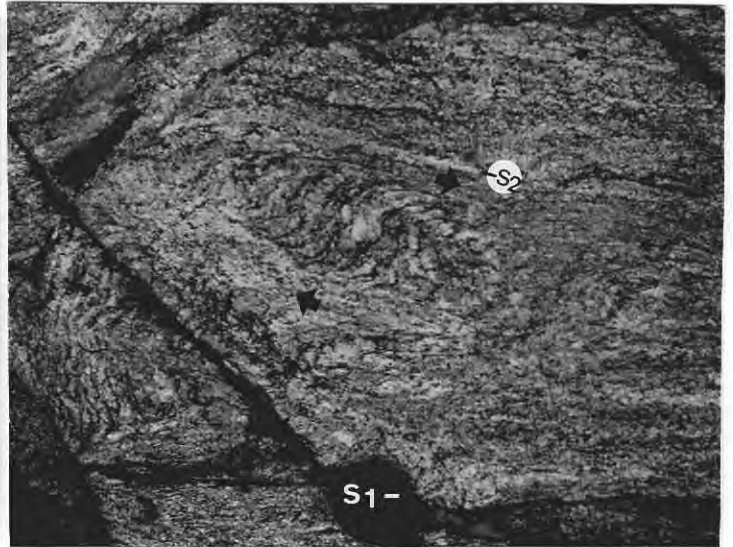
6.5



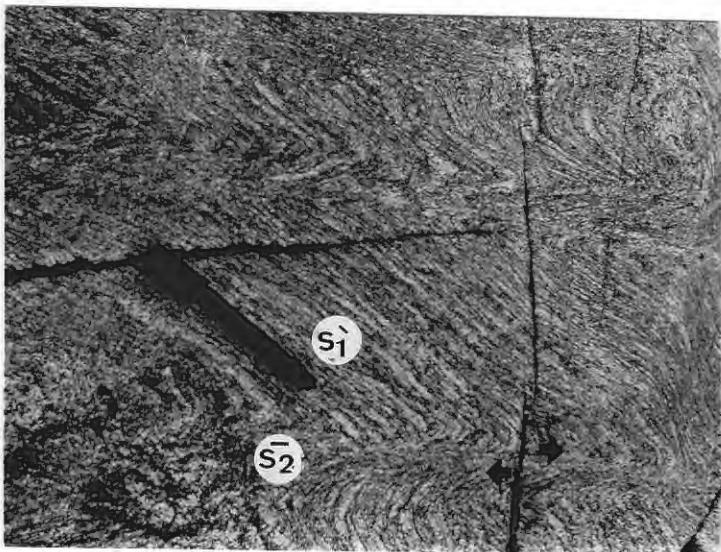
6.6



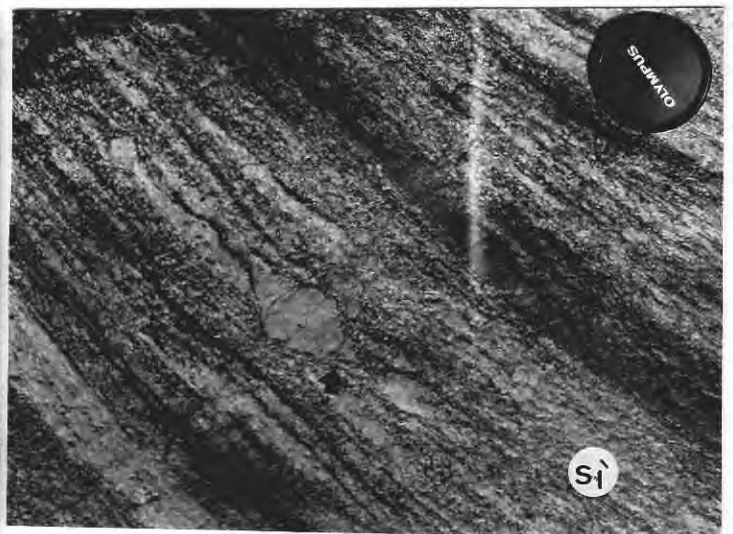
6.7



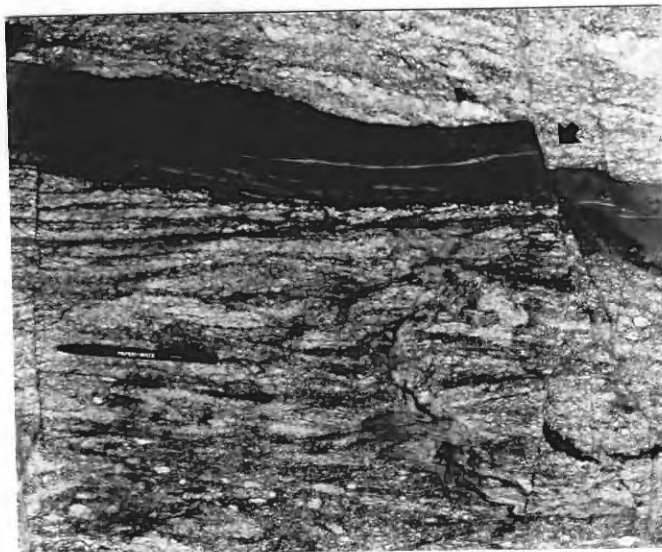
6.8



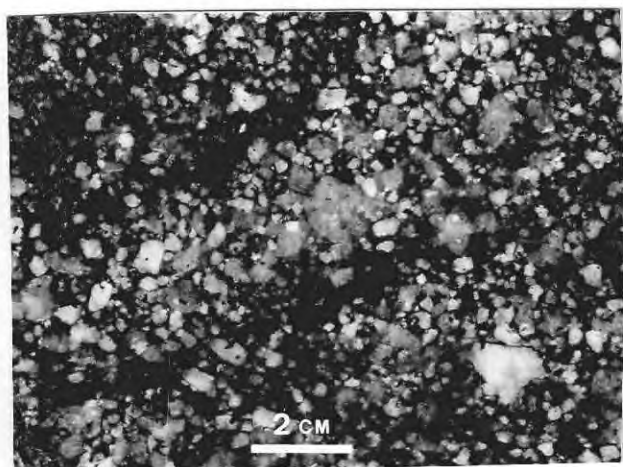
6.9



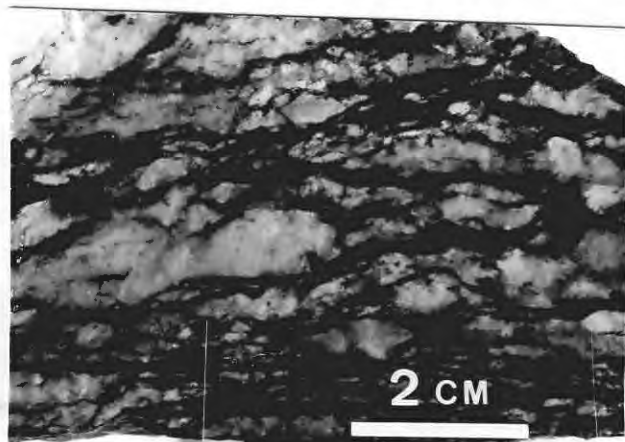
6.10



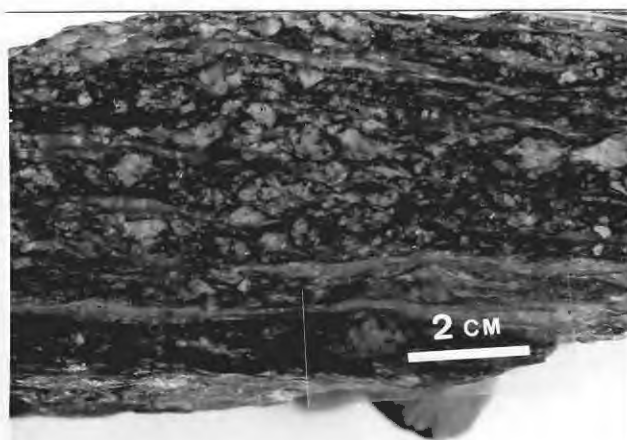
6.11



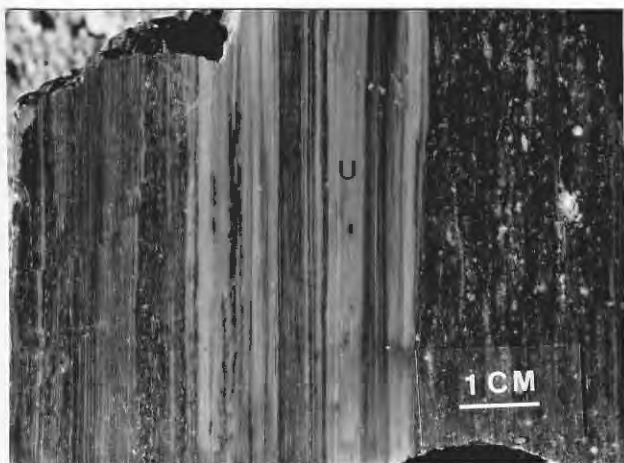
6.12



6.13



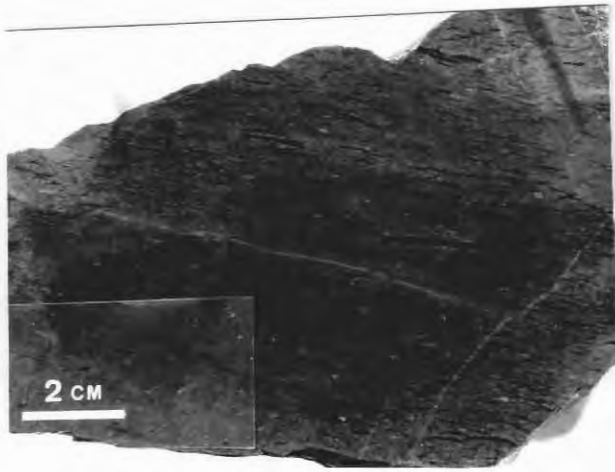
6.14



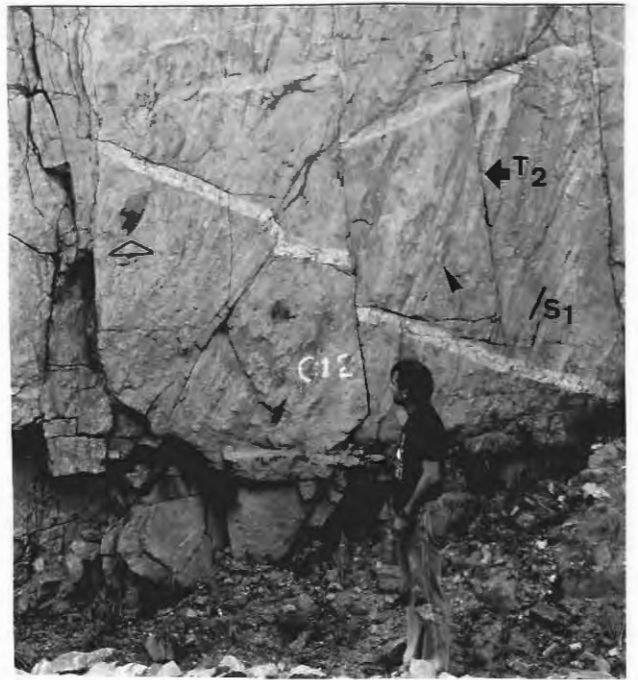
6.16



6.15



6.17



6.18



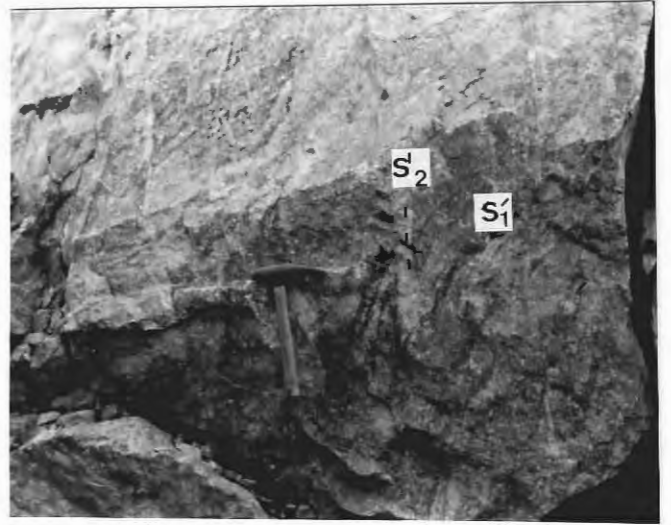
6.19



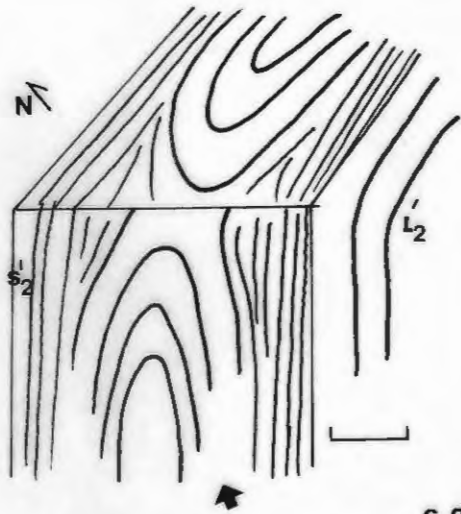
6.20



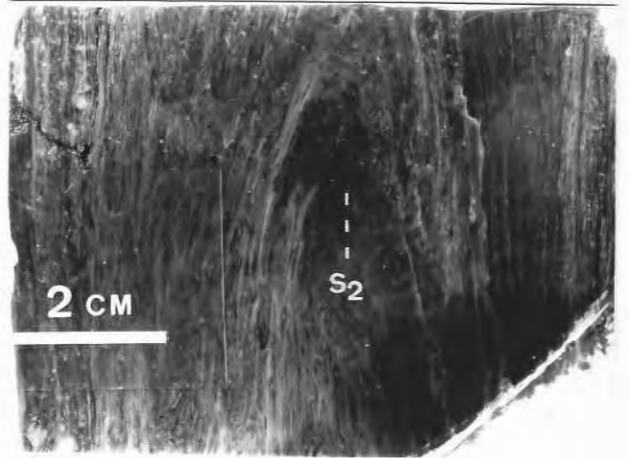
6.21



6.22



6.23



6.23 a



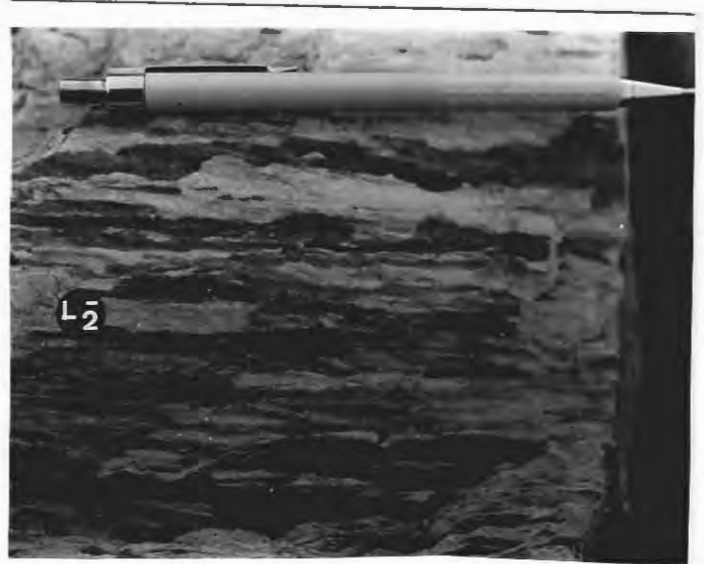
6.24



6.25



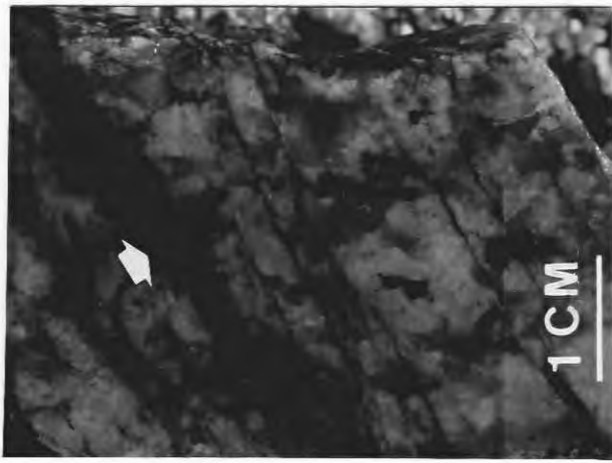
6.26



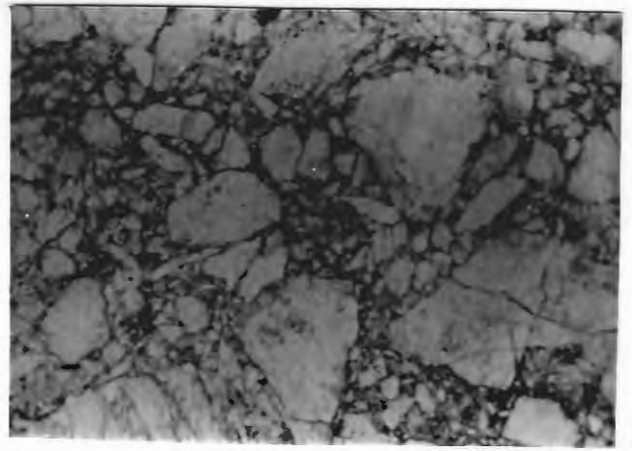
6.27



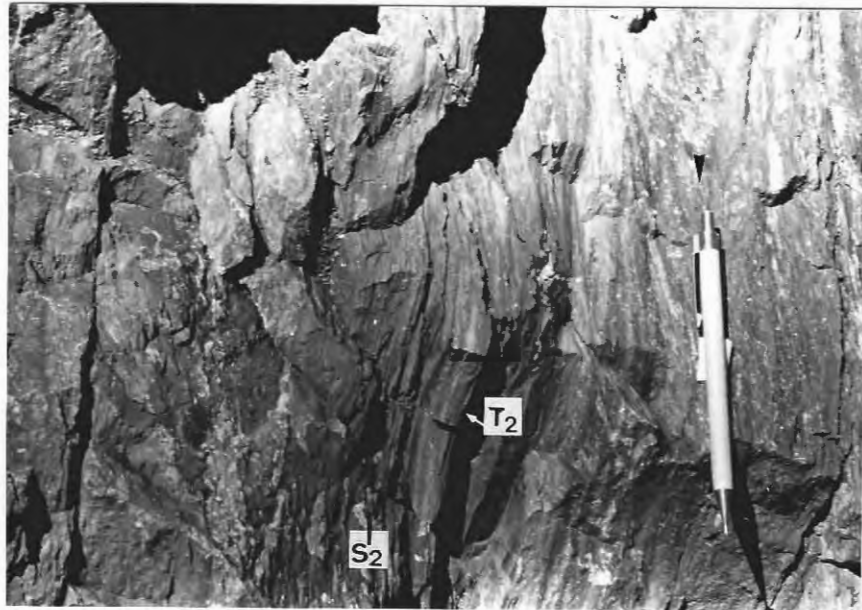
6.28



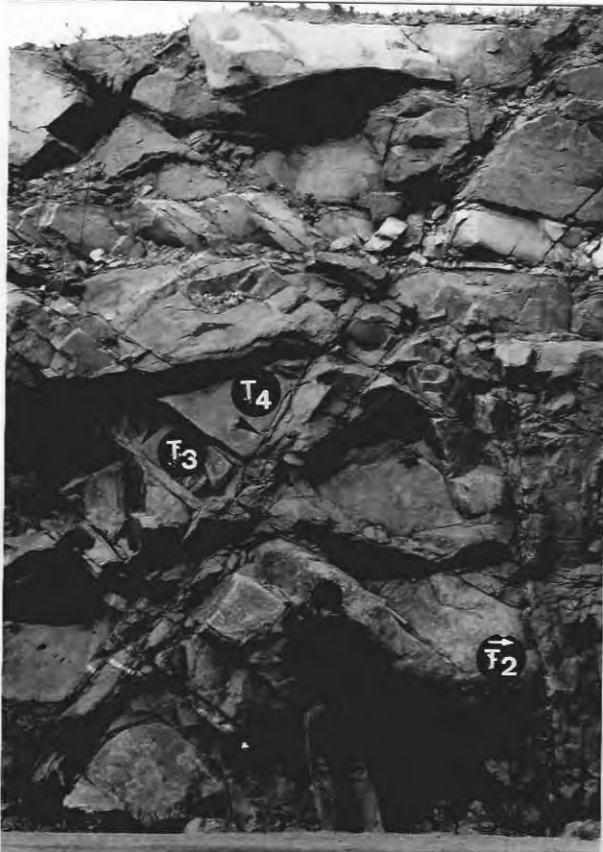
6.29 a



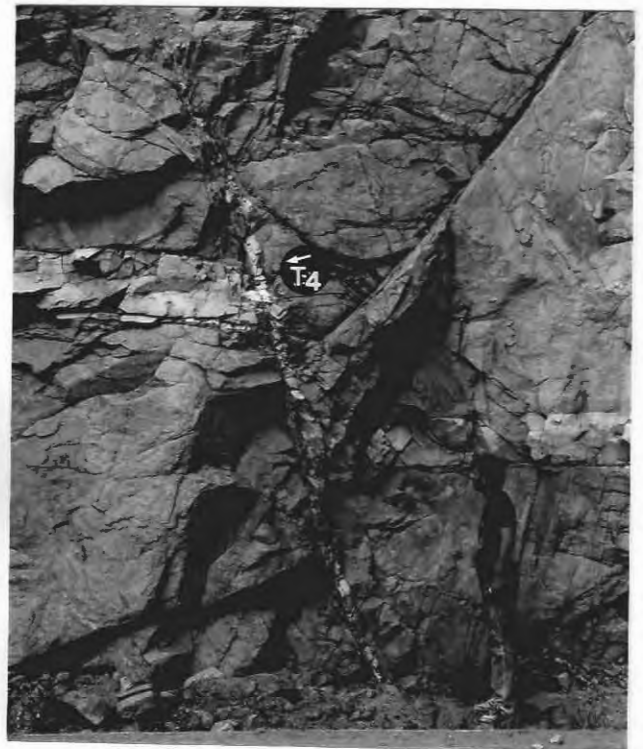
6.29 b



6.30

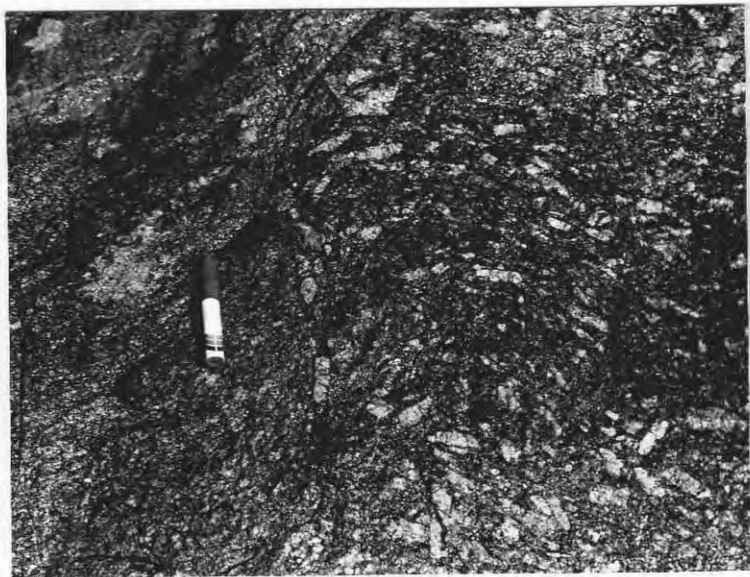


6.31

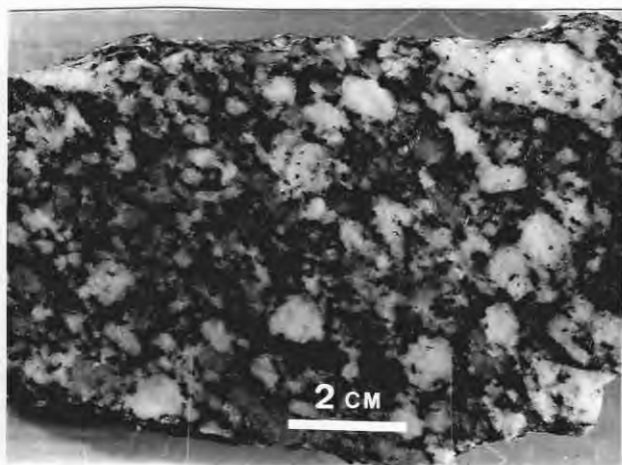


6.32





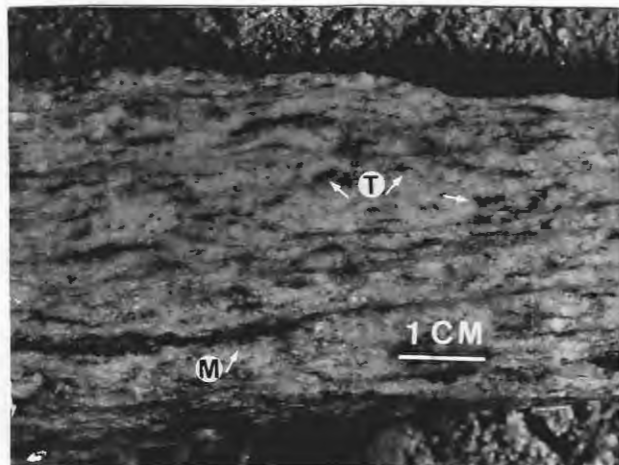
6.33



6.34



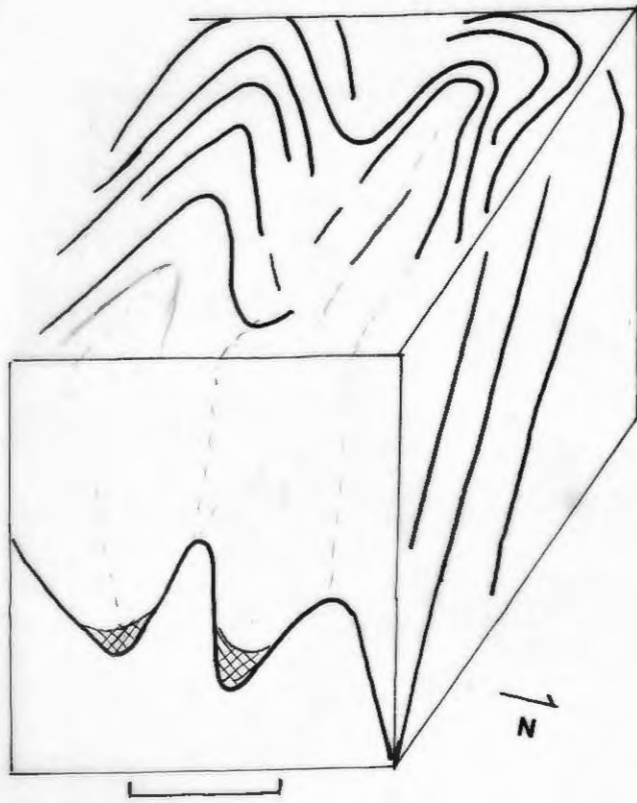
6.35



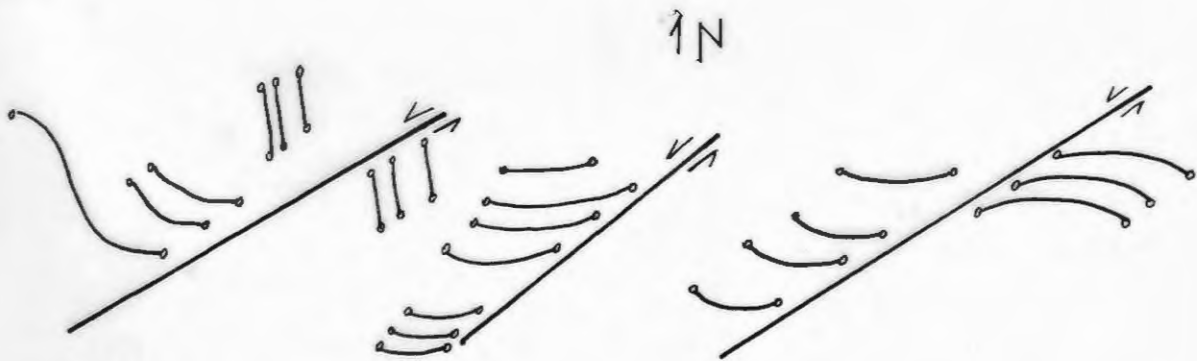
6.36



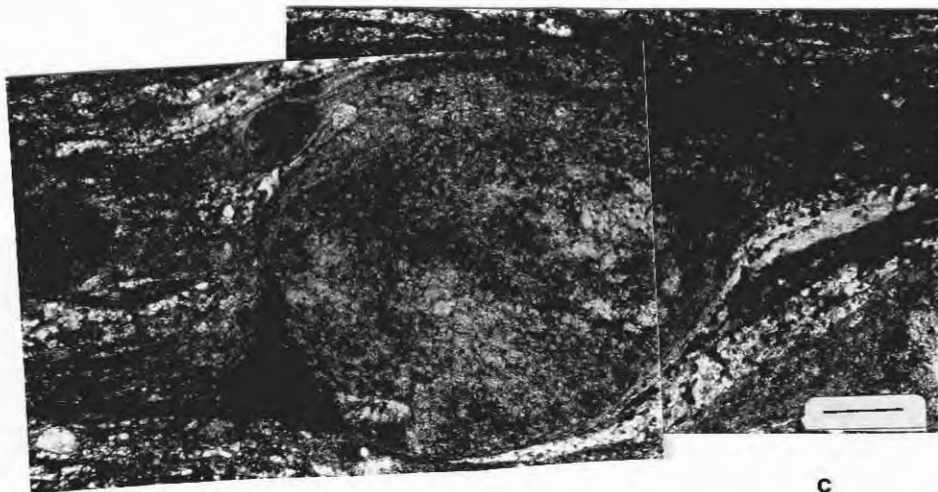
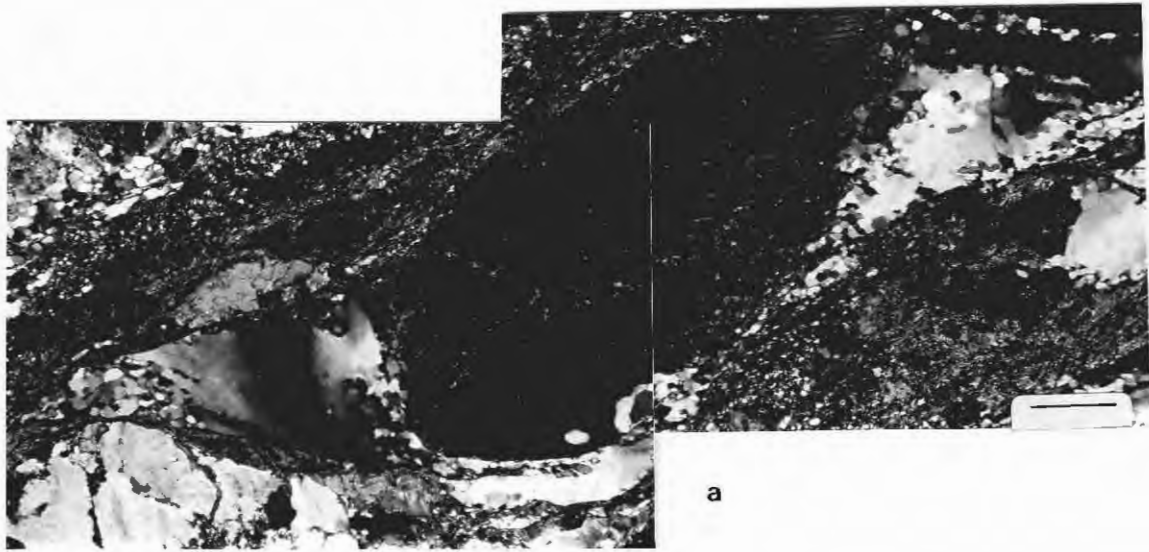
6.37

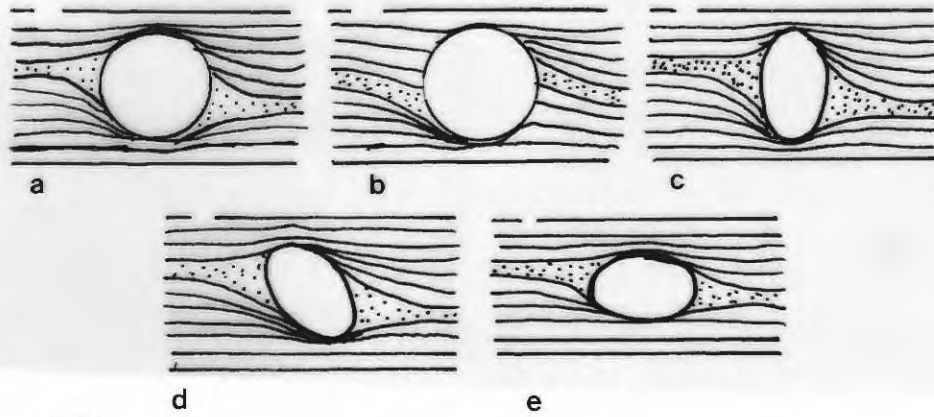


6.38

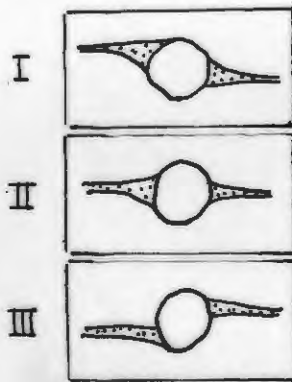


6.39

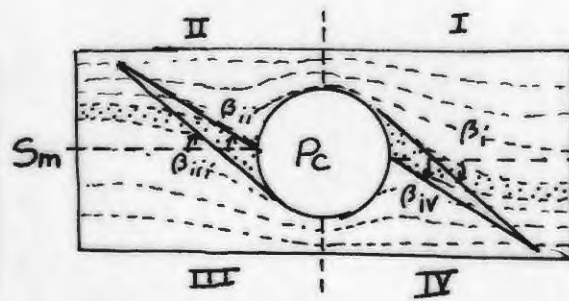




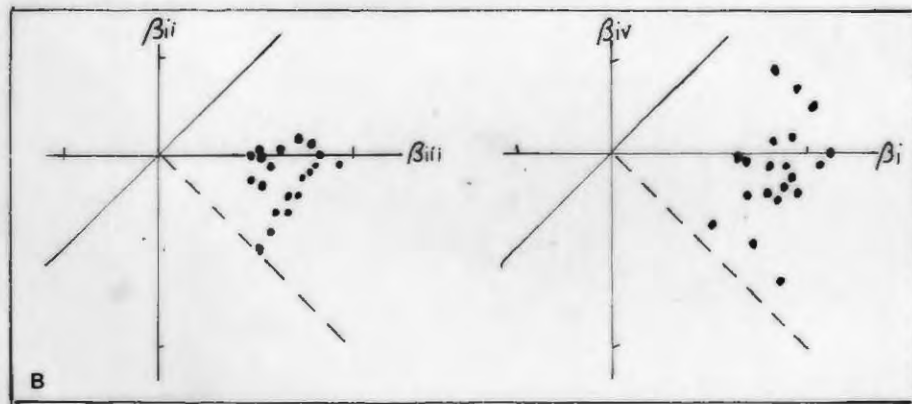
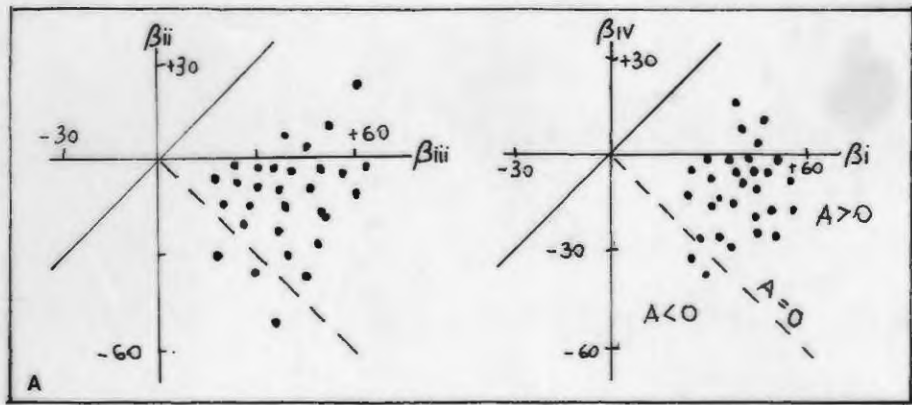
6.41



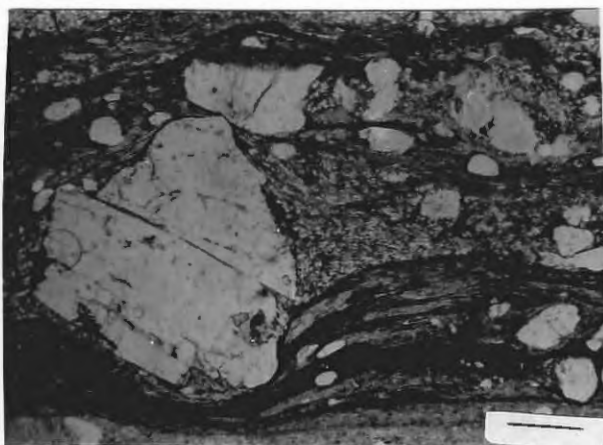
6.42



6.43



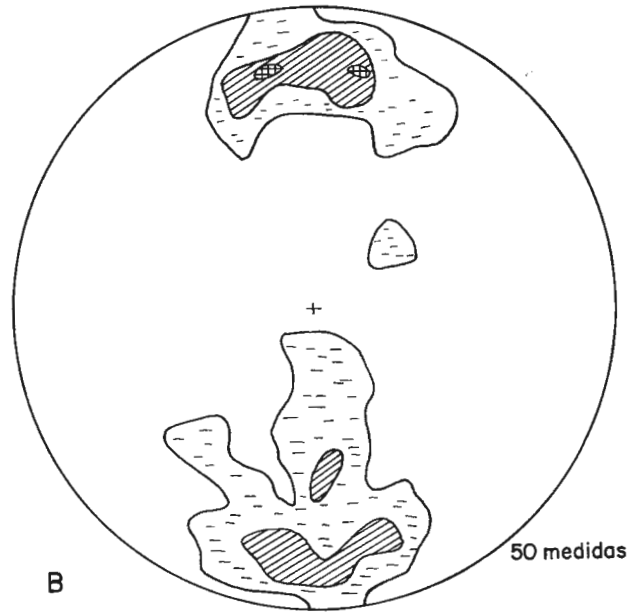
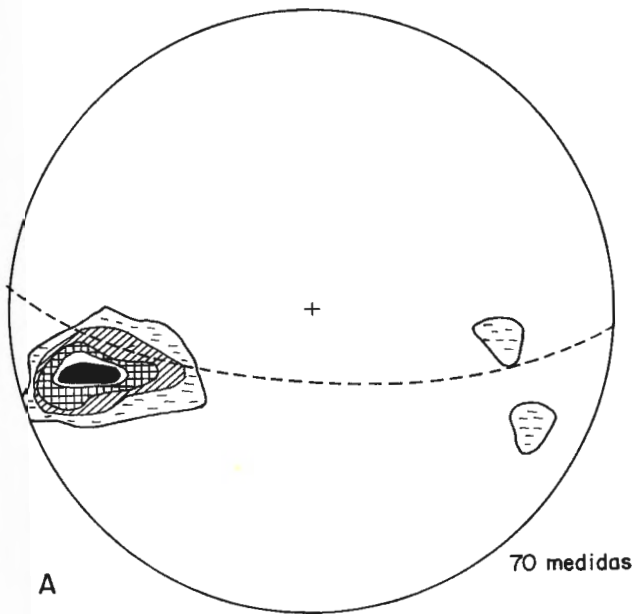
6.44



6.45



6.46



L1 (lineação de estiramento no cgAR)

S1 no complexo gnáissico Arroio dos Ratos (cgAR)

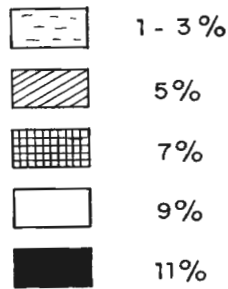
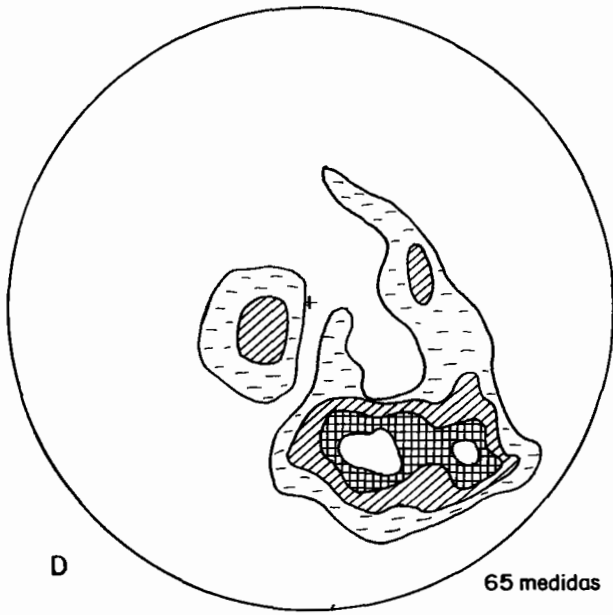
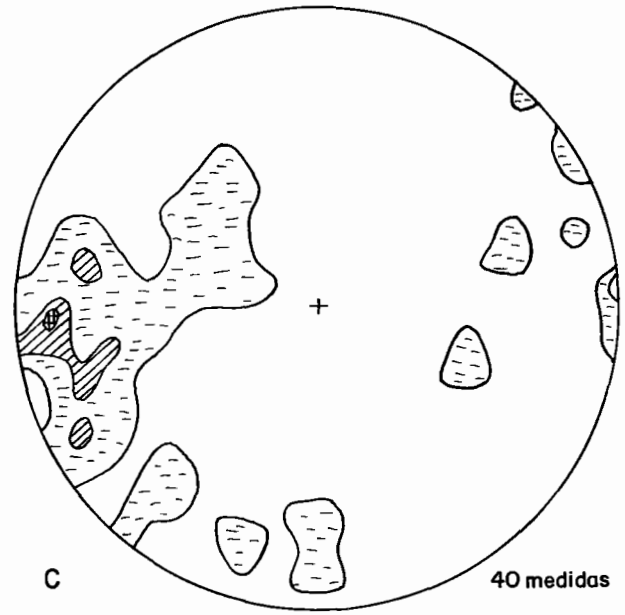


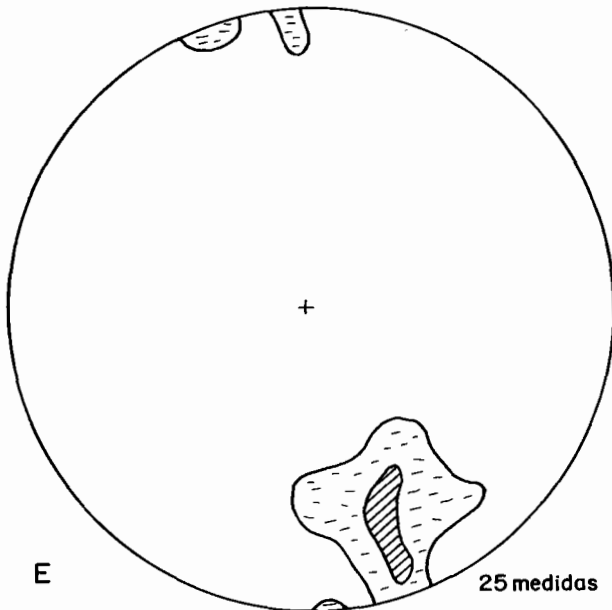
FIG. 647 DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA (R.S. SCHMIDT) DAS ATITUDES PLANARES E LINEARES (S1, L1 e S2, L2) NAS DIVERSAS UNIDADES ESTUDADAS NA REGIÃO DE QUITÉRIA - CAPIVARITA (Modificado de UFRGS, 1988 e Fernandes et al, 1989).



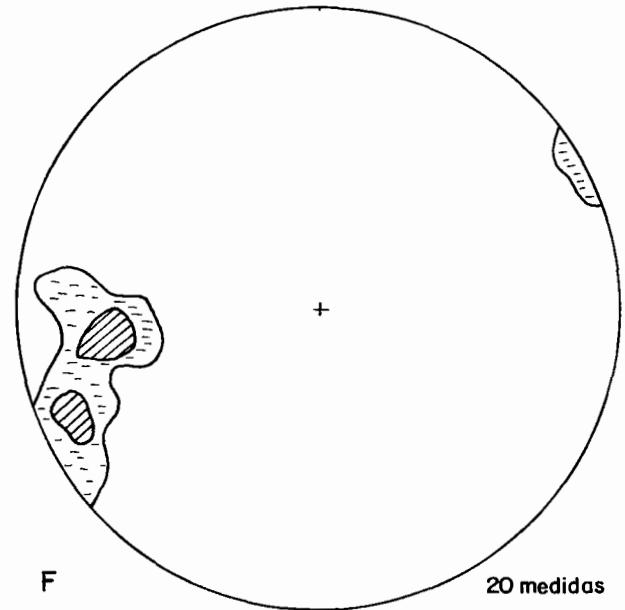
S2 precoce nos metagranitos Quitéria (mgQ) e Arroio Francisquinho (mgAF)



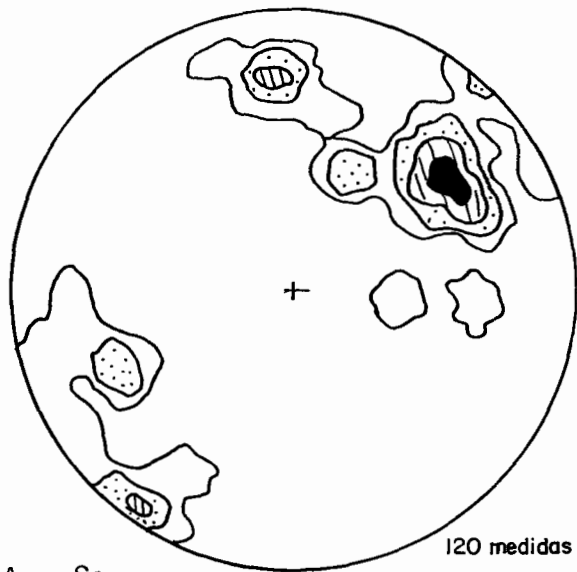
L2 precoce (lineação de estiramento, eixo de dobras intrafoliais e "rods" no mgQ e mgAF)



S2 tardia (nas faixas de cisalhamento no mgQ e mgAF)

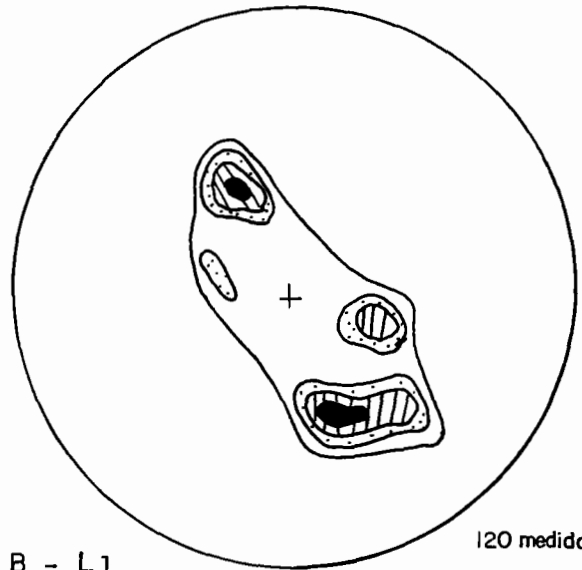


L2 tardia (lineação de estiramento nas faixas de cisalhamento no mgQ e mgAF)



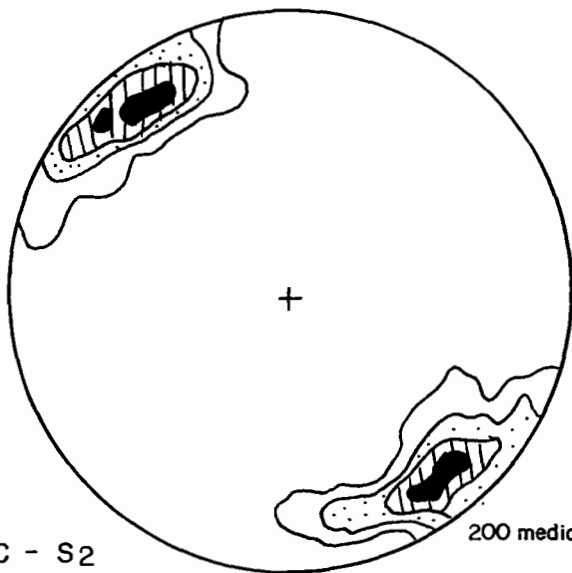
A - S1

120 medidas



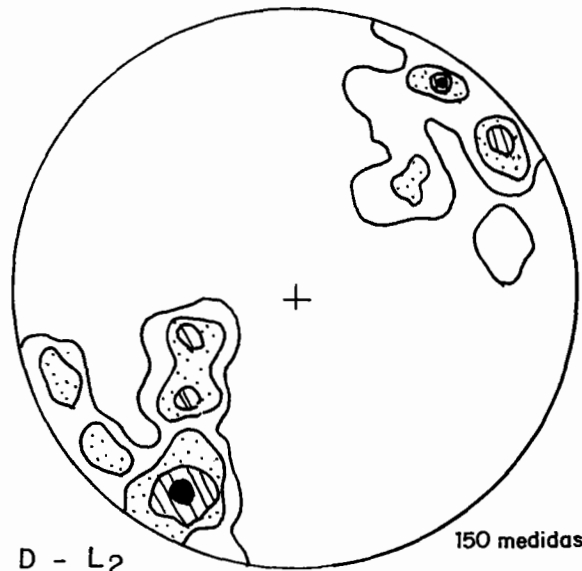
B - L1

120 medidas



C - S2

200 medidas



D - L2

150 medidas

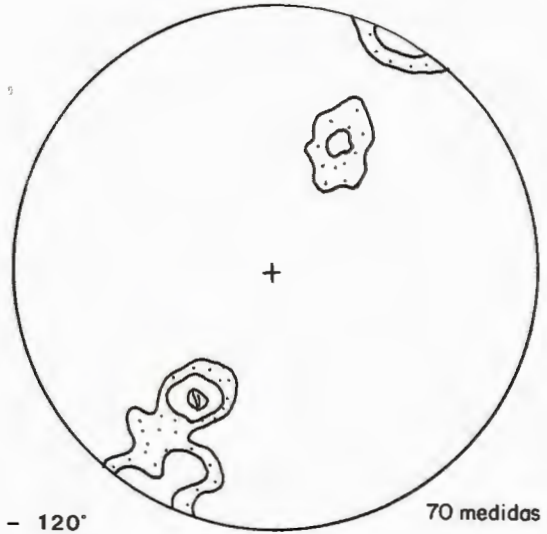
FIG. 6.48 DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA (R.S.SCHMIDT) DAS ATITUDES PLANARES E LINEARES DOS METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU.





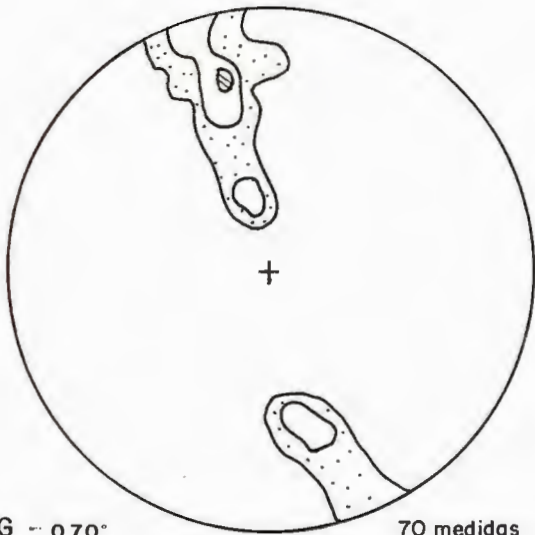
E - T<sub>2</sub>

150 medidas



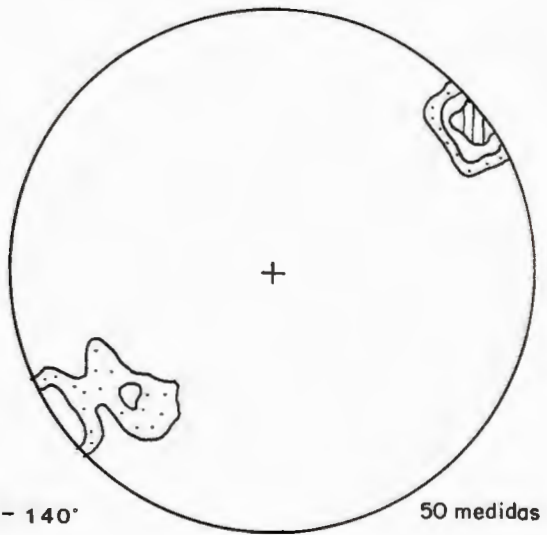
F - 120°

70 medidas



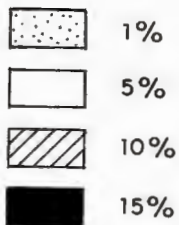
G - 070°

70 medidas

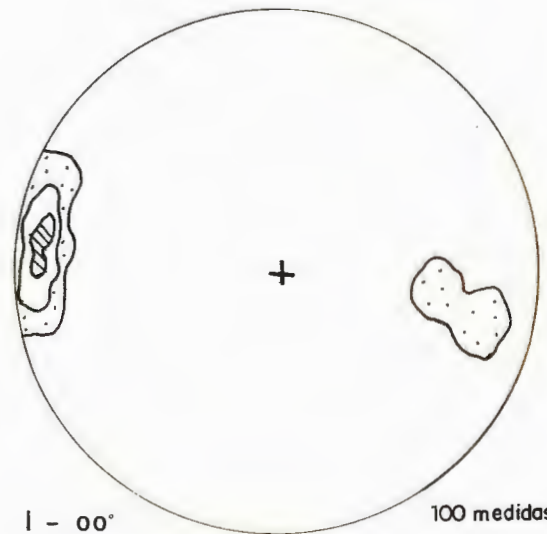


H - 140°

50 medidas

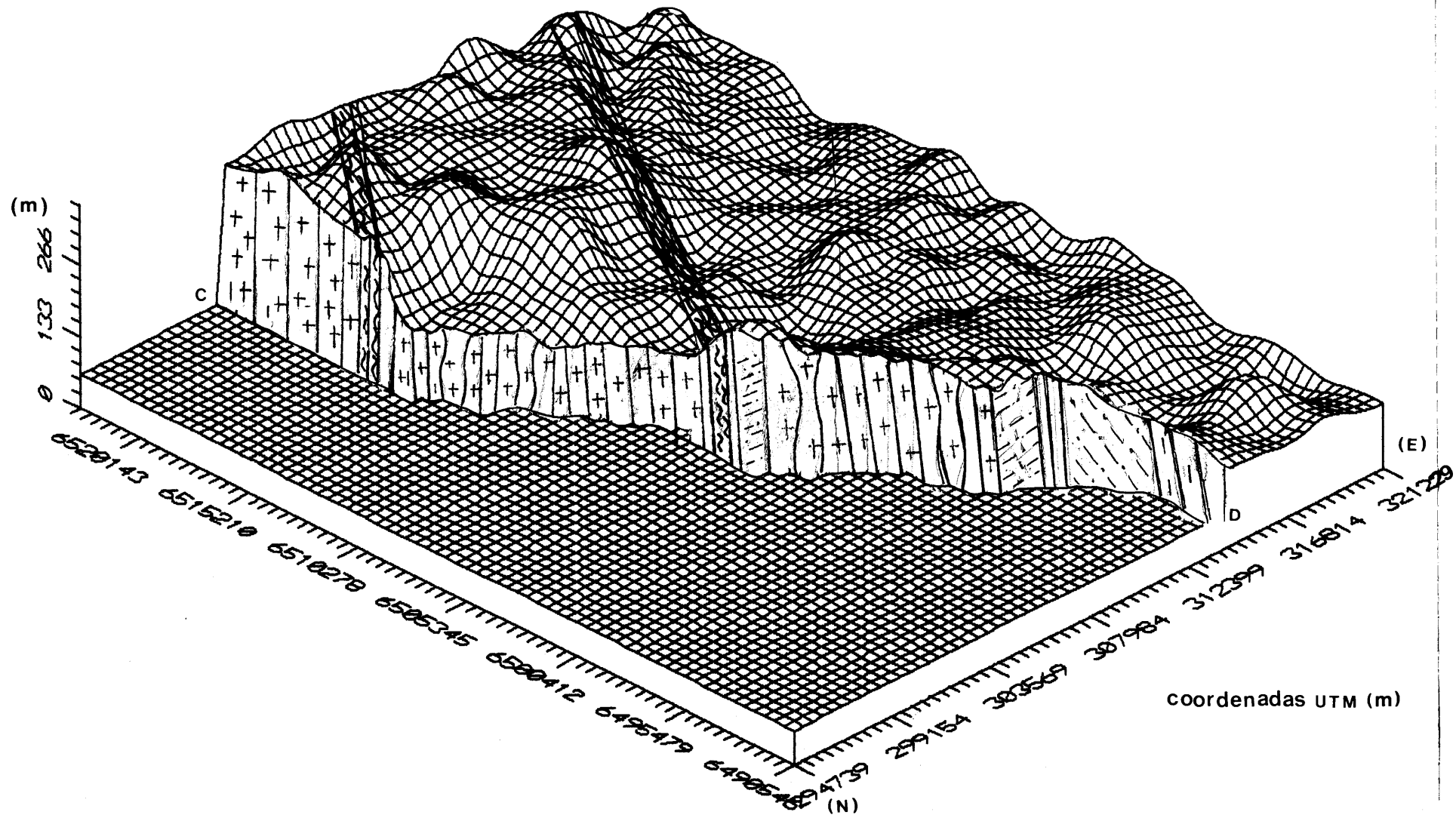


CONTINUAÇÃO DA Fig. 6.48



I - 00°

100 medidas



coordenadas UTM (m)

Fig. 6.49 Bloco diagrama C - D



PERFIL A - PERFIL DE DETALHE DE FAIXA DE MILONITO DO PERFIL E-D, CARACTERIZADO POR FEIÇÕES COM ALTA PRESSÃO DE FLUIDOS



percentagem cf. Fig. 848



PERFIL B - PERFIL DE DETALHE DA FAIXA DE MILONITO DO PERFIL C-D VARIACÃO DE PROTO A ULTRA MILONITO

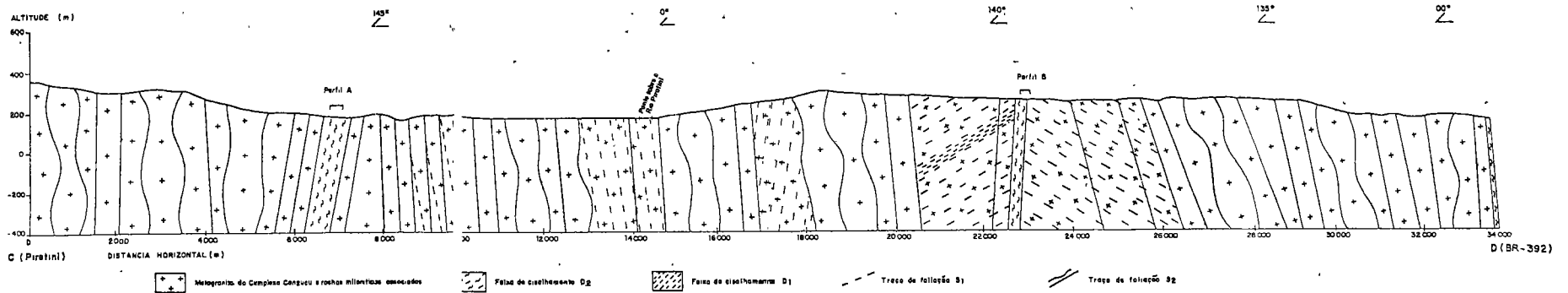
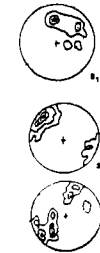


FIG 850 - PERFIL LONGITUDINAL DA RS-702 (PIRATINI) RETIRADO DO M DA FIG. 4.3 O TRACO DA FOLIAÇÃO ESTÁ CALCULADO COM O MERGULHO APARENTE EM RELAÇÃO A ATITUDE DA ESTRADA E O EXAGERO VERTICAL DE CINCO VEZES.

## 7. PETROGRAFIA

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

#### COMPLEXO GNAÍSSICO ARROIO DOS RATOS

GNAISSE G<sub>1</sub>

GNAISSE G<sub>2</sub>

MILONITO GNAISSE D<sub>1</sub>

FAIXAS DE MILONITOS E

FILONITOS D<sub>2</sub>

#### METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU

METAGRANITO FOLIADO

MILONITO-GNAISSE DA D<sub>1</sub>

MILONITO DA FASE D<sub>2</sub>

PROTOMILONITO

ORTOMILONITO

ULTRAMILONITO

#### METAGRANITO QUITÉRIA

METAGRANITO FOLIADO

FAIXAS DE MILONITOS

#### METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

METAGRANITÓIDES

MILONITOS

FILONITOS E QUARTZO MILONITOS

CERRO AGUDO

#### MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

#### DESCRIÇÃO DAS ESPÉCIES MINERAIS

QUARTZO

PLAGIOCLÁSIO

FELDSPATO ALCALINO

BIOTITAS

MICA BRANCA

MINERAIS ACESSÓRIOS PRIMÁRIOS E

SECUNDÁRIOS

#### METAMORFISMO

## 7. PETROGRAFIA

Estudos de microfábrica tem se tornado, progressivamente, ferramentas fundamentais na análise das condições ambientais sin-deformacionais das rochas, pois as microestruturas desenvolvidas durante o fluxo plástico são função direta do comportamento reológico das diferentes rochas. Com base em critérios microestruturais foi possível o reconhecimento e a caracterização da natureza ígnea e metamórfica das diversas feições apresentadas pelos metagranitóides intrudidos e/ou deformados nas zonas de cisalhamento  $D_1$  e  $D_2$ , regiões de Quitéria - Várzea do Capivarita e Piratini.

As rochas estudadas são caracterizadas petrograficamente, a seguir, respeitando a estratigrafia anteriormente estabelecida: Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, Metagranitóides do Complexo Canguçu, Metagranito Quitéria e Arroio Francisquinho. As características distintivas entre as diversas litologias são resumidas na tabela II.

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

#### COMPLEXO GNAISSICO ARROIO DO RATOS

O complexo gnáissico Arroio dos Ratos é uma associação de gnaisses e metagranitóides intimamente relacionados

individualizados por Fernandes *et al.* (1980) como G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub> e G<sub>3</sub>. São caracterizados petrograficamente, neste estudo, os gnaisses G<sub>1</sub> e G<sub>3</sub>.

#### GNAISSES G<sub>1</sub>

A composição do gnaisse G<sub>1</sub> é tonalítica a granodiorítica, onde finas bandas de biotita (1,0 a 2,0 mm de espessura) alternam-se com bandas de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino (2 cm, Fig. 6.1). Ocorrem também granada e apatita, e como produto metamórfico mica branca, epidoto, titanita e clorita.

A textura característica, nestas rochas é granoblástica poligonal, com os grãos assimétricos em muitas porções devido ao cisalhamento (Fig. 7.1). Os limites entre os minerais são irregulares a serrilhados devido a crescimentos secundários de quartzo com formas irregulares. A foliação milonítica (S<sub>1p</sub>) é marcada pela orientação de agregados de biotita e *ribbon* de quartzo.

O plagioclásio e feldspato alcalino têm formas irregulares, limites reativos e medem entre 0,5 e 2,0 mm de diâmetro. Apresentam-se bastante deformados, com maclas de deformação do tipo albita e microclínio, afetadas por pequenas *kinks* que encurvam-nas. Mirmequitos são abundantes no contato entre feldspato alcalino e plagioclásio. Nos locais de sombra de pressão assimétrica, destes grãos, cristaliza novas biotitas idioblásticas, orientadas com a foliação milonítica local. Epidoto é um mineral comum de se formar a partir do plagioclásio.

Novos grãos de plagioclásio e microclínio são freqüentes na matriz. Estes são bem mais límpidos que os clastos originais, têm formas arredondadas e limites retos ( $\phi$  0,1 a 0,2 mm). Apresentam feições como maclas de deformação, extinção ondulante e pequenas *kinks*.

O quartzo ocorre com formas vermiculares ou amebóides sobre os minerais ( $\phi$  0,5 a 2,0 mm), em alguns locais substituindo parcial ou totalmente os feldspatos. Estes grãos estão deformados, mostrando feições como extinção ondulante e bandas de deformação. Da união de diversos cristais vermiculares formam-se bandas irregulares de quartzo (Fig. 7.2).

Este modo de ocorrência do quartzo evidencia estágios bem avançados de segregação deste mineral, com um aumento na mobilidade da sílica.

As biotitas constituem mais de 20 % de rocha, apresentam uma forte orientação cristalográfica e estão intensamente deformadas. Os cristais apresentam uma coloração marrom avermelhada (típica das rochas estudadas na região de Quitéria-Capivarita) e medem 0,1 mm de comprimento.

Pequenas *kinks* e suaves ondulações são comuns nas biotitas e afetam os planos de clivagem (001). Os limites dos cristais são irregulares onde formam-se pequenos cristais de biotita, mica branca, titanita e alguma clorita.

## GNAISSES G<sub>9</sub>

O G<sub>9</sub> é um ortogneisse de composição granodiorítica com quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita. Como acessórios ocorrem granada, apatita e zircão e como produto das transformações durante a milonitização (metamórficas e/ou hidrotermais) ocorrem mica branca, epidoto, albita e minerais opacos.

A texturas milonítica dos gnaisses G<sub>9</sub> caracteriza-se por porfiroclastos de feldspato arredondados a alongados, circundados por bandas irregulares de biotita ou matriz quartzo-feldspática (Fig. 7.3).

O quartzo ocorre como porfiroclastos, pequenos cristais na matriz e como quartzo vermicular. Os porfiroclastos são alongados (1,0 mm) irregularmente contornando os grãos de feldspatos, apresentam-se recristalizados como novos grãos inequigranulares de limites serrilhados (aspecto de retalho). Na matriz, os novos grãos têm granulação muito fina ( $\phi$  1,0  $\mu$ ) ocorrendo com plagioclásio. O quartzo vermicular é abundante, ocorre com formas de "bolhas" sobre os demais minerais.

Os feldspatos são arredondados a alongados e medem 2,0 a 3,0 mm de diâmetro. Sombras de pressão e sombras de destruição assimétricas são muito comuns, preenchidas por um agregado quartzo-feldspático mal cristalizado e pequenos cristais de novas biotitas (Fig. 7.4). Os limites dos grãos são mais límpidos que o centro do cristal, devido a formação de subgrãos ou novos grãos.

O feldspato alcalino ocorre intensamente pertitizado, com



pertitas do tipo vênulas e barras (cf. Deer *et al.* 1981 e Spry 1976, Fig. 7.5a). Em contato com plagioclásio há formação abundante de mirmequitos (Fig. 7.6).

As microfraturas intragranulares nos feldspatos são as do tipo *microcracks*, podendo ocorrer menos freqüente as fraturas do tipo Flor (ver milonito-gnaissse  $D_1$  a seguir).

A biotita tem coloração marrom-avermelhada e tamanho médio de 1,0 a 1,5 mm. Esta possui, frequentemente, zonas de dilatação subparalelas ou oblíquas aos planos de clivagem (001), preenchidas por epidoto, quartzo, novas biotitas e mica branca. Pequenas *kinks* não penetrativas com eixos a alto ângulo com estes planos são comuns. Os limites dos cristais são bastante irregulares, podendo ocorrer recristalização de novas biotitas (menores) ou mica branca e clorita (Fig. 7.7).

Em determinadas regiões dos gnaisses  $G_9$  a concentração de biotita é bastante reduzida, formando uma rocha quartzo-feldspática mais leucocrática.

A seguir serão descritas as principais transformações mineralógicas e texturais dos ortognaisses para as rochas miloníticas geradas nas zonas de cisalhamento  $D_1$  e  $D_2$ .

#### Milonito-gnaissse $D_1$

O milonito gnaissse têm granulação média, ocorrendo faixas muito restritas de ultramilonitos. A foliação milonítica é bem marcada por *ribbons* de quartzo e *augen* de feldspato, sendo a

biotita um mineral muito raro.

O quartzo ocorre como *ribbons* contínuos e irregulares com espessuras variando de 0,5 a 5,0 mm, formando verdadeiras caudas que contornam os megacristais de feldspatos. Os *ribbons* apresentam-se frequentemente dobrados assimetricamente.

Os *ribbons* de quartzo mostram-se recristalizados com os novos grãos formando um mosaico de granulação muito fina ( $\phi$  2,0  $\mu$ ), com formas subpoligonais e limites próximos a 120°. Em algumas bandas dos *ribbons*, estes apresentam apenas extinção ondulante (Fig. 7.8).

O plagioclásio (oligoclásio, An<sub>15</sub> a An<sub>20</sub>) apresenta textura *augen*, com os grãos muito alongados tendendo a formar *ribbon* (Fig. 7.8). Está todo recristalizado com subgrãos e novos grãos poligonais ( $\phi$  2,0  $\mu$ ). O alongamento do grão ocorre por movimentos entre os subgrãos, que remodelam-no formando os *augen*.

O feldspato alcalino tem formas alongadas com os limites dos grãos decorados por um manto de novos grãos de microclínio, plagioclásio e quartzo (Fig. 7.10).

Nos feldspatos ocorrem fraturas curvas, convexas em relação ao centro do cristal, semelhantes a microestruturas do tipo Flor (Fig. 7.11). Também ocorrem fraturas de cisalhamento, de ângulos superiores a 70° com a foliação milonítica local. Estas fraturas estão preenchidas por uma fina matriz de quartzo mais albita e epidoto. A recristalização dos grãos avança a partir destas fraturas. Microclinização e formação de mirmequitos são frequentes e bem desenvolvidas (Fig. 7.6).

O epidoto aparece bem cristalizado e euédrico ( $\phi$  0,5 mm), formando-se a partir do feldspato. Podem ocorrer em finas bandas ou trilhas irregulares e descontínuas que medem 1,0 mm de espessura em média.

Nas faixas de mais alta deformação, formam-se ultramilonitos, com um bandamento bem pronunciado, alternando bandas de mica branca e "trilhas" de minerais opacos com bandas quartzo-feldspáticas, litoclásticas (Fig. 7.12).

As bandas de filossilicatos são formadas quase exclusivamente por mica branca, com epidoto e granada. Em algumas porções pode se formar uma mica branca bem cristalizada, com índices de refração mais altos (opticamente identificada como muscovita).

O feldspato alcalino está totalmente recristalizado, formando um mosaico poligonal (semelhante aos descritos por Simpson 1985), que evoluem a partir dos limites dos grãos (Fig. 7.13 e 13a). Os feldspatos podem se albitizar também a partir das pertitas, que ocorrem bastante desenvolvidas, do tipo em chama (Spry 1976) e substituição (Deer *et al.* 1981, Figs. 7.5b, c e 14).

Podem ocorrer litoclastos das bandas félsicas, alongados segundo a foliação milonítica, ou sendo digeridos por *ribbons* de quartzo.

As granadas apresentam um comportamento aparentemente rúptil frente a deformação  $D_1$ , mostrando feições muito variadas, sendo impossível identificar opticamente a possível origem (ou origens) pré, sin ou pós cinemática.

Algumas granadas não apresentam indícios de deformação, além de um leve arredondamento (Fig. 7.12). Os grãos estão freqüentemente fraturados e os fragmentos podem formar caudas de destruição (Fig. 7.15), ou formar verdadeiras trilhas subparalelas a foliação milonítica local. Outros grãos mostram limites irregulares e possuem caudas assimétricas mica branca e quartzo.

### Faixas de Milonitos e Filonitos $D_2$

Os milonitos  $D_2$  estão caracterizados na região por uma faixa de 1 Km de espessura composta por uma gradação de ortomilonitos a ultramilonitos com intercalações de quartzo-milonitos, que estão associados a faixas centimétricas de filonitos oblíquas a subparalelas aos milonitos de  $D_1$  (Fig. 6.7). Nas regiões de baixa deformação  $D_2$ , ocorre uma clivagem nos milonito-gnaisses (alta deformação  $D_1$ ) a alto ângulo com a foliação milonítica  $D_1$ , mostrando dissolução ao longo desta com formação de filossilicatos (Fig. 7.3).

Os milonitos mostram um bandamento pronunciado, onde micas de granulação muito fina alternam-se com *ribbons* quartzo-feldepáticos. As bandas escuras são compostas por agregados micrométricos de biotita e mica branca que circundam porfiroclastos de feldspato e litoclastos, conferindo um aspecto anastomosado à rocha.

O quartzo concentra-se em *ribbons* monominerálicos ou em finas bandas de uma matriz mal cristalizada com albita. Os *ribbons*

estão recristalizados, em novos grãos com bordas serrilhadas retangulares e alongados segundo ao comprimento maior do *ribbon*

Quartzo vermicular ocorre em abundância por todos os minerais.

Os feldspatos sofrem redução do tamanho de grão ( $\phi$  0,5 a 2,0 mm) têm texturas *augen* e sombras de pressão com quartzo, albita, biotita e mica branca. Estes estão parcial ou totalmente transformados em albita, quartzo ou epidoto e mica branca. Os novos grãos de albita reagem mais plasticamente à deformação com o desenvolvimento de maclas de deformação, subgrãos e limites recristalizados.

As faixas de ultramilonitos e filonitos têm coloração marrom-avermelhada e são milimétricas e centimétricas respectivamente. Os ultramilonitos caracterizam-se por uma concentração de filossilicatos muito finos e mal cristalizados (biotita e mica branca), onde ocorre finas bandas ou veios de quartzo e/ou albita. Os filonitos apresentam uma xistosidade bem marcada por biotita e mica branca podendo aparecer epidoto e minerais opacos.

Os quartzo-milonitos formam altos topográficos em relação aos milonitos. São rochas compostas por quase 100 % de quartzo com restos de feldspatos transformando-se em mica branca. O quartzo forma cristais grandes ( $\phi$  1,0 a 5,0 mm), com formas variadas e limites retos, mostrando extinção ondulante e bandas de deformação. A textura foi denominada de "textura em nuvens"

(Fig. 7.16).

#### METAGRANITÓIDES DO COMPLEXO CANGUÇU

A composição dominante dos metagranitóides é granodiorítica a monzogranítica, tendo como minerais essenciais quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e como acessórios titanita, alanita, zircão, apatita, granada, minerais opacos e muito raramente hornblenda.

A mineralogia metamórfica e/ou hidrotermal inclui albita, microclínio, quartzo, biotita, epidoto, mica branca, titanita, carbonato, clorita e minerais opacos.

Os granitóides apresentam uma foliação magmática e deformacional bem marcada por megacristais de feldspato alcalino e mais raramente plagioclásio e pela orientação irregular de agregados de biotita, além de uma lineação mineral definida pela orientação preferencial de megacristais de feldspato alcalino.

A fábrica destes metagranitóides é muito heterogênea e complexa, pois reúne feições atribuídas a processos magmáticos e metamórfico - deformacionais ( $D_1$  e  $D_2$ ). As feições magmáticas caracterizam-se por *schillieren* de biotita e entelhamento de megacristais de feldspato alcalino. As feições geradas por deformação no estado sólido e recristalização dinâmica incluem extinção ondulante, subgrãos e novos grãos (processos intracristalinos), bem como sombra de pressão e mantos de

recristalização nos limites de minerais como feldspatos (processos intercrystalinos). Ocorrem ainda zonas de alta deformação caracterizando as faixas miloníticas.

Com base nas diversas características texturais apresentadas pelos metagranitóides, estes foram divididos para fins descritivos em:

- metagranito foliado
- milonito-gnaiss da fase  $D_1$
- milonitos da fase  $D_2$

#### Metagranito Foliado

O metagranito foliado apresenta uma estrutura marcada por bandas irregulares de biotita, que contornam megacristais de feldspato alinhados (Fig.7.17a).

Apesar das feições não apresentarem indícios de deformação em escala mesoscópica, ao microscópio óptico observa-se a presença de subgrãos e/ou novos grãos em minerais como feldspatos, quartzo e biotita. Estes novos grãos ocorrem, preferencialmente, em posições onde a deformação é concentrada, como no limite dos grãos ou bandas de deformação, evidenciando o caráter dinâmico da recristalização.

O quartzo ocorre com formas irregulares a levemente alongadas ( $\phi$  0,6 a 5,0 mm). Seus limites são irregulares a serrilhados, onde formam-se pequenos subgrãos ( $\phi$   $2\mu$ ). As feições deformacionais mais comuns são extinção ondulante e bandas de deformação

frequentemente oblíquas a foliação milonítica. Nos limites das bandas de deformação formam-se trilhas de subgrãos (Fig. 7.18).

O quartzo ocorre também como vermículas ou bolhas bem arredondadas, medindo 0,5 mm, em minerais como feldspatos e biotita.

O feldspato alcalino ocorre como megacristais euédricos medindo de 1,0 a 3,0 cm de comprimento, ( $\phi$  máximo = 10 cm) e na matriz, como grãos irregulares que medem de 4,0 a 10 mm de diâmetro.

A feição mais comum no feldspato é extinção ondulante, podendo ocorrer raros subgrão ( $\phi$  1,0 mm). Em locais de alta deformação como nos limites dos grãos, observa-se maclas do microclínio e pertitas do tipo filetes ou vênulas (cf. Deer et al. 1981, Fig. 7.5a), muito finas subortogonais ao alongamento do cristal.

O plagioclásio ocorre na matriz e raramente como fenocristais. Os grãos são euédricos a subédricos com tamanho médio de 0,5 a 4,0 mm. Determinações ópticas indicam composição de oligoclásio ( $An_{10}$  a  $An_{24}$ ).

Feições como subgrãos são comuns no oligoclásio e ocorrem de tamanhos e formas variadas, bem como maclas de deformação. Os cristais podem apresentar pequenas dobras ou *kinks*, cujos eixos são subortogonais aos planos de macla (Fig. 7.19). Ao longo destes planos ocorre cristalização de epidoto e/ou mica branca.

Os limites dos grãos de feldspato alcalino e plagioclásio são



decorados por uma coroa de pequenos cristais ( $\phi$  40  $\mu$ ) de albita, biotita, epidoto e quartzo na forma de mirmequitos.

O plagioclásio pode ocorrer na forma de pequenos grãos euédricos ( $\phi$  < 0,1 mm) de composição albitica ( $An_{10}$  a  $An_0$ ). Estes novos grãos mostram extinção ondulante e maclas de deformação.

A biotita apresenta suaves dobramentos das lamelas e pequenas *kinks* não penetrativas, subortogonais aos planos de clivagem (001). Os limites dos grãos são irregulares e reativos, com cristalização de novas biotitas finas e rara mica branca. Estes novos minerais podem formar-se também ao longo de zonas de dilatação junto com quartzo, titanita e epidoto (Fig. 7.20 e 20a).

Minerais como titanita e alanita têm comportamento rúptil, respondendo a deformação através de fraturamentos.

#### Milonito - Gnaiss da Fase $D_1$

Os metagranitóides, afetados pela deformação  $D_1$ , formam espessas faixas miloníticas irregulares e descontínuas (devido a superposição da fase  $D_2$ ) de granulação média a grossa com forte bandamento regular e contínuo (Fig. 7.17b).

As bandas escuras podem variar de 0,5 a 15 mm de espessura e são constituídas de biotita fina, epidoto, mica branca e titanita. Os níveis félsicos medem em média 30 a 50 mm de espessura e são compostos de porfiroclastos bem arredondados a alongados de feldspatos envoltos por uma matriz de albita, microclínio, quartzo e micas e *ribbons* de quartzo.

Nestes gnaisses desenvolve-se uma outra foliação oblíqua a principal marcada por biotita e quartzo, podendo relacionar-se a um par S-C.

O quartzo ocorre, freqüentemente como *ribbons* descontínuos de espessuras variadas com tendências a contornar os porfiroclastos de feldspato. Estes apresentam-se recristalizados, com os novos grãos poligonais e os limites retos. Os novos grãos medem  $\phi$  0,2 mm e apresentam extinção ondulante (Fig. 7.21). Em locais onde concentra deformação, os *ribbons* tornam-se mais contínuos e homogêneos.

Os megacristais de feldspato alcalino são equigranulares arredondados e medem  $\phi$  0,5 a 5,0 mm. Maclas do microclínio são bem desenvolvidas, podendo atingir todo o grão. As pertitas podem variar de finas, tipo vênulas até pertitas tipo chama ou substituição (Spry, 1976 e Deer *et al.* 1981, Fig. 59.c). Sombras de pressão são freqüentes, principalmente do tipo  $\sigma$  (Passchier e Simpson 1986), preenchidas por quartzo, albita, biotita, mica branca e carbonato.

Os grãos de plagioclásio também são arredondados e equigranulares. Observa-se a formação de maclas de deformação, bem como *kinks*, subortogonais às maclas, com neoformação de epidoto ao longo do eixo. Internamente o grão divide-se em subgrãos, onde movimentos entre estes remodelam o grão, formando texturas *augen*.

Podem ocorrer fraturas de cisalhamento, a alto ângulo (mais de  $40^\circ$ ) com a foliação milonítica local, que são preenchidas por albita, epidoto, biotita, quartzo e mica branca.

As biotitas primárias estão parcial ou totalmente transformadas em novas biotitas finas, mica branca, titanita, epidoto e mais raramente clorita. Estas transformações ocorrem através de zonas de dilatação, subparalelas aos planos de clivagem (001), ou através dos limites das lamelas (7.22).

Na matriz há formação de lamelas de mica branca grandes e bem formadas ( $\phi$  1,0 mm). Estas apresentam feições de deformação como *kinks* e bandas de dilatação, preenchidas por pequenos cristais de mica branca e quartzo.

Em algumas porções os milonito-gnaisses apresentam um estágio bem avançado de segregação, onde alternam-se bandas micáceas com bandas de quartzo. Neste estágio, os porfiroclastos de feldspato praticamente desaparecem.

#### Milonitos da Fase $D_2$

Nas zonas de cisalhamento subverticais  $D_2$  são produzidas extensas faixas de rochas miloníticas com grande variação textural. No interior destas faixas observa-se uma progressão na deformação caracterizada por redução no tamanho dos grãos, estiramento mineral e forte desenvolvimento da foliação milonítica. Esta seqüência deformacional foi, portanto, estabelecida de forma puramente qualitativa.

No perfil B (Fig. 6.50) foi escolhida uma região que permitisse acompanhar gradacionalmente a evolução das transformações mineralógicas e texturas decorrentes do processo de

deformação, separando os milonitos em três domínios estruturais (cf. Wise et al. 1984): Protomilonitos, ortomilonitos e ultramilonitos.

A distribuição destes domínios, nas faixas, é bastante heterogênea podendo, por exemplo, ocorrer metagranitos lado a lado com ultramilonitos.

### Protomilonitos

Formação de matriz e diminuição no tamanho dos megacristais de feldspato caracterizam este estágio deformacional. A foliação milonítica é contínua e bem marcada, evoluindo para um bandamento centimétrico incipiente, onde alternam-se bandas quartzo-feldspática e bandas micáceas com trilhas de epidoto e titanita (Fig. 7.17c).

O quartzo torna-se mais alongado, porém com formas irregulares, pois tende a contornar os megacristais de feldspato. Os cristais mostram um arranjo de subgrãos e novos grãos com tamanhos e formas variadas ( $\phi$  0,04 mm) e contatos irregulares a serrilhados (Fig. 7.23). Menos frequentes são as bandas de deformação.

Em locais onde a ação de fluídos foi mais intensa os cristais de quartzo estão quebrados. Ao longo das fraturas forma-se matriz com pequenos cristais de quartzo e albita ( $\phi < 1\mu$ , Fig. 7.24). É característico, nestes locais, que os grãos de quartzo apresentem recuperação formando porfiroblastos de quartzo.

As feições mais comuns nos feldspatos, deste estágio de deformação, são geradas por microfraturamento e microquebramento (*microcracking*), onde as fraturas não obedecem planos cristalográficos preferenciais). As fraturas são preenchidas por uma fina matriz de albita, quartzo, feldspato alcalino, biotita, epidoto, mica branca e carbonato (Fig. 7.25 e 26).

Nos megacristais de feldspatos alcalino próximo as fraturas, nota-se uma maior concentração de maclas de microclínio, bem como o desenvolvimento de pertitas que tornam-se progressivamente espessas (Fig. 7.26). Ao longo dos planos de clivagem ou fraturas cristaliza mica branca. Cristais de epidoto ( $\phi$  0,7 mm), albita e quartzo formam-se comumente a partir do plagioclásio. Estes desenvolvem-se ao longo das fraturas ou de outras descontinuidades como *kinks* e subgrãos formados anteriormente.

As biotitas tornam-se progressivamente mais alongadas formando estruturas *fish*, podendo ocorrer ainda caudas de destruição com novas biotitas finas, mica branca e titanita. Os limites dos cristais são irregulares ou escalonados (Fig. 7.27).

Transformações minerais, da biotita original para biotita mais fina, mica branca e titanita, são comuns e ocorrem ao longo dos planos de clivagem (001) dilatados ou limites das lamelas.

Neste domínio, minerais como oligoclásio, biotita e feldspato alcalino mostram desequilíbrio, produzindo albita, mica branca, epidoto, titanita e carbonato.

Ortomilonitos

Os ortomilonitos caracterizam-se por uma forte lineação de estiramento mineral marcada por *augen* de feldspato e *ribbons* de quartzo. O bandamento é bem pronunciado e contínuo, onde bandas de mica branca e biotita fina ou trilhas de epidoto, titanita e opacos alternam-se com bandas de quartzo (Fig. 7.17d).

Há uma diminuição no volume e redução no tamanho dos grãos de feldspato ( $\phi$  0,4 a 1,0 mm), neste estágio, onde estes encontram-se espalhados nas bandas de micas.

O quartzo ocorre como *ribbons*, com agregados recristalizados irregulares e contatos serrilhados, onde a orientação cristalográfica dos novos grãos é subparalela a foliação milonítica local. Estes novos grãos evoluem para agregados poligonais com contatos retos e sem orientação cristalográfica preferencial. Os *ribbons* podem conter intercalações de bandas muito finas ( $1,0 \mu$ ) de material micáceo. Dobras assimétricas podem se desenvolver nas bandas de quartzo, e foram utilizadas como indicadores cinemáticos (Fig. 7.29).

Os fragmentos de feldspato alcalino e plagioclásio, gerados no estágio protomilonítico, sofrem rotação tornando-se arredondados a alongados com sombra de pressão.

Os clastos de plagioclásio encontram-se totalmente transformados em albita, enquanto os de feldspato alcalino, a partir da evolução das pertitas, encontram-se parcialmente albitizados (Fig. 7.5c).

As biotitas primárias são ausentes nos ortomilonitos,

observa-se novas biotitas finas com mica branca, epidoto e titanita em bandas milimétricas.

### Ultramilonitos

Os ultramilonitos caracterizam-se pela redução acentuada no volume e tamanho dos feldspatos, bem como pelo desenvolvimento de um bandamento anastomosado bem pronunciado. (Fig. 7.17 e 28). Estas rochas de granulação muito fina apresentam caracteristicamente dois tipos distintos, informalmente divididos em ultramilonitos I e II.

Os ultramilonios I possuem coloração preta a preta esverdeada e ocorrem apenas nas faixas de alta deformação ( espessura em cm). São constituídos por bandas de quartzo de granulação muito fina (< 0,1 mm) alternadas com bandas micáceas formadas por mica branca, alguma biotita fina e por trilhas de epidoto e titanita. Estas bandas são mais abundantes que as quartzosas dando um aspecto xistoso a rocha.

Os *ribbons* de quartzo são constituídos de pequenos novos grãos poligonais, sem orientação cristalográfica preferencial (Fig. 7.28). Estas bandas podem apresentar estruturas como *pinch-and-swell* e boudins.

O quartzo também pode recristalizar a partir da matriz, formando um único megacristal com formas irregulares tendendo a *augen* ( $\phi$  0,3 mm), feições como extinção ondulante são comuns. Os raros grãos de albita observadas apresentam diâmetros inferiores

a 0,4 mm e formas regulares arredondadas. Não possuem orientação preferencial, ocorrendo aleatoriamente na matriz. Muitos destes clastos estão totalmente transformados em mica branca, permanecendo apenas o contorno do grão original.

Alguns cristais euédricos e bem formados de epidoto ( $\phi$  0,15 mm) e mica branca ( $\phi$  0,05 mm) destacam-se na matriz muito fina.

Os ultramilonitos II distinguem-se do tipo I por apresentarem porfiroblastos de quartzo e feldspato.

Estas rochas ocorrem no campo na forma de faixas medindo de 3,0 a 10 m de espessura com contatos bruscos com os granitos ou como faixas centimétricas que gradacionam para os estágios proto e ortomiloníticos. Estas são caracteristicamente bordões com lentes máficas centimétricas a métricas, e micáceas *sliakensides* (Fig. 7.30 e 31).

Os ultramilonitos II têm granulação muito fina e compacta, predominando minerais quartzo-feldspático a minerais micáceos, como no ultramilonito I, fazendo com que o tipo II seja mais duro e menos foliado, facilmente confundido com diques riolíticos.

O tipo II é constituída por uma matriz muito fina de quartzo e feldspato com biotita, epidoto e mica branca. As lentes máficas são constituídas de biotita e epidoto com rara mica branca (Fig. 7.17 e 7.32). Frequentemente ocorrem litoclastos dos metagranitóides medindo de 5,0 a 10 mm. Estes últimos são constituídos essencialmente por agregados quartzo-feldspáticos de granulação grossa intensamente deformados (Fig. 7.33). O quartzo mostra-se totalmente recristalizado com novos grãos poligonais ou,



muito freqüente, na forma de mirmequitos no contato de feldspato alcalino e plagioclásio (Fig. 7.33). Os grãos de feldspato mostram *kinks*, subgrãos, pertitas e são normalmente substituídos por quartzo e carbonato.

Na matriz há crescimento de cristaloblastos de quartzo, atribuído a fenômenos de blastese. O cristal desenvolve-se a partir dos pequenos grãos de quartzo da matriz ou substituem os litoclastos ou porfiroclastos de feldspato. Todos os estágios de substituição dos feldspatos por quartzo podem ser observados, freqüentemente na presença de carbonato (Fig. 7.34 e 35). Estes porfiroblastos de quartzo tem formas arredondadas com sombra de pressão de quartzo, biotita, mica branca e carbonato (Fig. 7.36) ou formas alongadas tipo *augen* assimétricos com sombra de pressão, preenchida por subgrãos de quartzo (Fig. 7.37). Estes novos grãos apresentam extinção ondulante e bandas de deformação.

O feldspato alcalino e o plagioclásio ocorrem de duas maneiras: como porfiroclastos ou como porfiroblastos. Os porfiroclastos tem formas alongadas a quadráticas com sombras de pressão que mostram rotações de mais de  $90^{\circ}$ . Estes apresentam-se deformados e parcialmente transformados em mica branca. Os porfiroblastos são cristais idioblásticos, poiquiloblásticos contendo muitas inclusões da matriz (Fig. 7.38).

O carbonato é um mineral muito importante, no ultramilonito II pois denuncia a ação de fluidos com  $\text{CO}_2$ , ocasionando aumento da mobilidade da sílica e conseqüente crescimento dos porfiroblastos de quartzo. Esse mineral ocorre em vários estágios progressivos da deformação; nas sombras de pressão dos porfiroclastos de

feldspatos, nos litoclastos do metagranito, como produto hidrotermal, em sombra de pressão dos porfiroblastos de quartzo, ou na forma de veios preenchendo fraturas. Estas últimas medem 10 mm de espessura e não possuem um padrão regular, correspondendo possivelmente a fraturas hidráulicas, semelhantes as descritas por Ramsay (1980).

#### METAGRANITO QUITÉRIA

A composição é monzogranítica a granodrotítica com os megacristais de feldspato perfazendo 30 % do volume da rocha. Os minerais essenciais são feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita e os acessórios zircão e apatita. A mineralogia secundária inclui albita, microclínio, quartzo, mica branca, epidoto e clorita.

Embora o metagranito apresente-se inteiramente deformado, pode ser dividido, para fins descritivos, em domínios distintos de intensidade deformacional (Fig. 7.39 a-c):

- Metagranito Foliado
- Faixas de Milonito

#### Metagranito Foliado

O metagranito apresenta uma foliação ( $250^{\circ}; 50^{\circ}$  NW) bem marcada por níveis de biotita irregulares, que contornam fenocristais euédricos de feldspato alcalino e, menos freqüente, plagioclásio. A lineação mineral é definida pela orientação de

megacristais de feldspato.

O quartzo possui formas irregulares medindo 0,1 a 2,0 mm apresenta extinção ondulante e bandas de deformação. Subgrãos e novos grãos são freqüentemente observados próximo ao limite dos cristais (Fig. 7.40). Os novos grãos apresentam formas subpoligonais, tamanhos constantes ( $\phi$  20  $\mu$ ) e contornos lobados e serrilhados.

O quartzo ocorre também como inclusões arredondadas, vermiculares nos feldspatos (Fig. 7.41).

Os megacristais de feldspato alcalino medem 3,0 cm, em média, são euédricos e mostram, invariavelmente, maclas de Carlsbad. Apresentam *kinks-bands* que dividem simetricamente os dois indivíduos maclados. Pertitas do tipo filetes cortam o cristal a aproximadamente 45° com a foliação local (em lâmina delgada). Nova geração de *kinks-bands* deformam as pertitas, conferindo-as um aspecto sigmoidal (Fig. 7.42).

Em regiões de mais alta deformação, próximo ao limite dos grãos, formam-se maclas do microclínio, tornando o cristal mais límpido nestes locais (devido a transição ortoclásio-microclínio, Fig. 7.43).

Contornando os megacristais de feldspato ocorre um manto de reação destes com a matriz formando um agregado poliminerálico fino ( $\phi$  2  $\mu$ ) de albita, biotita, mica branca, epidoto e quartzo na forma de mirmequitos (Fig. 7.43 e 43a).

Os fenocristais, discordantes da foliação principal, têm um

grau de deformação e recristalização maior (evidenciando pela recristalização, nos limites dos grãos, e pelas maclas de microclínio).

O plagioclásio (oligoclásio,  $An_{25}$  a  $An_{35}$ ) tem tamanhos variáveis entre 0,5 a 6,0 mm e ocorrem raramente como fenocristais. Tem formas irregulares alongadas com limites lobados e reativos, principalmente em contato com o feldspato alcalino, onde mirmequitos são formados.

Como feições de deformação, o plagioclásio mostra extinção ondulante e muitos subgrãos de tamanhos variados e formas irregulares, com limites retílineos (Fig. 7.44). Estes apresentam maclas de deformação que podem ser afetadas por *kinks* ou dobras suaves com eixo a alto ângulo com os planos de macla. Maclas do microclínio podem ocorrer, mas são restritas (Fig. 7.41).

A biotita é um mineral varietal de cor castanho-claro-avermelhado, que forma agregados lamelares, definindo a foliação principal do Metagranito Quitéria. O tamanho médio dos cristais é de 1,0 a 2,0 mm e os limites entre as lamelas são retos, por vezes escalonados. Inclusões de zircão e apatitas são comuns.

Pequenas *kinks*, não penetrativas, deformam os planos de clivagem (001) das biotitas, com eixo a alto ângulo com estas. Zonas de dilatação também são freqüentes, preenchidas por pequenas novas biotitas ( $\phi$  30  $\mu$ ), mica branca ou quartzo.

## Faixas de Milonitos

Nas estreitas faixas de alta deformação, o Metagranito Quitéria apresenta uma foliação milonítica bem marcada por *augen* de feldspato, bandas de mica e *ribbons* de quartzo. Essa foliação evolui para um bandamento milimétrico rico em micas e quartzo-feldspáticas nas porções ultramiloníticas. Ocorre uma redução no tamanho de grão e arredondamento dos porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio (Figs. 7.39 b e c ).

Com o aumento da deformação os agregados de quartzo tornam-se progressivamente mais alongados com formas lenticulares e inteiramente recristalizados. Em direção ao centro das faixas miloníticas, os grãos (já bastante alongados) unem-se formando *ribbons* de quartzo. Os novos grãos e subgrãos, no interior das bandas, são sub-retangulares com limites lobados a serrilhados (Fig. 7.45).

O quartzo ocorre também em finas bandas ou veios descontínuos, medindo  $40 \mu$  de espessura concordantes ou não com a foliação milonítica local. Quartzo vermicular é abundante sob a forma de gotas (semelhante a mirmequitos) e cristaliza por todos os demais minerais.

Os porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio apresentam redução no tamanho de grão, através de microfraturamento e/ou microquebramento (Fig. 7.46, 7.47). Os fragmentos separam-se e sofrem rotação progressiva tornando-se mais arredondados ou alongados. Nestes *augen* são comuns sombras de pressão, formadas por albita, quartzo, epidoto, mica branca e

clorita.

No feldspato alcalino, as pertitas evoluem para as do tipo chama e substituição (Fig. 7.5 b e c), bem como aumenta o desenvolvimento de maclas do microclínio. Estas feições evoluem até a plena substituição do ortoclásio por albita ou microclínio.

As mudanças minerais características deste estágio deformacional incluem a transformação de oligoclásio em pequenos cristais ( $\phi$  0,3 mm) de albita e epidoto. Estas ocorrem a partir dos limites dos grãos, planos de clivagem, maclas ou microfraturas.

A biotita está parcial ou totalmente transformada em pequenos cristais de clorita e mica branca. Esta transformação ocorre ao longo dos planos de clivagem, limites das lamelas e zonas de dilatação.

Nas faixas de ultramilonitos (5,0 mm de espessura) as micas ficam restritas a finas bandas (0,3 mm de espessura) de clorita, mica branca e epidoto.

#### METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

O metagranito Arroio Francisquinho consiste em uma associação complexa de sienos a monzogranitos leucocráticos. Os minerais essenciais, deste granito, são quartzo, feldspato alcalino, muscovita e plagioclásio e os minerais acessórios são biotita, turmalina, apatita, granada, zircão e minerais opacos.

As transformações metamórficas e hidrotermais incluem a formação de mica branca, microclínio, quartzo, granada, turmalina e minerais opacos.

Embora todos os corpos graníticos desta unidade apresentem-se intensamente deformados, esta deformação é bastante heterogênea e à semelhança da classificação proposta por Fernandes *et al.* (1990, p. 123), pode ser dividida (para fins descritivos) em domínios de características estruturais e texturais distintas, quais sejam (Fig. 48a-c):

- Metagranitóides

- Milonitos

Filonitos e quartzomilonitos Cerro Agudo

#### Metagranitóides

Estas rochas apresentam uma variação textural muito grande. São leucogranitos deformados e metamorfisados nas zonas de cisalhamento transcorrentes ( $D_2$ ).

Os metagranitóides caracterizam-se por apresentar uma foliação milonítica bem desenvolvida marcada pela orientação de muscovita, biotita ou turmalina e pelo estiramento de quartzo e feldspatos. Com orientação geral NE ( $250^\circ; 50^\circ W$ ) os veios de pegmatitos e graisen, especialmente associados a estes granitóides mostram deformação variável.

A textura destes granitóides é de fina a média com tamanho de grãos entre 1,0 e 3,0mm. Os limites entre os cristais são lobados

a serrilhados (Fig. 7.48a).

O quartzo tem formas irregulares, com grãos medindo entre 0,8 a 1,0mm. As feições de deformação mais frequentes são extinção ondulante e bandas de deformação. Nos limites dos grãos ou das bandas de deformação ocorrem pequenos subgrãos ( $\phi$  1,0  $\mu$ ).

O feldspato alcalino sofre microclinização progressiva e nos locais onde ocorrem maclas de microclínio o grão é mais límpido e com maior potencial de recristalização (Fig. 7.49). O desenvolvimento de pertitas, do tipo filetes ou vênulas, é intenso.

O plagioclásio com composições de oligoclásio possui extinção ondulante e subgrãos, que de tamanho e formas variadas. A rotação entre os subgrãos é indicada pela descontinuidade das maclas. No contato entre feldspato alcalino e plagioclásio formam-se mirmequitos com formas globulares ou filetes.

Megacristais de muscovita ( $\phi$  até 3,0mm) são abundantes (identificada opticamente) e as feições mais comuns, são microfaturas tipo *microcracks*, com cristalização de pequenos grãos de mica branca ao longo destas. Zonas de deformação (*kinks*) e zonas de dilação podem ocorrer, com formação de mica branca, quartzo e minerais opacos ao longo desta última. Os limites dos grãos são irregulares a reativos (Fig. 7.50).

A biotita apresenta a mesma coloração avermelhada observada no metagranito Quitéria e complexo gnáissico Arroio dos Ratos. Os cristais têm limites retos e medem de 0,2 a 1,5 mm de comprimento. São pequenos cristais que ocorrem associados a muscovita e



turmalina.

As turmalinas estão invariavelmente afetadas por fraturas de extensão. Os fragmentos separam-se ao longo da foliação milonítica formando trilhas.

### Milonitos

Nas faixas de milonitos é possível acompanhar progressivamente o aumento da deformação, onde foram caracterizados três estágios distintos: protomilonito, ortomilonito, e ultramilonito.

### Protomilonitos

Estas rochas possuem uma foliação milonítica marcada pelo alongamento de cristais de muscovita e feldspato, bem como bandas irregulares de mica. Redução no tamanho dos grãos e aumento da proporção relativa da matriz são igualmente evidentes. Observa-se o desenvolvimento incipiente de um bandamento alterando micas e quartzo (Fig. 7.48b).

A principal característica do estágio protonilonítico é a formação de muscovita *fish* (Fig. 7.51). São porfiroclastos alongados, assimétricos, oblíquos à foliação milonítica local e limites retos a escalonados. Os planos de clivagem (001) mostram-se arqueados. Zonas de dilatação, subparalelas à clivagem, são preenchidas por mica branca e quartzo.

O quartzo forma agregados subpoligonais alongados que evoluem para *ribbons* em locais onde a deformação é mais intensa. Os novos grãos que se formam têm tamanhos e formas variadas freqüentemente alongados subparalelos ao *ribbon*. Esses apresentam extinção ondulante e subgrãos muito pequenos ( $\phi$  1,0  $\mu$ ), decorando os limites dos cristais.

As feições características do feldspato alcalino e plagioclásio, neste estágio de deformação são microfraturas de cisalhamento e *microcracks* (sem orientação cristalográfica principal). O fraturamento é responsável pela drástica redução no tamanho dos grãos. Nos limites dos fragmentos ocorre cristalização de mica branca muito fina ( $\phi$  10 a 20 $\mu$ , Fig. 7.52).

As pertitas do tipo vênulas, descritas nos metagranitóides, evoluem para as do tipo substituição, modificando a proporção de feldspato alcalino-albita (Fig. 7.5c).

A turmalina tem comportamento rúptil em todos os estágios informacionais. A biotita original desaparece e novas biotitas concentram-se nas bandas de micas.

#### Ortomilonitos

Neste estágio desenvolvem-se uma forte superfície do tipo S-C, onde a foliação S é bem marcada por muscovita *fish* e *augen* de feldspato, enquanto a superfície C é marcada pela orientação de mica branca e *ribbons* de quartzo (Fig. 7.48c e 51).

O bandamento torna-se bem pronunciado, neste estágio, com

níveis ricos em micas e quartzo concentrado em *ribbons* ou em veios. O quartzo vermicular é muito freqüente neste estágio.

O quartzo *ribbons* está completamente recristalizado, com os novos grãos ocorrendo de formas subpoligonais a retangulares muito pequenas ( $\phi$  2,0  $\mu$ ).

O plagioclásio ocorre na forma de pequenos *augen*, que formam-se, provavelmente, por deslizamento entre os planos de clivagem ou macla, evidenciados pelos limites escalonados de grãos.

O feldspato alcalino apresenta pertitas do tipo substituição, evoluindo para feições onde pedaços de feldspato são progressivamente envoltos por um cimento de albita, até a transformação completa deste (semelhante aos descritos por Debat *et al.* 1978, Fig. 7.54). Estes novos grãos de albita são mais moles (*weak*) deformando-se mais ductilmente.

A muscovita *fish* começa a apresentar feições de desequilíbrio, como diminuição nos índices de refração e limites de grãos reativos, formando mica branca muito fina.

Nos ortomilonitos, com excessão da turmalina, os minerais apresentam comportamento plástico durante a deformação.

#### Ultramilonitos

Os ultramilonitos são faixas restritas, verde-esbranquiçadas, que se caracterizam pela presença de um bandamento anastomosado,

com intercalações de bandas ricas em mica e quartzo-feldspáticas (20 e 60 $\mu$  de espessura respectivamente, Fig. 7.48d e 7.55). A redução de tamanho de grão é marcante com extensa formação de matriz principalmente em locais de mais alta deformação onde, os porfiroclastos desaparecem, sendo a rocha constituída de 100 % de matriz.

Os *ribbons* de quartzo ocorrem como finas bandas contínuas e anastomosadas (espessura de 10  $\mu$ ). Os novos grãos são muito pequenos ( $\phi < 1,0 \mu$ ) e a tendência é não apresentar orientação cristalográfica preferencial.

Os grãos de albita têm o seu tamanho muito reduzido, com boa parte deles transformando-se em filossilicatos. As albitas ocorrem nessas bandas micáceas, são equigranulares e sem orientação preferencial.

Desaparece a muscovita *fish*, e a mica branca concentra-se na matriz com quartzo e albita ou nas bandas micáceas com alguma clorita.

#### Filonitos e Quartzomilonitos Cerro Agudo

Os filonitos e quartzomilonitos tem formas alongadas segundo a direção NE e medem 1,5 km de espessura. Estes corpos têm continuidade física com a principal zona de cisalhamento  $D_2$  na região de Quitéria-Capivarita (cf. Fernandes *et al.* 1990 p. 123 e Fig. 4.4). São rochas constituídas por uma alternância métrica a centimétrica de quartzomilonitos maciços e micáceos, filonitos com

mica branca, biotita e quartzo e filonitos a granada. Intercalados nesta seqüência ocorrem *pozs* de vários tamanhos do metagranito Arroio Francisquinho.

A aparência xistosa a bandada, desta seqüência no campo, fez com que esta tenha sido confundida, anteriormente, com xistos e quartzitos de origem sedimentar (Tessari e Picada 1966, Fragoso Cesar *et al.* 1986, UFRGS, 1988).

### Filonitos

Nas porções filoníticas a xistosidade dessas rochas é fina e bem marcada pela orientação de micas. A coloração varia em tons de cinza-amarronzado, cinza-esverdeado e preto. Quando alterados apresentam tonalidades amareladas e avermelhadas.

A textura predominante é a lepidoblástica, ocorrendo também granoblástica poligonal e *ribbon* nas bandas quartzo-feldspáticas (Fig. 7.56).

A rocha é composta por mica branca, biotita, quartzo e feldspato (restrito), podendo ocorrer granada, turmalina, mica branca, clorita e minerais opacos gerados provavelmente por processos hidrotermais.

As bandas micáceas são compostas por biotita e mica branca. As lamelas destes minerais estão extremamente alongadas com os limites irregulares a difusos. Feições como *kinks* muito pequenas são comuns. Em algumas porções destas bandas, ocorrem concentrações de granadas com coloração marrom-avermelhada e

diversos tamanhos ( $\phi$  0,5 mm a 2,0 cm) circundadas pela xistosidade (não estão deformadas).

Nas bandas quartzosas, os *ribbons* estão todos recristalizados. Os novos grãos são subpoligonais com os limites retos a serrilhados. O feldspato está parcial ou totalmente transformado em filossilicatos.

### Quartzomilonitos

Os quartzomilonitos têm granulação fina a média ( $\phi$  1,0 mm) e coloração branca leitosa a amarronzada. A xistosidade está condicionada à quantidade variável de minerais micáceos, ocorrendo quartzomilonitos maciços e foliados.

Estas rochas são compostas por quartzo, mica branca e turmalina. Os feldspatos são restritos, sendo substituídos por quartzo de granulação muito fina ao longo dos planos de fraturas ou de clivagem.

O quartzo forma *ribbons*, onde os novos grãos são irregulares com contatos serrilhados ( $\phi$  médio de 0,6 mm). Apresentam extinção ondulante e pequenos subgrãos ( $\phi$  2,0  $\mu$ ) nos limites dos grãos. Nas porções localizadamente monominerálicas, o quartzo pode crescer coalescendo vários pequenos cristais com aspecto de "nuvens", semelhante à textura que ocorre nos quartzomilonitos do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fig. 7.16).

A mica branca ocorre intercalada aos *ribbons*, subparalela à

xistosidade local. Esta forma-se, provavelmente, a partir dos feldspatos, biotita e muscovita originais.

A turmalina ocorre invariavelmente subparalela a xistosidade principal, medindo 0,5 a 1,0 mm de comprimento. Ocorrem ainda, fraturas de extensão subperpendicular ao alongamento do grão, boudinando-o.

### MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

As investigações microestruturais dos processos de deformação têm-se constituído num elemento de importância vital para a análise cinemática, dinâmica e reológica das rochas (Knipe, 1989). As observações naturais e experimentais das rochas deformadas em conjunto com mapeamentos de campo e modelamentos teóricos dos processos deformacionais, têm levado ao reconhecimento das microestruturas e características dos diferentes mecanismos de deformação, que operam durante os eventos tectónicos. As texturas e microestruturas, desenvolvidas em diferentes campos de *stress* têm auxiliado na interpretação da evolução e movimentação das zonas de cisalhamento, bem como tem sido reconhecida a importante interação entre deformação, metamorfismo e ação dos fluidos (Beach, 1980; White *et al.* 1980, Etheridge *et al.* 1983, Kerrich 1986 e Bell e Rubenach 1986).

O *softening*, em termos mecânicos, pode ser expresso como a redução do *stress* necessário para deformar uma rocha à taxas constantes de *strain* ou por um aumento na taxa de *strain* em condições de *stress* constante. Nas zonas de cisalhamento,

provavelmente ocorra a combinação de ambos fenômenos (White *et al.* 1980).

O *strain softening* pode ocorrer através de vários processos. Nas rochas graníticas estudadas, estes parecem ter sido: (1) trocas no mecanismo de deformação; (2) *softening* geométrico; (3) *softening* de reação; (4) *softening* químico e efeito de fluidos.

(1) Comumente a recristalização, em zonas de cisalhamento, reduz o tamanho do grão, propiciando a mudança do mecanismo de deformação de intra para intercristalino;

(2) o *softening* geométrico está relacionado às mudanças de orientação dos grãos (sob *shear stress*), que rotam ou reorientam-se em direções onde o deslizamento é mais fácil;

(3) o aumento de ductilidade da rocha, gerado por reações metamórficas têm sido discutido por White e Knipe (1978). Estas reações auxiliam no incremento do *strain softening*, transformando minerais resistentes a deformação, como feldspato, em agregados, como quartzo e micas, com grãos menos resistentes e sem energia de *strain*;

(4) a presença de fluidos nos poros pode reduzir, significativamente, a resistência da rocha, por efeitos mecânicos levando a cataclase, ou efeitos físico-químicos, aumentando a ductilidade. Neste caso, os fluidos catalisam as reações químicas, servindo como meio de transporte dos íons, auxiliando a recristalização.

A presença de água, na estrutura do cristal, também promove um enfraquecimento deste, conhecido como *hydrolytic weakening*, pois as ligações entre os grupos Si-OH são pontes de hidrogênio,



mais fracas que as ligações Si-O, podendo ser facilmente rompidas (Grigg, 1967).

O que condiciona a atuação deste ou daquele mecanismo de deformação, na rocha, é função do grande número de variáveis ambientais e litológicas existentes. Os mecanismos de deformação operam através de processos de plasticidade cristalina, difusão e fraturamento (Fig. 7.1).

A plasticidade cristalina caracteriza-se pelo acúmulo de *strain*, preferencialmente, por processos intracristalinos, como movimento das deslocações e formação de maclas mecânicas, e por processos intercristalinos como deslizamentos intergranulares (*grain boundary sliding*).

O movimento das deslocações, dentro do cristal, é controlado por sua estrutura interna e por inúmeras impurezas e defeitos cristalinos presentes.

Em condições de baixas temperaturas, a deformação ocorre, preferencialmente, por processos de *dislocation glide*, onde os movimentos das deslocações são confinados em determinados planos de *slip*. Este processo pode levar a *dislocation tangles*, restringindo o movimento das deslocações e promovendo o *strain hardening* (Tullis 1983). As microestruturas características deste estágio deformacional são extinção ondulante e bandas de deformação.

Em altas temperaturas, atuam processos com *dislocation climb* (movimento das deslocações, fora dos planos *slip*, por captura ou emissão de defeitos pontuais (cf. Tullis 1983)) e *cross-slip*

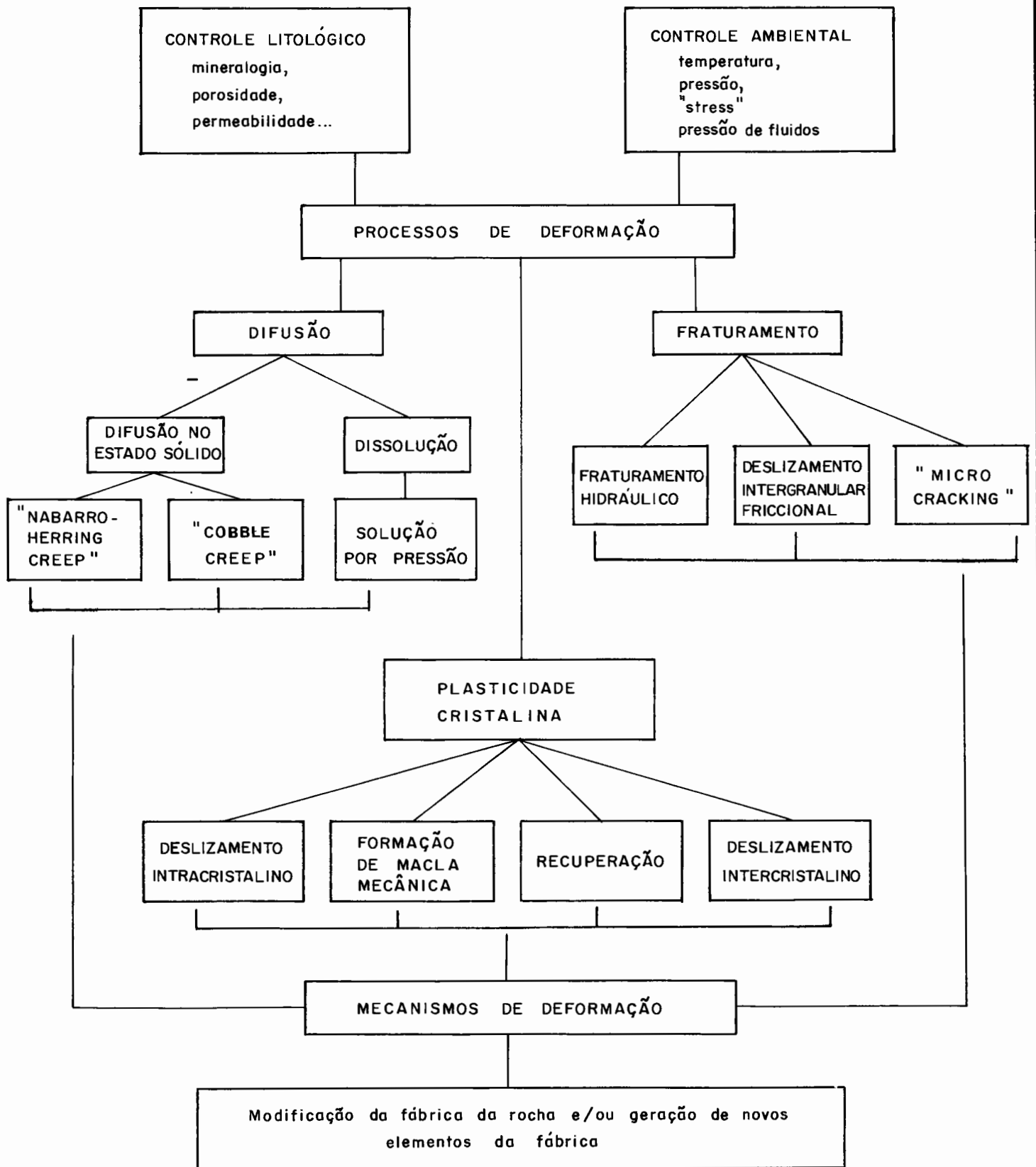


FIG. 7.1. - FLUXOGRAMA ILUSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE CONTROLE AMBIENTAL E LITOLÓGICO COM PROCESSOS DURANTE A DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS (Modificado de Knipe, 1989).

(relacionado as *dislocation screw*, cf. Knipe 1989). Os processos de recuperação, também são ativados termalmente e ajudam a reduzir o *work hardening*, promovendo uma maior ductilidade da rocha.

A atuação em conjunto de *dislocation glide* e *climb* com processos de recuperação chama-se de *dislocation creep*. Estes processos podem gerar microestruturas características como: (a) subgrãos, que são porções do cristal original individualizadas, por reorganização das deslocações e formam limites com ângulos menores que  $10^\circ$  entre si (Urai *et al.* 1986); (b) novos grãos, nucleados por processos de recuperação dinâmica, associados a rotação de subgrãos (acima de  $10^\circ$ ) ou *bulge nucleation*.

Minerais como biotita, muscovita e feldspato apresentam nucleação por *bulging*.

A nucleação por *bulding*, necessita somente de uma parede de alto ângulo com o grão original, (como por exemplo os limites das *kink-bands*) formados durante a deformação, isto é, a formação de subgrãos não é necessária. Flutuações locais entre a densidade das deslocações, em ambos os lados dos limites de grão, causam protuberâncias (*bulges*) neste, que podem atuar como núcleos para recristalização de novos grãos. Este tipo de nucleação ocorre a temperaturas mais baixas que por *climb dislocation* e formação de subgrão (Vernon 1985).

A formação de maclas mecânicas está associada a necessidade da rocha de liberar energia de *strain* interna, acumulada pelos movimentos de deslocações, e ocorre principalmente nos cristais com baixa simetria e poucos planos de *slip*, onde os deslizamentos

tornam-se difíceis (Tullis 1983). A deformação por maclas mecânicas, envolve pequenas quantidades de cisalhamento simples na direção paralela ao plano de composição (*glide plane*) da macla (Vernon 1965).

A deformação por *grain boundary sliding* envolve deslizamentos entre as bordas dos grãos, sem perda de coesão. É um processo, que provavelmente, não ocorre sozinho, necessitando de difusão e/ou *dislocation creep* para acomodar a deformação. Os deslizamentos intergranulares tornam-se mais importantes com a redução de tamanho de grão (estágio orto e ultramiloníticos), gerando um pronunciado *strain softening*, aumentando a ductilidade da rocha. É neste estágio da deformação cisalhante, que caracteriza-se o comportamento superplástico dos milonitos unindo a atuação de processos de difusão e deslizamentos intergranulares (Boullier e Gueguem, 1975, Schmid et al. 1977). Contudo, o conceito de super plasticidade é originário da metalurgia, e dada a sua complexidade torna-se difícil caracterizá-la petrograficamente (Vauchez 1990).

A deformação pode induzir a difusão e transferência de material das zonas de *stress* perpendiculares aos limites de grão, para zonas de mais baixo *stress*. A força motora da difusão é dependente da variação no potencial químico da rocha, que por sua vez é induzido por variações de *stress*, gradiente de pressão de fluidos ou variações na energia de *strain* intracristalina.

Os processos de difusão podem ser divididos em três tipos, relacionados principalmente aos locais de atuação da difusão: Nabarro-Herring *creep*, *cobble creep* e dissolução.

Quando a difusão do material é essencialmente dentro do grão (*lattice diffusion*) o processo é chamado de Nabarro-Herring creep. Este fenômeno resulta da combinação do aumento de difusividade dos átomos com os movimentos das deslocações, propiciado pela energia da deformação. O movimento das deslocações pode acelerar a difusão, atuando como pequenos tubos, que auxiliam o transporte dos íons através do cristal (*pipe diffusion* - Vernon, 1976). Os núcleos das deslocações (*dislocation core*) são desordenados, devido a difusão. O núcleo é bordejado por uma outra camada de deslocações, onde a difusão é mais lenta, contudo mais rápida que através da estrutura cristalina sem densidade de deslocações (Elliott, 1973). A difusão intracristalina é um importante processo deformacional em condições de altas temperaturas.

Quando a difusão ocorre, essencialmente nos limites dos grãos é denominada de *cobble creep*. A energia de ativação para a difusão intergranular é menor do que para a difusão intragranular. *Cobble creep* pode ser um importante processo de deformação a temperaturas mais baixas que as necessárias para *Nabarro-Herring creep* (Poirier, 1985). *Diffusional creep*, tanto intra como intergranular é geralmente acompanhada de *grain boundary sliding* (McClay, 1977).

A dissolução (*pressure solution*) é definida como um processo de transferência de massa por difusão intergranular, em presença de uma fase fluida, respondendo a gradientes de *stress* ao redor do grão (Elliott 1973; Beach 1979; Rutter, 1983). O gradiente de potencial químico, estabelecido por fatores como pressão de fluidos, *strain*, *stress shear* e heterogeneidades da deformação, dirige a dissolução, por *pressure solution*, causando a remoção do

material de locais de alta deformação para locais mais protegidos, onde o *strain* é menor. A presença da água, nas regiões de dissolução, desestrutura-as, aumentando consideravelmente as razões de difusão.

Dissolução e transferência de massa têm sido associadas a processos deformacionais sob condições de baixos graus metamórficos (McClay, 1977; Kerrich *et al.* 1977), contudo Bell *et al.* (1989) associa também a condições de mais alto grau metamórfico.

Os processos de fraturamento são muito importantes, principalmente nos estágios protomiloníticos, sendo responsáveis pela redução de tamanho de grão dos porfiroclastos de feldspatos.

As fraturas podem estar restritas a escala intragranular, com a matriz deformando-se por processos, eminentemente dúcteis; podem ser do tipo hidráulicas; ou caracterizar a deformação dos estágios finais de movimentação das zonas de cisalhamento.

Os processos de fraturamento podem ser divididos em *frictional grain boundary sliding*, *microcracking* e fraturamento hidráulico.

A deformação por *frictional grain boundary sliding* envolve deslizamentos intra e intergranulares e inicia quando há perda de coesão e fricção entre os grãos ou planos de *slip* do grão. Este processo pode ser mais efetivo por abaixamento da pressão confinante e aumento da pressão de fluidos. As fraturas de cisalhamento nos feldspatos, ou fraturas nas *kinks* das micas podem ser explicadas por perda de coesão nos planos de *slip* (Knipe,

1989).

A formação de *microcracks* envolve a nucleação, propagação e deslocamento, ao longo das novas superfícies criadas, durante a deformação. A fragmentação do material, em conjunto com rotação, associado a *grain boundary sliding* e dilatação podem constituir os processos de cataclase (Wise *et al.* 1984). O fraturamento hidráulico é discutido no item quartzo, a seguir.

#### DESCRIÇÃO DAS ESPÉCIES MINERAIS

As rochas, representativas de cada domínio estrutural, mostram uma heterogeneidade de microfábrica muito grande, podendo ocorrer, numa mesma lâmina delgada, microestruturas características de vários domínios. Isto evidencia o caráter heterogêneo da deformação e a sua dependência, não somente da intensidade do *stress* aplicado, mas também da estrutura cristalina e da química dos diversos minerais constituintes, de suas concentrações, dos diferentes mecanismos de deformação, que atuaram sobre estes, e das variações nas condições metamórficas. Com base nisto, cada espécie mineral é analisada, separadamente, nos granitos e nos diversos estágios deformacionais  $D_1$  e  $D_2$  dos milonitos. As características específicas de cada mineral nas diversas rochas estudadas são apresentadas a seguir.

## QUARTZO

### Nos Metagranitóides

O quartzo ocorre, nos metagranitos, como grãos irregulares a levemente alongados, com os limites serrilhados, onde formam-se pequenos novos grãos. Extinção ondulante e bandas de deformação são comuns, e em locais de mais alto *strain* ocorrem subgrãos e novos grãos (Fig. 7.18, 23 e 40). O quartzo aparece também vermicular, como bem arredondadas por cima dos feldspatos e biotita (Fig. 7.41).

Feições microestruturais como extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos evidenciam a atuação dos processos de recuperação-recristalização dinâmica durante a deformação do quartzo. Estes processos ocorrem por mecanismos de plasticidade cristalina (*intracrystalline creep*), ou seja, por movimentos de deslocamentos (*dislocation process*, White 1977 e 1979).

Recuperação e recristalização visam reduzir o excesso de deslocamentos e defeitos acumulados na estrutura cristalina dos grãos deformados, diminuindo conseqüentemente a energia de *strain* intracristalina (*intracrystalline strain energy*, White 1977).

Com o aumento da deformação a evolução ideal das microestruturas é da extinção ondulante, para as bandas de deformação e destas para subgrãos. A extinção ondulante é resultado de um arqueamento no retículo cristalino do quartzo, gerado por rotações e/ou deslizamentos internos induzidos por *constrained flow*. Este arqueamento é acomodado por um aumento na densidade das deslocamentos. Pelos efeitos da recuperação algumas



deslocações (as geometricamente desnecessárias) são eliminadas e outras tendem a arranjar-se em planos ou paredes com mais baixa energia de *strain*. Neste estágio formam-se as bandas de deformação e, quando as paredes possuem desorientações detectáveis opticamente, formam-se subgrãos (White, 1977).

### Recuperação-recristalização

A recuperação e recristalização são processos intimamente relacionados, contudo mostram diferenças marcantes, pois a recuperação é responsável pela formação de subgrãos, mas não aparecem novos grãos. É com a recristalização, que os novos grãos sem energia de *strain* (*new strain free grain*) recuperam parcial ou completamente suas propriedades reológicas. Devido a heterogeneidades da deformação estes dois processos costumam ocorrer simultaneamente, fazendo com que um grão, ou parte deste, recupere-se enquanto outra parte recristaliza. Ambos processos contribuem para a redução na energia de *strain* intracristalina simultaneamente (White, 1977).

### Nucleação

A recristalização do quartzo, nos metagranitóides estudados, ocorre por dois processos distintos: recuperação e nucleação. Por recuperação, como discutido acima, os novos grãos originam-se por migração dos limites dos subgrãos, a altos ângulos (acima de  $10^\circ$ ).

Feições como recristalização de novos grãos, nos limites dos

grãos, ou nos limites das bandas de deformação, evidenciam processos de nucleação que ocorrem por mecanismos de difusão (*diffusion creep*). Estas microestruturas mostram, claramente, que a transferência de massa ou difusão ocorreu por dois caminhos distintos (cf. Vauchez, 1990):

- Difusão ao longo dos limites de grãos (*cobble creep*),
- Difusão ao longo das paredes de deslocamentos e limites de subgrãos (é um tipo de *Nabarro-Herring creep*).

A difusão é mais fácil e mais intensa nos limites de grãos, pois estas regiões concentram grandes quantidades de defeitos cristalinos. Este processo é também chamado de *bulging* ("embarrigamento") (Vauchez, 1980).

A recristalização dinâmica, tanto por recuperação como por nucleação torna-se importante principalmente por dois fatores, podendo ocorrer *strain softening* em ambos:

- Produz grãos sem energia de *strain* intracristalina, evitando o *strain hardening* e o fraturamento;
- pode trocar o mecanismo de deformação que acompanha a recristalização, se houver redução no tamanho de grão.

Quartzo vermicular, presente, invariavelmente, em todos os metagranitóides estudados, denuncia os primeiros estágios de segregação metamórficas do quartzo, que podem ocorrer por mecanismos de *pressure solution*, nos metagranitóides deformados a baixas temperaturas, ou por difusão no estado sólido, como no gnaisse G<sub>1</sub>.

## Nos Milonitos

Com o aumento da deformação, os agregados de quartzo, nos milonitos, tornam-se progressivamente mais alongados, com formas lenticulares, e inteiramente recristalizados. Em direção ao centro das faixas miloníticas, os grãos, já bastante alongados, segregam em bandas formando os *ribbons* de quartzo.

Internamente, os *ribbons* de quartzo são constituídos por grãos que podem aparecer arranjados de diversas maneiras, dependendo da rocha, da deformação ser  $D_1$  ou  $D_2$  ou do tipo de milonito formado. Estes *ribbons* serão descritos a seguir e classificados conforme Boullier e Bouchez (1978):

- O primeiro tipo descrito é o mais comum e caracteriza-se por apresentar um agregado de novos grãos de tamanhos e formas variáveis freqüentemente alongados paralelamente ao comprimento maior do *ribbon*. Apresentam-se deformados com extinção ondulante e bandas de deformação e os limites dos grãos são irregulares a serrilhados com formação de subgrãos e novos grãos de tamanho muito pequeno. Corresponde ao tipo 1 (cf. Boullier e Bouchez *op. cit.*). Estes *ribbons* são observados nos milonitos  $D_2$  do Complexo Canguçu, nos milonitos do metagranito Quitéria e nos quartzomilonitos do metagranito Arroio Francisquinho (Fig. 7.29, 45, 53).

O *ribbon* tipo 1 forma-se tipicamente, por deformação plástica e recristalização dinâmica, onde o principal processo atuante é a recuperação, ou seja rotação progressiva dos subgrãos. Este processo é confirmado também pelo fato dos novos grãos não

apresentarem uma orientação cristalográfica constante e bem marcada (Boullier e Bouchez, *op. cit.*).

- O segundo tipo de *ribbon* apresenta agregados de grãos regulares, poligonais e retangulares, com limites retos, formando textura granoblática com junções triplíceis a  $120^\circ$ . Estes grãos podem sofrer uma grande diminuição de granulação com o avanço da deformação, formando bandas de material muito fino e sem orientação cristalográfica preferencial. Ocorrem freqüentemente intercalados com bandas de filossilicatos de granulação muito fina e correspondem ao tipo 2A e algumas vezes 2B (Boullier e Bouchez 1978). Estes *ribbons* ocorrem, preferencialmente, nas rochas deformadas pela zona de cisalhamento  $D_1$  como os milonito-gnaisses do gnaiss  $G_3$  e os milonito-gnaiss  $D_1$  do Complexo Canguçu (Fig. 7.8, 21).

*Ribbons* deste tipo formam-se por mudanças nos mecanismos de deformação, passando a atuar processos como deslizamentos intercristalinos (*grain boundary sliding*) que são compostos por uma associação de movimentos relativos entre grãos vizinhos e difusão (*grain soudary diffusion* ou *cobble creep*).

Esta mudança de mecanismos intra para inter cristalino pode ser evidenciada por feições como: grãos poligonais a retangulares, limites de grãos regulares, tamanho de grão progressivamente menor, intercalações com bandas de micas. Provavelmente as bandas de filossilicatos, que aparecem paralelas aos *ribbons*, ou mesmo entre os pequenos novos grãos, inibam o crescimento do grão de quartzo durante a recristalização dinâmica, produzindo uma rocha mais fraca (*weaker*), se o mecanismo de deformação dominante for

deslizamento entre os limites de grãos (White 1979).

Contudo, feições de deformação, que são descritas em alguns grãos, mostram que os movimentos das deslocações ainda têm um papel importante na deformação do quartzo.

- Neste último tipo de *ribbon*, os novos grãos são grandes com formas irregulares a alongadas. Mostram-se deformados, apresentando extinção ondulante, bandas de deformação e limites serrilhados. Correspondem ao tipo 4 (Boullier e Bouchez 1978) e são característicos dos gnaisses  $G_1$  (Fig. 7.2). Os *ribbons* concentram-se em bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas de filossilicatos.

O tamanho do grão evidencia que a recristalização dinâmica pode ter ocorrido à temperaturas mais elevadas ou a taxas de *stress* menores, permitindo o crescimento do grão. Processos de *annealing* poderiam ser responsáveis por incrementos deformacionais posteriores. Esta questão será melhor abordada no item metamorfismo.

As descrições apresentadas dos diversos tipos de *ribbons* são idealizadas, ou seja, os diversos tipos descritos podem aparecer misturados nas diferentes rochas, representativas dos diversos estágios deformacionais, caracterizando a deformação heterogênea em zonas de cisalhamento.

Outras microestruturas características que ocorrem no quartzo dos granitóides estudados são:

- aumento da proporção de quartzo vermicular com o aumento da deformação milonítica na maioria das rochas estudadas;

- porfiroblastos de quartzo, no ultramilonito II do Complexo Canguçu, em presença de carbonato (Fig. 7.35, 36 e 37);

- fraturas no quartzo (*craks*), preenchidas com a matriz nos protomilonitos do Complexo Canguçu, que estão na faixa de cisalhamento do perfil A (Fig. 7.24), caracterizada por ter sofrido um grande aporte de fluidos (denominada de faixas distensivas).

Estas feições específicas, juntamente com as características das regiões onde são encontradas, salientam a importância para estudos mais aprofundado sobre a importância dos fluidos nestas zonas de cisalhamento (Gomes *et al.* em prep.).

#### O Papel dos Fluidos

O papel dos fluidos em zona de cisalhamento tem chamado atenção sobremaneira dos geólogos estruturais, principalmente nas últimas décadas (Beach 1976,1980; Kerrich *et al.* 1977, 1984; McCaig 1984; Etheridge *et al.* 1983; Kerrich 1986; Fyfe 1986; Losh 1989).

Quando o comportamento da rocha é rúptil, a água pode ter um papel puramente mecânico, promovendo pressão nos poros, ou facilitando a abertura das fraturas e sua movimentação. A água pode ter ainda um efeito químico adicional de *stress corrosion* (Grigg, 1967).

Em zonas de cisalhamento dúcteis o papel dos fluidos é, sem dúvida nenhuma, aumentar o *strain softening*. Três processos

principais contribuem para este aumento:

- expansão adiabática dos fluidos (água)
- *hydrolytic weakening* (enfraquecimento hidrolítico)
- *softening* de reação

- O transporte adiabático, da água ascendendo na crosta, resulta num moderado aquecimento do fluido, podendo contribuir para o aumento da temperatura local, atingindo valores acima dos gradientes geotermiais pré-existentes nas rochas por onde os fluidos atravessem (Ramsay 1980, Beach 1976).

- *Hydrolytic weakening* é o enfraquecimento dos minerais como quartzo, devido a entrada de água em sua estrutura.

Experimentos em laboratórios metalúrgicos (Grigg 1967, Tullis *et al.* 1979, Alm 1979, Kirby e McCormick 1979) tem concluído que mesmo em pequenas quantidades a água tem sido encontrada nos minerais e atua severamente no comportamento reológico destes como quartzo, pois a resistência (*strenght*) de um cristal de quartzo natural é reduzida em uma ordem de magnitude com a entrada de água na estrutura, hidrolisando e facilitando a quebra das fortes ligações Si-O durante os movimentos das deslocções (Grigg 1967).

- *Softening* de reação são as mudanças químicas e mineralógicas decorrentes da interação da rocha com o fluido, gerando minerais menos resistentes (White *et al.* 1980).

As transformações minerais mais características em zonas de cisalhamento envolvem processos de hidratação e a quantidade de água requerida para produzir a escala do metamorfismo é muito grande. A natureza hidrotermal do metamorfismo em zonas de

cisalhamento demonstra a importância da interação fluido-rocha. A estabilidade mineral, sob estas condições, não é dependente apenas das variáveis convencionais de P,T,  $P_{H_2O}$ , mas é muito suscetível a trocas nas atividades dos íons, na fase fluida (Beach 1980).

Os fluidos podem mover-se nas rochas por difusão (transporte de pequenas quantidades e em pequenas distâncias) nos limites dos grãos ou por fraturamento hidráulico. Para este ocorrer é preciso que a pressão de fluidos diminua o *stress* normal do sistema, ou seja, que a pressão de fluidos permaneça igual ou maior que a pressão litostática (Bach 1976; Ramsay 1980).

Ramsay (1980) descreve rochas com fraturas formadas "elasticamente" pelo mecanismo de *crack-seal*, estas são preenchidas por material cristalino formando veios de extensão que, ciclicamente fraturam e são preenchidos. Este mecanismo ocorre a temperaturas acima do fácies xistos verdes, em ambientes onde a solução por pressão (*pressure solution or stress induced chemical transfer*) é comum. O mecanismo que leva a *tensile fracture* é o fraturamento hidráulico.

O quartzo vermicular descrito anteriormente, está provavelmente relacionado a segregação deste mineral por solução por pressão, pois com o aumento da mobilidade da sílica os cristais de quartzo podem ser dissolvidos e precipitados novamente como quartzo vermicular. Os porfiroblastos, que ocorrem nos metagranitóides do Complexo Canguçu provavelmente estão relacionados com o aumento da mobilidade e ductilidade do quartzo em presença de fluidos, principalmente contendo  $CO_2$  (discutido a seguir na descrição dos carbonatos). As fraturas nos grãos de



quartzos podem se formar de maneira semelhante a fraturas hidráulicas.

Evidentemente, estas conclusões são puramente empíricas (a partir das feições observadas), necessitando para a sua confirmação estudos de inclusões fluidas e isótopos de oxigênio e hidrogênio.

## PLAGIOCLÁSIO

### Nos Metagranitos

O plagioclásio oligoclásio nos metagranitos estudados (Complexo Canguçu, metagranito Quitéria e metagranito Arroio Francisquinho) é idioblástico. Apresenta limites lobados e reativos, principalmente em contato com feldspato alcalino (Fig. 7.19, 44).

O plagioclásio mostra feições como extinção ondulante, maclas mecânicas, *kink bands*, subgrão e bandas de segregação. Estas microestruturas evidenciam a atuação de mecanismos intracristalinos (plasticidade cristalina) como *mechanical twinning*, *dislocation creep* e *strain-enhanced diffusion*.

### Formação de Maclas Mecânicas

A formação de macla mecânica (*mechanical twinning*) é um processo muito importante na deformação dos plagioclásios, na medida em que estes minerais apresentam baixa simetria e

conseqüentemente poucos sistemas de *slip*, dificultando o movimento das deslocações (Tullis 1983; Bell et al. 1989).

A formação de macla mecânica consiste em um cisalhamento simples da estrutura cristalina do grão (Tullis 1983). As maclas são difíceis de nuclear em cristais sem deslocações, formando-se comumente em regiões de concentração de *stress* como limites de *kinks*, limites de grãos ou fraturas.

As maclas mecânicas, que se formam nos plagioclásios, seguem as leis da macla da albita, onde o plano de *twin glide* é (010), e a macla periclina (bem menos freqüente), com o plano de *twin glide* na secção rômbrica e a orientação variando com a composição química e estado estrutural dos plagioclásios (Tullis 1983). Estas têm terminações "em cunha" e são restritas a porções do grão (onde o *stress* é maior).

#### *Dislocation Creep*

*Dislocation creep* é um mecanismo que combina deslizamentos intracristalinos (*glide* e *climb dislocation*) com recuperação.

Os deslizamentos intracristalinos tornam-se mais fáceis nos plagioclásios, a altas temperaturas, pois, quando comparados aos metais (onde *dislocation creep* foi descrito pela primeira vez; Poirier 1985), os plagioclásio possuem célula unitária maior, maior anisotropia, menor simetria estrutural, deslocações mais complexas, além das ligações iônico-covalente resultarem em uma estrutura muito mais resistente. Por estes motivos, somente a

temperaturas mais elevadas esta resistência estrutural pode ser quebrada, gerando planos que facilitem o deslizamento (Gandais, Marshall et. al. 1977, Tullis 1983, et al. 1984, Yund e Tullis 1989).

Os processos de recuperação nos plagioclásios são inibidos a baixas temperaturas ( $\leq 500^{\circ}\text{C}$ ), pois o estado estrutural dos cristais é ordenado (em relação as ligações Si-Al), podendo formar-se uma super-estrutura cristalina (superlattice-White 1975). Acima destas temperaturas de ordem-desordem ( $> 500^{\circ}$ ) ocorre recuperação nos plagioclásios. Excessão é feita para a albita, que não forma super-estrutura cristalina, podendo mostrar evidências de recuperação a baixas temperaturas (White, 1975; Tullis, 1983).

### Recuperação

A recuperação pode ocorrer de duas maneiras principais, nos plagioclásios (cf. Vernon, 1975):

(a) migração dos limites das bandas de deformação ou *bulging*;

(b) formação de subgrãos.

(a) O desenvolvimento das bandas de deformação está associado à formação de *kinks bands* que afetam, invariavelmente, as maclas mecânicas, deformando os planos (010).

As *kinks* apresentam tamanhos variados desde 0,02 a 0,3 mm, formas tendendo a lenticulares e limites geralmente serrilhados.

Observa-se em alguns destes limites a evolução de um processo de *bulging* (ou embarrigamento), onde há migração de porções dos limites das *kinks* em detrimento de outras, tornando-o arqueado e formando nestes locais pequenos subgrãos, ou novos grãos como quartzo e epidoto.

Além das *kink bands* que são um conjunto de pequenas *kinks*, (Vernon 1978) ocorrem dobras suaves arqueando as maclas mecânicas dos grãos originais (Fig. 7.19).

(b) Os subgrãos que formam-se nos plagioclásios têm diversos tamanhos e formas variadas. Observam-se rotações entre estes pelas descontinuidades deixadas entre as linhas de maclas (Figs. 7.44 e 44a), contudo a formação de novos grãos, por este processo, não é muito efetiva.

#### Difusão Intracristalina

Mantos de recristalização são formados ao redor dos grãos de plagioclásio, constituídos por novos grãos de plagioclásio (quase albítico, determinação óptica), biotita, epidoto e/ou feldspato alcalino e/ou mica branca e quartzo na forma de mirmequitos (Fig. 7.44). Estes mantos são semelhantes ao tipo 1M descrito por Hanmer (1982).

Os teores cada vez menores de anortita dos novos grãos de plagioclásio, sugerem que parte dos processos de recristalização tenham se dado por difusão (*strain enhanced diffusion*), pois o decréscimo no teor de anortita está relacionado a um decréscimo na

energia química livre (White, 1975). O excesso de Ca e Al produzidos pela conversão de oligoclásio em albita, pode ser removido por *pipe diffusion* (Poirier 1985), onde os íons são transportados por movimentos das deslocações, para os limites dos grãos ou bandas de deformação, contribuindo para a formação de epidoto (White 1975).

As feições de recristalização, descritas acima, são restritas às posições de alto *strain* no grão, como bandas de deformação, bandas de segregação e limites de grão. A energia de *strain* interna dos grãos parece ter-se aliviado através de recristalização, mais por nucleação do que por recuperação.

Ainda restritas ao interior dos grãos de plagioclásio observam-se bandas de segregação (conforme as descritas por Hanmer 1982 ou *tension gashes* conforme Debat *et al.* (1978) preenchidas por quartzo, que podem apresentar contornos retos ou aspecto suturado e irregular, albita, mica branca e epidoto.

### Nucleação

A nucleação nas bandas de deformação e segregação pode ocorrer por mecanismo de difusão (*cobble creep*), acompanhando os movimentos de deslocações.

Os processos que provavelmente facilitem a nucleação nos limites dos grãos (*cf.* White, 1975) são:

- aumento na densidade das deslocações nas bordas dos grãos

facilitando o caminho para difusão de íons e a formação dos mantos poliminerálicos;

- deslizamento intergranular (*grain boundary sliding*), aumentando a porosidade do limite do grão e facilitando a entrada de fluidos (água), que gera o enfraquecimento dos plagioclásios nestas regiões. A formação de epidoto nas bordas dos grãos originais corrobora esta idéia, pois a reação envolve hidratação.

Diversos trabalhos tem salientado a importância da água na deformação dos feldspatos (Tullis, 1983, Gandais e Willaime 1984). Pequenas quantidades de água parecem ter efeitos significativos no *slip* dos feldspatos similar ao *hidrolytic weakening* descrito para o quartzo. Segundo experimentos, (Tullis e Yund, 1981) a temperatura de transição *microcracking - deslocation glide*, pode diminuir de 200°C com a adição de 0,1% (em peso) de água antes da deformação.

#### Nos Milonitos

Nos estados protomiloníticos da deformação D2, o plagioclásio deforma-se eminentemente por mecanismos de fraturamento. Ocorrem microfraturas de cisalhamento, que podem ser de baixo ou alto ângulo em relação à foliação milonítica local (utilizadas como indicador cinemático) e *microcracks* (gerados por quebramentos sem orientação cristalográfica preferencial - Figs. 7.25, 47, 52).

As microfraturas são intragranulares e podem estar preenchidas por matriz com quartzo, albita, epidoto, biotita, clorita, mica branca e carbonato. A matriz tem um comportamento

dúctil, neste estágio da deformação.

Segundo White *et al.* (1980), o comportamento das fraturas, nos minerais resistentes (*hard minerals*), está intimamente ligado ao fato destes terem apresentado ductilidade prévia ou não. Fraturas de cisalhamento são comuns nos minerais como plagioclásio, o qual deformou-se ductilmente nos estágios antecedentes.

Com o avanço da deformação  $D_2$ , no estágio ortomilonítico, os fragmentos de plagioclásio, por movimentos rotacionais progressivos, tornam-se cada vez menores, arredondados ou alongados (*augen*) com caudas de recristalização e de destruição assimétricas compostas por albita, quartzo, epidoto e micas (utilizados como indicadores cinemáticos, (Fig. 7.57)). Estes grãos pequenos estão todos recristalizados, são de composição albitica e apresentam feições de deformação dúctil como extinção ondulante, maclas mecânicas onduladas e *kinks*.

Nas faixas de ultramilonitos, os grãos de albita são escassos. Estes possuem tamanhos inferiores a  $40 \mu$  e formas arredondadas, podendo estar parcial ou totalmente transformados em mica branca. Em algumas porções muito restritas, onde concentram-se filossilicatos, os grãos não possuem orientação cristalográfica preferencial.

Nestes estágios finais orto e ultramiloníticos, os mecanismos de deformação e recristalização dominantes são intergranulares, passando a atuar processos de deslizamentos e difusão entre os limites dos grãos (*grain boundary sliding* e *intercrystalline mass*

*transfer*) e/ou solução por pressão.

O deslizamento intergranular envolve o movimento relativo entre os grãos, sem nenhuma perda de coesão, necessitando movimentos de deslocamentos e/ou difusão para acomodar este processo. A força motora, para que ocorra deslizamentos intergranulares, é a redução do tamanho do grão, própria da recristalização dinâmica (Kerrich *et al.*, 1977, Tullis, 1983).

A solução por pressão consiste na dissolução de faces de um mineral sob alto *stress* e precipitação em faces de mais baixo *stress*, que podem ser do mesmo grão mineral ou regiões como sombras de pressão ou *extension cracks*. Este processo costuma ocorrer em temperaturas relativamente baixas, na presença de uma fase fluída intergranular (Tullis, 1983).

Os efeitos combinados de redução do tamanho do grão, por deslizamentos intercristalinos, e a concentração relativa de filossilicatos em domínios de solução por pressão, tendem a aumentar a razão de deformação por difusão intercristalina, produzindo um marcado *strain softening* nestas regiões.

Nos Gnaisses  $G_1$  e  $G_9$

Os grãos de plagioclásio dos gnaisses  $G_1$  e  $G_9$ , apresentam-se intensamente deformados, predominantemente, por mecanismos de plasticidade cristalina mostrando feições como extinção ondulante, maclas mecânicas, *kinks* e principalmente muitos subgrãos e novos grãos (Fig. 7.4, 9) típicos de processos de recuperação -



recristalização. No gnaissse  $G_1$ , o plagioclásio pode apresentar textura granoblástica poligonal.

Os efeitos de deformação dúctil, observados nos plagioclásios dos gnaisses, são próprios de condições de altas temperaturas e, ou possivelmente associados a incorporação de traços de água dentro dos cristais facilitando os processos de *glide* e *climb deslocation* e difusão intracristalina (White e Mawer 1986).

## FELDSPATO ALCALINO

### Nos Metagranitos

O feldspato alcalino ocorre como megacristais (nos metagranitóides Quitéria e do Complexo Canguçu) idioblástico a subidioblástico e medem de 0,5 a 8,0 cm, com tamanho médio de 3,0 cm de comprimento. Na matriz têm formas anédricas e medem 1,0 a 15 mm.

Alguns grãos apresentam uma zonação bem evidente macroscopicamente. Esta é definida pela ocorrência de inclusões que dispõem-se paralelamente às bordas dos cristais, marcando seus antigos contornos. As inclusões são de plagioclásio, biotita, quartzo, titanita e minerais opacos.

Os megacristais mostram uma orientação preferencial, constituindo uma lineação mineral regular. Estruturas de entelamento são freqüentes.

As feições de deformação que ocorrem nos metagranitóides são

características de mecanismos intracristalinos, como extinção ondulante, *kink bands*, pertitas e maclas mecânicas. A formação de subgrãos é incomum.

### Formação de Pertitas

As pertitas (do tipo filetes e vênulas) ocorrem em todos os metagranitóides, intimamente relacionadas as maclas do tipo microclínio, em regiões de mais alto *strain* próximo ao limite dos grãos. A formação das pertitas intensifica-se com o aumento da deformação, em todos os estágios, formando pertitas do tipo chama e substituição (Fig. 7.5a-c, 14).

A exsolução de albita pode estar fortemente ligada a formação de maclas mecânicas (e a inversão monoclinico-triclínico dos feldspatos). Observa-se esta íntima relação nas zonas de alta densidade de maclas onde fica difícil distinguir estes dois tipos de microestruturas (Vidal *et al.* 1980).

As trocas químicas, que envolvem a formação de pertitas são diretamente relacionadas à deformação e não unicamente à recristalização, pois não há formação de criptopertitas quando a densidade de deslocamentos é muito alta. Os movimentos das deslocamentos expõem parte da fase sódica do feldspato alcalino, que pode concentrar-se nos limites dos grãos como pequenos grãos de albita ou passar a uma fase fluida na rocha, contribuindo para reações minerais como formação de mirmequitos (Vidal *et al.* 1980).

No caso dos feldspatos estudados, provavelmente os movimentos

das deslocações em conjunto com difusão (*pipe diffusion*) podem separar a parte sódica da potássica, onde o potássio concentra-se em sítios como limite de grão, ou *microcracks* transformando-se, nos estágios miloníticos, em mica branca, enquanto o feldspato alcalino original transforma-se, progressivamente, em albita.

#### Formação de Maclas do Microclínio

As maclas do microclínio desenvolvem-se, principalmente a partir das bordas dos grãos, locais de maior concentração da deformação formando uma textura *tweed*. Estas são muito abundantes nos metagranitóides e demais estágios miloníticos (Fig. 7.6, 20, 43, 49).

Medidas dos parâmetros da estrutura cristalina, através de difração de raios-X, nos feldspatos dos metagranitos e milonitos do Complexo Canguçu são apresentados na Fig. 7.58. Em geral microclínio com alta triclinicidade. Nos estágios granito e protomilonito há coexistência de microclínios de triclinicidade maior e um pouco menor. Há ocorrência de estruturas anômalas num granito e num ortomilonito.

Conforme Bell e Johnson (1989) a triclinicidade do feldspato alcalino aumenta com o aumento da milonitização e a formação da macla do microclínio pode estar diretamente relacionada ao aumento da triclinicidade. A razão da troca Si/Al pode aumentar com o aumento de *strain* e com o conteúdo de água, bem como quando as deslocações são ativadas.

## Recristalização

A tendência dos megacristais de feldspato alcalino é rotar orientando o plano (010) paralelamente a foliação milonítica. Quando a concentração dos megacristais aumenta a rotação torna-se difícil e a deformação interna aparentemente resulta na recristalização das bordas, o grau de recristalização dependendo da concentração de megacristais (Vidal, 1980).

As microestruturas relacionadas aos processos de recristalização ocorrem, como no plagioclásio, nas posições de maior deformação, principalmente nas bordas dos grãos na forma de agregados policristalinos formando estruturas semelhantes a *core-mantle* (White, 1976) ou os agregados do tipo 1M (Hanmer, 1982). O manto é formado por subgrãos e novos grãos de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo na forma de mirmequitos, podendo ocorrer biotita, epidoto e mica branca (Fig. 7.43).

Nos agregados formados no contato entre feldspato alcalino e plagioclásio é muito difícil estabelecer a contribuição de cada um destes minerais para a formação do manto de recristalização, podendo haver uma combinação de estruturas 1P e 1M (Hanmer, 1982).

### Mirmequitos

A microestrutura mirmequítica é tratada separadamente, porque como diz Phillips (1974) "raramente uma textura de rocha despertou tanta descrição e discussão como os mirmequitos".

A correlação entre a formação de mirmequitos e a deformação

plástica dos cristais tem sido sugerida por muitos autores incluindo Ashworth (1972), Phillips (1974 e 1980), Hanmer (1982), Tullis (1983), Simpson (1985 e 1989), Hibbard (1987).

As principais idéias a respeito de gênese destas microestruturas são:

- Nos últimos estágios de metamorfismo, com a introdução de água no sistema, o feldspato alcalino é transformado em muscovita e mirmequitos (Phillips, 1980);

- A formação dos mirmequitos é pós-deformacional porque a delicada textura vermicular não apresenta evidências de deformação (Hanmer, 1982);

- A formação de mirmequitos é própria da combinação de exsolução e substituição por difusão no estado sólido (Simpson, 1985);

- Mirmequitos formam-se da recristalização durante a deformação de um magma incompletamente cristalizado, saturado em água (Hibbard, 1987);

- Substituição sintectônica de feldspato alcalino por mirmequitos, como resultado de um aumento da deformação interna (*lattice strain*) no porfiroclasto de feldspato (Simpson e Wintsch, 1989);

- O quartzo é posterior em relação ao plagioclásio dos mirmequitos, favorecendo os modelos de infiltração substituição (Hippertt, 1989)

Os mirmequitos estudados ocorrem nos metagranitóides do Complexo Canguçu, Quitéria e Arroio Francisquinho e no complexo gnáissico Arroio dos Ratos. Esta feição ocorre apenas no primeiro

estágio deformacional dos metagranitóides, não ocorrendo nos milonitos.

Os mirmequitos aparecem, invariavelmente, nas bordas do feldspato alcalino, quando em contato com plagioclásio, contudo não possuem uma face especial do cristal para ocorrer, podendo apresentar-se em todos os lados do grão (e não nas faces sob *finite shortening direction* como descritas por Simpson 1985). As vermículas de quartzo podem ocorrer diretamente no feldspato alcalino e mais frequentemente no plagioclásio. Estes possuem formas globulares ou em filetes, que podem ou não ter estrutura radial (Fig. 7.6 e 43a). Na forma de bolhas, o quartzo ocorre, igualmente em minerais como biotita e feldspatos. Feições de deformação não são visíveis ao microscópio.

Os estudos realizados, até o presente momento, não permitem uma conclusão definitiva sobre a gênese dos mirmequitos estudados, contudo algumas evidências para sua origem podem ser discutidas:

- Pela disposição irregular que muitas vermículas apresentam pelo desconhecimento de sua estrutura original torna-se difícil identificar feições de deformação. Caso estas não estejam deformadas, não poderiam estar protegidas da deformação por serem inclusas em minerais resistentes à deformação como os feldspatos? (não necessariamente sendo posteriores neste caso);

- O modelo de difusão no estado sólido foi rebatido (Simpson 1989), por não ser comum ocorrer difusão no estado sólido a baixas temperaturas;

- Caso os mirmequitos fossem produto de infiltração posterior porque ocorreriam apenas nos metagranitóides e não nas rochas

miloníticas?

- A reação que envolve a entrada de água e a formação de muscovita e mirmequitos parece melhor enquadrar-se nas descrições, contudo a formação de mica branca nos metagranitóides não é muito efetiva, esta torna-se importante nas rochas miloníticas, onde não ocorrem mirmequitos.

#### Nos Milonitos

Nos protomilonitos, o mecanismo principal de deformação, como nos plagioclásios, é o fraturamento. As microfraturas são de cisalhamento ou *microcracks*, restritas ao interior dos feldspatos e preenchidas por material recristalizado da matriz, como quartzo, albita, microclínio, epidoto, mica branca e biotita ou clorita (Fig. 7.26, 46 e 46a).

Próximo aos limites das fraturas há uma intensificação na formação das maclas do microclínio, bem como o desenvolvimento das pertitas que transicionam ao tipo Chama (Fig. 7.26).

Ocorrem deslocamentos ao longo dos planos de cisalhamento das fraturas, que podem ser de baixo ou alto ângulo com a foliação milonítica local, formando estruturas *pull apart* utilizadas como indicadores cinemáticos.

As microestruturas descritas acima evidenciam que apesar do fraturamento os feldspatos deformam-se também ductilmente.

Nos ortomilonitos ocorre recristalização e formação de *augen* de feldspato. Os novos grãos apresentam extinção ondulante e

pertitas do tipo substituição, mostrando uma coexistência entre processos de recuperação e recristalização dinâmica. Esta última promovendo a redução no tamanho de grão do feldspato, propiciando o estabelecimento de mecanismos intergranulares como deslizamentos e fluxo difusional, acompanhado de um aumento pronunciado do *strain softening*, gerando as faixas de ultramilonitos.

Nas faixas ultramiloníticas há uma pronunciada redução no volume de feldspato alcalino e os grãos, muito pequenos, encontram-se totalmente transformados em albita ou mica branca.

#### Nos Gnaisses $G_1$ e $G_9$

Tanto feldspato alcalino como plagioclásio apresentam feições de extrema ductilidade, quando deformados pela zona de cisalhamento D1 no complexo gnáissico Arroio dos Ratos ( $G_1$  e  $G_9$ ).

Os porfiroclastos de feldspato alcalino apresentam-se intensamente micropertitizados e microclinizados. Os grãos mostram extinção ondulante e frequentemente um mosaico poligonal de subgrãos e novos grãos de feldspato alcalino e plagioclásio que dominam todo o grão. Desenvolvem-se mirmequitos radiais (Fig. 7.6) quando ocorre o contato entre estes dois feldspatos. O feldspato alcalino apresenta geralmente formas alongadas (Fig. 7.10, 13 e 13a).

A característica principal destes feldspatos é a facilidade com que evidenciam-se processos de recuperação-recristalização, observados na formação de subgrãos e novos grãos típicos de



movimentos de deslocamentos (*glide and climb dislocation*).

A formação de novos grãos de plagioclásio no feldspato alcalino, bem como pertitas, evidenciam a eficiência de processos de difusão, acomodando os movimentos de deslocamentos e a migração de átomos dentro do cristal, caracterizando mecanismos de plasticidade cristalina.

Nos Gnaisses  $G_1$  e  $G_3$

As microestruturas do feldspato alcalino, nos gnaisses  $G_1$  e  $G_3$ , caracterizam a deformação como ocorrente a altas temperaturas, envolvendo, possivelmente, efeitos de *hydrolytic weakening* (como descritos para o quartzo). A presença de traços de água durante a deformação é considerada essencial permitindo o comportamento extremamente dúctil destes minerais (White e Mawer, 1986; Tullis, 1983).

## BIOTITAS

Nos Metagranitóides

As características distintivas das biotitas em cada metagranitóide serão apresentadas sucintamente, com o objetivo de discutir as suas características.

As biotitas das rochas estudadas, na região de Quitéria-Capivarita (ortognaisses e metagranitóides) apresentam

forte pleocroísmo em tons de  $\alpha$  castanho e  $\beta = \gamma$  vermelho amarronzado muito intenso, enquanto as biotitas da região de Piratini (metagranitóides do Complexo Canguçu), possuem pleocroísmo em tons de  $\alpha$  acastanhado e  $\beta = \gamma$  verde escuro.

No gnaisse  $G_1$ , as biotitas caracterizam-se por apresentar um tamanho muito pequeno (0,1 mm) e uma forte orientação preferencial, marcando fino bandamento gnáissico (Fig. 7.1). As bordas dos grãos são bastante irregulares, podendo formar agregados muito pequenos de novas biotitas, mica branca e leucoxênio. As lamelas estão intensamente dobradas, em forma de pequenas kinks, que deixam os planos de clivagem (001), retorcidos. Vestígios de uma antiga biotita, evidenciam possivelmente que estes grãos são todos produtos de recristalização.

As biotitas, no gnaisse  $G_3$ , apresentam-se em agregados que circundam os porfiroclastos de feldspatos, formando bandas irregulares e anastomosadas (Fig. 7.3). Estas possuem formas suavemente dobradas e angulosas, tipo kinks e bandas de dilatação preenchidas por quartzo, novas biotitas e mica branca. Nos estágios miloníticos  $D_1$  e  $D_2$ , a biotita original é transformada em novas biotitas, que ocorrem em bandas com mica branca, epidoto e titanita (Fig. 7.7).

A biotita verde, nos metagranitos do Complexo Canguçu, apresenta bordas serrilhadas. Os seus limites em geral não são nítidos, gradando para agregados de novas pequenas biotitas, associadas à diminutos grãos de quartzo, epidoto, titanita e mica

branca (Fig. 7.20 e 20a). Apresentam zonas de deformação e de dilatação preenchidas com os mesmos minerais das bordas. Em direção às faixas miloníticas, os grãos de biotita encontram-se estirados, formando estruturas *fish* com longas caudas de recristalização (Fig. 7.27). Nos orto e ultramilonitos, estas concentram-se em finas bandas de novas biotitas, mica branca e titanita, que substituem os grãos originais.

A biotita, no metagranitóide Quitéria, possui inclusões de zircão e apatita. Os limites são caracteristicamente planares e raramente escalonados. Extinção ondulante e raras *kinks* são observadas sem recristalização nos seus limites e zonas de dilatação são mais frequentes com formação de quartzo, mica branca, clorita e rara biotita. Nas faixas miloníticas a biotita transforma-se totalmente em clorita e mica branca, em zonas de dilatação, planos de clivagem e bordas dos grãos.

A biotita, no metagranito Arroio Francisquinho, possui tamanhos reduzidos e ocorre associada a muscovita e turmalina. Os limites são planares e apresentam poucas feições de deformação. Nas faixas filoníticas e miloníticas as lamelas tornam-se extremamente alongadas, marcando a xistosidade, apresentando limites muito difusos e reativos, onde em contato com mica branca (Fig. 7.53 e 56).

A deformação imposta aos metagranitóides é caracterizada na biotita por microestruturas que revelam a atuação integrada de diversos mecanismos e que resultam na deformação heterogênea deste mineral. A biotita apresenta desde feições de deformação

incipiente, como extinção ondulante e leves ondulações, até a formação de zonas de deformação e zonas de dilatação, semelhantes as descritas por Vernon (1977).

As zonas de deformação são relativamente estreitas e não penetrativas, deformando apenas parte do grão. Estas podem variar de suaves dobras a *kinks* angulosas, com limites planares (como nos metagranitos Quitéria e Arroio Francisquinho) limites irregulares e serrilhados (complexo Arroio dos Ratos e Canguçu). Os limites ou eixos das zonas de deformação são normalmente a alto ângulo com os planos de clivagem (001), que são locais potenciais de recristalização da biotita.

As zonas de dilatação são mais frequentes do que as zonas de deformação. As primeiras têm formas lenticulares ou mais irregulares e parecem ter sido formadas por perda de coesão ao longo dos planos de clivagem (001) e processos de dissolução durante a deformação. Ocasionalmente, as zonas de dilatação podem ocorrer em locais de charneira das zonas de deformação. Os espaços formados são preenchidos por pequenos grãos de quartzo, mica branca, epidoto, titanita e novas biotitas.

Segundo experimentos (Etheridge *et al.* 1973), as zonas de deformação e dilatação demonstram ter sofrido uma componente de encurtamento (*shortening*) paralelo aos planos de clivagem (001) do grão original, com a deformação envolvendo movimento das deslocações e deslizamentos nas direções de [100] e {110} destes planos. Em muitos casos, por perda da coesão nestes planos, ocorrem fraturamentos nos limites das zonas de deformação e

dilatação. Embora a deformação tenha sido dúctil na escala do grão, ela pode ter sido frágil na escala de uma destas zonas (Vernon, 1977).

Outro local preferencial de recristalização, além das zonas de deformação e dilatação, são os limites dos grãos. A localização dos novos agregados minerais parece ter sido controlada pelo acúmulo de *strain* em determinados sítios do grão original, aumentando a densidade de deslocamentos nestes locais e facilitando a difusão e a dissolução com a entrada de fluidos nos grãos. A nucleação e crescimento dos grãos, nas suas bordas, parecem ter sido controlados por processos de deslizamentos intercristalinos (*grain boundary sliding*) e transferência de massa através de solução por pressão (*pressure solution*).

Nas zonas de deformação é mais comum que ocorram novos cristais de biotita, em detrimento de outros minerais, sugerindo a sua nucleação e crescimento por processos de recristalização. Os limites das zonas de deformação migram descontinuamente, avançando para locais com maior concentração de deslocamentos, gerando difusão no estado sólido e formação dos novos grãos (Vernon, 1977). Estas zonas caracterizam a atuação de mecanismos de plasticidade cristalina nas biotitas.

Nas zonas de dilatação, a nucleação e crescimento de minerais como quartzo, mica branca, epidoto e titanita caracterizam a atuação de processos de neomineralização, por fácil difusão de nutrientes e perda da composição do grão original durante a abertura das zonas de dilatação (Vernon, *op cit.*).

Nas zonas de dilatação, observa-se uma orientação preferencial dos grãos menos intensa que nas zonas de deformação, sendo mais comum a ocorrência de grãos com orientações variadas, inclusive cortando a zona e ultrapassando os seus limites.

Os mecanismos que envolvem a deformação e recristalização das biotitas tem sido amplamente discutidos e podem ser divididos em duas correntes de pensamento:

1) Defendidas por Etheridge *et al.* (1973) e (1974), Vernon (1977); Bell e Wilson (1979) e Wilson (1980).

2) Defendidas por Bell (1978) e (1979).

1. Etheridge e Hobbs (1973), através de experimentos, concluíram que o principal plano de deformação, para as biotitas, é o (001). Com apenas um único plano de *slip*, parece improvável, para os silicatos acamadados, recristalizar por processos de recuperação, pois os movimentos de *dislocation climb*, um importante processo na formação de subgrãos, seriam restritos (Etheridge *et al.* 1974). A recristalização dos novos grãos pode ocorrer por migração (a altos ângulos com o grão original) dos limites das *kinks*. A migração ocorre por diferenças na densidade de deslocações em ambos os lados do limite, este movendo-se para o lado com mais concentração de deslocações. Estas regiões eventualmente, alcançam tamanhos críticos e tornam-se núcleos para recristalização (*bulge nucleation*).

Segundo os autores acima citados, a energia de *strain* é insuficiente para superar as barreiras para nucleação, sendo

necessário ativar a energia química livre, gerada por trocas na composição química dos grãos originais para os novos grãos.

2. Segundo Bell (1979) as zonas de intensa deformação, paralela aos planos de clivagem (001) são produtos da combinação de cisalhamento ao longo de (001) com *flattening* perpendicular a (001). Esta possibilidade não envolve somente *dislocation glide* ao longo de (001), mas também em outros planos de deslizamento não paralelo a (001), envolvendo igualmente *dislocation climb*, o que poderia produzir subgrãos e novos grãos por *kink band boundary bulge*. Este processo não envolve trocas químicas entre o velho e novo grão não necessitando de energia química livre para nucleação e utilizando-se apenas da energia interna de *strain*.

Naturalmente, sem o auxílio de microsonda e/ou microscópio eletrônico, não foi possível definir a gênese das novas biotitas, contudo algumas evidências podem ser discutidas a seguir. Em nenhuma das biotitas analisadas, foi encontrado subgrãos e os novos grãos ocorrem juntamente com diversos outros minerais, enfatizando a presença de processos de neomineralização. Gomes (1990) estudando o metagranito Arroio Moinho através de análises de microsonda, encontrou diferenças composicionais significativas entre os grãos originais e os novos grãos de biotita.

Várias evidências de dissolução são observadas nos agregados das biotitas estudadas, incluindo limites irregulares, limites das zonas de deformação e dilatação serrilhados e variações nas formas dos grãos.

Segundo Wilson (1979), a dissolução e infiltração de fluidos (aqüíferos), nos grãos deformados, podem ocorrer por difusão e deslizamentos intergranulares ao longo das inúmeras superfícies de limites de grão, planos de clivagem (001) e zonas de deformação nas biotitas, havendo remoção e transporte químico.

### MUSCOVITA

A mica branca ocorre como porfiroclastos no metagranito Arroio Francisquinho ou como mineral secundário nas rochas miloníticas. Os porfiroclastos, no metagranito Arroio Francisquinho, identificados opticamente como muscovitas possuem alta birrefringência (em torno de 0,040) e ângulo 2V acima de 35°. A muscovita é sub-idiomórfica e possui tamanhos variados de até 3 mm de diâmetro. As bordas dos grãos são serrilhadas a difusas, apresentando valores menores de birrefringência e formação de pequenos grãos de mica branca (não identificáveis opticamente).

As microestruturas características do estágio do metagranito são microfraturas, zonas de deformação e zonas de dilatação.

As microfraturas ocorrem, mais freqüentemente por processos de *microcracking*, que quebram o grão sem orientação cristalográfica definida (Fig. 7.50). Estas podem estar relacionadas a perda de coesão entre os limites das zonas de deformação e zonas de dilatação, gerando as microfraturas.



Movimentos de rotação entre os fragmentos de muscovita são evidenciados pela descontinuidade entre os planos de clivagem (001) (porção superior esquerda da Fig. 7.50).

As rotações podem ser explicadas por:

a) remoção de parte da zona de deformação por transporte químico durante a deformação, acompanhada de rotação de uma porção do grão para o espaço gerado;

b) fraturamento e deslocamento ao longo do limite da zona de deformação, acompanhado de rotação. Ambos os processos requerem perda de coesão paralela a (001) em ambos os lados do fragmento rotado.

No limite das microfraturas ocorre a formação de agregados de mica branca de tamanho milimétrico.

As zonas de deformação, semelhante as que ocorrem nas biotitas, são pequenas e não penetrativas e podem variar de suaves ondulações a *kinks* com limites retos a serrilhados. Os eixos das dobras são, geralmente, subperpendiculares aos planos de clivagem (001), podendo ser assimétricos, com tendência a diminuir o ângulo entre este e os planos (001).

As zonas de dilatação ocorrem, normalmente como formas lenticulares muito alongadas, paralelas aos planos de clivagem (001) e são preenchidas por mica branca, quartzo e minerais opacos.

Muitos dos limites das zonas de deformação e dilatação são serrilhados, mas alguns são planares. Os limites serrilhados podem

ser próprios de recristalização, mas também podem ocorrer por fraturamento acompanhado de deslizamento ao longo de (001) em mais de uma direção e/ou migração de material durante a deformação (Vernon, 1977), podendo ser evidência de migração dos limites induzida por deformação (*strain - induced boundary migration*).

Os novos grãos cristalizados ocorrem preferencialmente em zonas de deformação, dilatação, microfraturas e limites dos grãos. Esta localização dos novos minerais parece ter sido controlada por strain heterogêneo na muscovita original, por processos dúcteis (deslizamentos intra e intercristalinos) e/ou frágeis (fraturamento), propiciando acesso de componentes químicos móveis a esses locais.

Os novos grãos são formados por processos de recristalização e neomineralização, como descritos para a biotita anteriormente.

Contrário às observações de Wilson e Bell (1979) as muscovitas estudadas contém abundantes evidências de processos de dissolução como limites de grãos irregulares, planos de fraturas, *kinks* serrilhadas, zonas de dilatação, fragmentos de grãos rotados, etc. As biotitas, no metagranitóide Arroio Francisquinho, apresentam poucas evidências de dissolução (limites planares).

#### Nos Milonitos

No estágio protomilonítico as muscovitas caracterizam-se pela formação de estruturas *fish* (Fig. 7.51). São porfiroclastos

assimétricos, com os planos de clivagem (001) marcando a superfície S. Estes planos mostram, freqüentemente, dobras suaves e zonas de dilatação preenchidas por mica branca e quartzo. Caudas de recristalização formam-se preenchidas pela matriz, a base de mica branca, *ribbons* de quartzo e minerais opacos.

Nos orto e ultramilonitos a muscovita original é totalmente substituída por novos grãos de mica branca, que concentram-se em bandas micáceas com biotita e/ou clorita.

### Mica Branca

A mica branca secundária torna-se abundante nas rochas miloníticas, sendo pouco comum nos metagranitóides. Seu principal modo de ocorrência é constituindo bandas juntamente com novas biotitas e/ou cloritas, epidoto, titanita e minerais opacos, que definem a foliação milonítica.

A mica branca ocorre associada ao feldspato alcalino, plagioclásio e biotita, nas bordas, em fraturas e planos de clivagem destes minerais, e também em sombras de pressão, juntamente com quartzo e albita. Estes são formados, provavelmente por processos de dissolução ao longo destas feições com neomineralização.

A concentração de mica branca aumenta nas rochas onde a deformação é mais intensa, como nos ultramilonitos, ou quando os processos regidos por ação de fluidos são atuantes como nos

filonitos. Este mineral tem um importante papel nestas rochas, caracterizando a atuação de processos intercrystalinos e aumento de *strain softening*.

#### MINERAIS ACESSÓRIOS PRIMÁRIOS E SECUNDÁRIOS

Os minerais acessórios primários, nas diversas rochas estudadas são granada, turmalina, alanita, epidoto, apatita, titanita, zircão e minerais opacos.

Os minerais acessórios gerados por transformações metamórficas e/ou hidrotermais dos metagranitóides originais são: mica branca, epidoto, titanita, granada, turmalina, clorita e minerais opacos.

#### Granada

A granada é um mineral acessório muito importante, porque ocorre em todas as rochas estudadas, com excessão do metagranitóide Quitéria. Nos metagranitos do Complexo Canguçu, esta é muito pequena e restrita a inclusões em plagioclásio.

A granada, no metagranito Arroio Francisquinho e pegmatitos associados, ocorre freqüentemente como grãos arredondados de igual tamanho ( $< \phi$  1,0 mm), diminuindo a sua concentração nas rochas miloníticas. Porém nos filonitos, as granadas têm sua concentração aumentada, com tamanhos muito variados, podendo atingir 3,0 cm de

diâmetro. Estas têm uma coloração marrom avermelhada característica.

No metagranito, a granada apresenta-se fraturada, eventualmente com bordas difusas, enquanto nos filonitos não mostra feições deformacionais aparentes.

Provavelmente pelo caráter sin  $D_2$  destes metagranitóides e pela deformação progressiva do material granítico e pegmatítico, de diferentes idades relativas, os grãos de granada igualmente apresentam estágios deformacionais variáveis.

As granadas, no gnaisse  $G_3$ , têm uma distribuição muito heterogênea, podendo concentrar-se em determinadas regiões. O tamanho destas, também é muito variado ( $\phi$  0,1 mm a 3,0 cm), com coloração semelhante à das granadas do metagranito Arroio Francisquinho.

As estruturas mais freqüentes são microfraturamentos, bordas difusas e sombras de pressão, caudas de destruição e caudas de recristalização.

As microfraturas podem ser do tipo *microcrack* e possuem os limites preenchidos por uma matriz fina de biotita, mica branca e quartzo. As bordas dos grãos são reativas, principalmente em contato com biotita e mica branca. Deslizamentos entre os limites dos fragmentos, juntamente com dissolução dos mesmos, modificam a forma do grão original, que torna-se alongada (*augen*) com caudas de destruição formadas por fragmentos de granada, quartzo e micas (Fig. 7.15).

Provavelmente, pela evolução dos movimentos e rotação entre os fragmentos, estes podem formar verdadeiras "trilhas" subparalelas à foliação milonítica local.

Os grãos menores de granada podem não apresentar microfraturas, apenas arredondamento e dissolução em sítios de maior *strain*, nas faces paralelas à foliação milonítica local. Nestes grãos são comuns caudas de recristalização assimétricas compostas por quartzo e micas (Fig. 7.12).

Nenhum destes grãos descritos apresenta qualquer tipo de inclusão ou foliação interna.

Muitos trabalhos sobre o tempo de formação das microestruturas, nos porfiroblastos em relação à deformação, têm sido descritos e discutidos nos últimos anos e certas feições que previamente eram aceitas classicamente como indicadoras de crescimento pré-sin ou pós deformação nestes grãos têm sido interpretadas de maneira alternativa (Ferguson e Harte 1975, Dixon 1976, Vernon 1978, Bell e Rubenach 1983 e 1986, Bell 1985).

Segundo a definição de *deformation partitioning* (Bell 1985) de (Fig. 6.I) os sítios mais prováveis para nucleação e crescimento dos porfiroblastos são as zonas de *shortening* progressivo, porque eles contêm foliações anteriores que possibilitam o microfraturamento (altos ângulos com a direção de máxima extensão), permitindo acesso mais rápido de fluidos, que levam alguns dos componentes necessários para nucleação dos porfiroblastos, das zonas adjacentes de *shearing* progressivo.

A dissolução dos porfiroblastos pode ocorrer quando a *deformation partitioning* inverte zonas de compressão progressiva, onde formaram-se os porfiroblastos, por zonas de cisalhamento progressivo, ou por aumentos do grau metamórfico, facilitando as reações de *softening*. Os porfiroblastos tendem a controlar a *deformation partitioning* por suas dimensões avantajadas e pelo caráter seu mais competente do que a matriz, com as zonas de cisalhamento progressivo contornando as suas bordas ou localizando-se na matriz (Bell e Rubenach 1986).

Quanto ao tempo de formação dos porfiroblastos com respeito à matriz, as microestruturas observadas nas granadas estudadas possibilitam caracteriza-las (cf. Vernon, 1978) como:

- Em alguns porfiroblastos que mostram feições de microboudinagem ou microfraturamento, com os fragmentos, comumente separados pela matriz, provavelmente a deformação que produziu as microfraturas pode ser posterior a formação do porfiroblasto. Contudo estruturas como *paracrystalline microboudinage* (Vernon, 1978) podem caracterizar o crescimento sin-cinémático da granada;

- As faces da granada paralelas à foliação milonítica podem mostrar evidências de remoção de material, envolvendo dissolução nas bordas do cristal sujeitos a *high normal stress* (*pressure solution*), podendo ocorrer, nestes locais, formação de minerais opacos e filossilicatos.

A origem pré-cinémática de porfiroblasto é mais comum, contudo uma possível interpretação alternativa é a de que o porfiroblasto cresceu ao mesmo tempo em que teve lugar a solução

por pressão. Segundo Bell e Rubenach (1986), estes não cresceriam em zonas de cisalhamento progressivo, e sim de compressão progressiva, sendo o grão pré-cinemático.

- A interpretação mais comum para porfiroblastos que tenham sombras de pressão é que a matriz depositada em zonas de *low stress* é posterior ao porfiroblasto, entretanto, muitas sombras de pressão podem ter-se formado juntamente com o crescimento do porfiroblasto, sendo ambos sin-cinemáticos em relação à deformação da matriz.

#### Turmalina

A turmalina ocorre no metagranito Arroio Francisquinho em todos os estágios de deformação. Nos pegmatitos este mineral alcança dimensões avantajadas ( > 5,0 cm de comprimento).

Como feições de deformação, apresenta invariavelmente fraturas de extensão em todos os estágios deformacionais. Corroborando as descrições de White *et al.* (1980), as fraturas provavelmente formaram-se por processos de *fibre loading* (definido pela primeira vez para os metais ).

Os *hard* minerais, como a turmalina, que não apresentam comportamento dúctil em nenhum estágio de deformação, tendem a apresentar fraturas de extensão, com subsequente *pulling apart* dos fragmentos, paralelamente à foliação milonítica local. O processo de *fibre loading* consiste em: o fluxo da matriz exerce *stress*



tangencial na superfície do mineral que contrabalança tensionando-se. O *stress* máximo é exercido no centro do mineral, com as fraturas formando-se perpendicularmente ao eixo de extensão (White *et al.* 1980).

#### Zircão e Apatita

Os minerais como zircão e apatita são raros, mas ocorrem em todas as rochas estudadas, com exceção do gnaíse G<sub>1</sub>, onde não ocorre zircão. Contudo, estes minerais têm ocorrência restrita às rochas nos estágios de baixa deformação. Estes minerais apresentam um comportamento eminentemente rúptil deformando-se por microfraturamento.

#### Titanita e Alanita

A titanita e alanita ocorrem nos metagranitos do Complexo Canguçu. A titanita tem formas geralmente euédricas e dimensões que alcançam 5,0 mm de comprimento. A alanita é sempre euédrica (<  $\phi$  5,0 mm), bordejada por uma corôa de epidoto. Estes minerais têm comportamento rúptil, contudo suas bordas mostram indícios de dissolução. Nos milonitos a titanita desestabiliza-se formando corôas de leucoxênio.

A titanita secundária, restrita ao Gnaíse G<sub>1</sub> e Complexo Canguçu está relacionada a desestabilização de biotita primária e formação de biotita secundária, mica branca e titanita. Esta

última tem formas arredondadas, quando nas bordas das biotitas originais, ou alongadas, quando nos planos de clivagens destes minerais (Fig. 7.22).

### Minerais Opacos

Os minerais opacos ocorrem associados às transformações de biotita primária ou titanita.

### Epidoto

O epidoto ocorre nos granitos como produto de alteração do plagioclásio e da alanita. Nos milonitos, o epidoto ocorre como pequenos cristaloclastos arredondados e fraturados, e também como produto secundário, formado a partir das transformações metamórficas do plagioclásio constituindo bandas junto com biotita recristalizada, mica branca e titanita.

### Clorita

A clorita ocorre mais freqüentemente no metagranito Quitéria, aparecendo em menor escala e mais localizadamente nas demais rochas. Forma-se junto com quartzo a partir da desestabilização de biotita primária ao longo das bandas de dilatação dos grãos ou planos de clivagem.

## Carbonato

O carbonato ocorre, nos metagranitos do Complexo Canguçu, na região de Piratini. Estão associados às rochas miloníticas da deformação  $D_1$  e mais comumente às da  $D_2$ . São normalmente idioblásticos, e ocorrem como produtos de alteração dos feldspatos, nos limites dos grãos, preenchendo fraturas, ou como sombra de pressão. Podem formar veios monominerálicos concordantes ou não com a foliação. O quartzo está freqüentemente em contato com o carbonato, sem apresentar evidência de desestabilização, pelo contrário, em presença de carbonato o quartzo ocorre como grãos maiores ou substituindo feldspatos ultramilonito II).

## METAMORFISMO

As rochas graníticas não são consideradas adequadas à caracterização das condições metamórficas, devido a sua composição não propiciar a formação de paragêneses minerais diagnósticas. Contudo, através das microestruturas, as quais vão revelar os processos que atuaram na rocha durante a deformação, pode-se obter estimativas das condições de *stress*, temperatura, pressão de fluidos, reologia das rochas e relações entre deformação e processos químicos. Os diversos mecanismos de deformação, geradores das microestruturas, têm sido identificados a partir de experimentos de laboratório e comparativamente com as observações naturais (Fernandes *et al.* 1990).

Por outro lado, a determinação das condições ambientais da deformação, nos sistemas naturais, pode ser tornar complicada, pois as microestruturas, utilizadas como evidências destas condições, usualmente refletem algumas combinações complexas e específicas da história metamórfico-deformacional de uma determinada região. Estas determinações tornam-se mais complicadas pelas dificuldades inerentes de definir-se parâmetros químicos sintectônicos, como atividade e fugacidade dos componentes químicos, defeitos pontuais químicos, entre outros (White e Mawer 1986).

Com base nos critérios de microfábrica e comparação com dados naturais e experimentais existentes na literatura, foi possível caracterizar as condições de metamorfismo em que atuaram as zonas de cisalhamento  $D_1$  e  $D_2$ , nas regiões de Quitéria-Capivarita e Piratini.

#### METAMORFISMO $M_1$

A zona de cisalhamento  $D_1$  deformou e metamorfoisou o complexo gnáissico Arroio dos Ratos e os metagranitóides do Complexo Canguçu sob condições metamórficas de alto grau (equivalente a fácies anfibólito superior a granulito), decrescendo nas faixas miloníticas tardi  $D_1$ .

As primeiras feições, para caracterizar o metamorfismo da zona  $D_1$ , são relacionadas a extrema ductilidade apresentada pelos feldspatos dos gnaisses  $G_1$  e  $G_3$ .

O quartzo, que muitas vezes pode ser um bom marcador da transição intra-intercristalina (Kerrich *et al.* 1977), apresenta feições de temperaturas muito baixas, como os *ribbons* da Figura 7.8. Este comportamento do quartzo, contrário ao dos feldspatos, têm sido descrito, em gnaisses de alto grau em diferentes regiões e pode ser explicado por uma taxa de cisalhamento muito elevada ou pela ausência de fluidos (Vauchez 1990, comunicação pessoal).

O oligoclásio e o microclínio apresentam-se parcial ou totalmente recristalizados, formando *augen* que internamente apresentam um mosaico poligonal de novos grãos (Figs. 7.9 e 13).

No feldspato alcalino os movimentos de *dislocation climb*, necessários para formação de subgrãos e novos grãos ficam dificultados devido a grande célula unitária deste e o baixo coeficiente de difusão, necessitando altas temperaturas para que a recuperação passe a ser extensiva (Tullis, 1983).

Em granitos experimentalmente deformados, os grãos de microclínio mostram evidências de *climb* a 800°C e formação de subgrãos a 900°C (Tullis e Yund, 1977). Em rochas deformadas naturalmente, o feldspato alcalino forma subgrãos a aproximadamente 500°-600°C (Vidal *et al.* 1980 e Hanmer 1982).

Embora formando subgrãos, a recristalização dinâmica requer temperaturas e *strain* mais altos. Nos grãos de microclínio, deformados experimentalmente, a recristalização foi observada somente em amostras com *shortening*  $\geq 50\%$  a 900°C ou a *shortening*

≥ 30 % a 1000°C (Tullis e Yund, 1977). Em observações naturais a recristalização no feldspato alcalino torna-se extensiva somente em condições de grau anfibolito a granulito (Voll 1976; Wilson, 1980).

Muitos dos critérios utilizados para definir os sistemas de *slip* no feldspato alcalino podem ser aplicados ao plagioclásio, com algumas complicações adicionais, como as relações de desordem mais complexas produzindo quatro tipos estruturais, que dependem do conteúdo de anortita do plagioclásio.

A recuperação torna-se mais fácil nos plagioclásios que não apresentam super-estrutura cristalina (superlattice, Vernon, 1975) como albita e anortita, podendo formar novos grãos a baixas temperaturas. Nos plagioclásios intermediários a formação de subgrãos e recristalização, por rotação dos subgrãos, são observados em amostras deformadas acima de 550°C, em condições de fácies anfibolito superior e granulito, (em grãos desordenados) (Vernon, 1975; Voll, 1976; Hanmer, 1982). No entanto, recristalização, por mecanismo de nucleação, foi observada em amostras deformadas em condições de fácies anfibolito inferior, com estrutura provavelmente ordenada (White 1975).

Outro fator que provavelmente tenha influenciado a deformação dúctil dos feldspatos é a presença de traços de água na estrutura dos mesmos. A água pode enfraquecer a estrutura deste mineral, semelhante aos efeitos do *hydrolytic weakening* descritos para o quartzo, aumentando a razão de desordem Al/Si e a mobilidade das deslocções (Tullis e Yund 1980, White e Mawer 1986).

Outras feições como textura granoblástica poligonal e segregação de quartzo e biotita no estado sólido (gnaisse  $G_1$ ), podem sugerir que a formação destes gnaisses tenha ocorrido em condições de alto grau metamórfico.

As rochas miloníticas, da deformação  $D_1$ , ocorrem muito restritamente (em locais onde a  $D_2$  não é muito intensa), dificultando com isso uma maior segurança nas observações. Contudo características como: poucas microfraturas nos feldspatos (muitas das quais são curvas tipo microestruturas em flor), e ausência de clorita, sugerem que o retrometamorfismo pode não ter atingido condições de fácies xistos verdes.

## METAMORFISMO $M_2$

A zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu ( $D_2$ ) deformou os metagranitos do Complexo Canguçu; Quitéria e Arroio Francisquinho sob condições metamórficas "semelhantes" as de fácies Anfibolito inferior ( $500^{\circ}\text{C} - 550^{\circ}\text{C}$ ), com as faixas de cisalhamento discretas formando milonitos em condições retrogressivas, "semelhantes" as de fácies xisto verde ( $200^{\circ} - 400^{\circ}\text{C}$ ).

A palavra "semelhante" tem sido empregada para designar as condições metamórficas, devido as dificuldades de utilização de uma classificação de metamorfismo regional para o metamorfismo em zonas de cisalhamento com características hidrotermais.

As microestruturas em quartzo e feldspatos nos

metagranitóides deformados durante  $D_2$  apresenta a predominância de processos intracristalinos característicos de altas temperaturas. Contudo a ausência de recuperação-recristalização mais efetiva denuncia as condições de mais baixa temperatura do metamorfismo que afetou estes granitóides.

### Metagranitos

As microestruturas que podem caracterizar as condições metamórficas sintectônicas à deformação  $D_2$ , nestes metanitóides são:

- A formação de macla mecânica do microclínio e textura *tweed* relacionadas, provavelmente, à transição ortoclásio-microclínio que ocorre a  $450^{\circ}$ - $600^{\circ}$ C (Ribbe, 1983b);

- O movimento das deslocações pode cessar completamente à temperaturas inferiores a  $450^{\circ}$ C (Tullis e Yund, 1980), portanto a deformação deve ter ocorrido acima deste limite de temperatura;

- A formação, no feldspato alcalino, de pertitas por deformação, ocorre em torno de  $750^{\circ}$ C (Parsons e Brown 1983), sendo esta alta temperatura de exsolução controlada, provavelmente, pelo componente mais anortítico do feldspato alcalino (Tullis, 1983);

O quartzo com tamanho de grão entre  $100\ \mu\text{m}$ , sofre mudanças no mecanismo de deformação de *intercrystalline diffusion* para *dislocation creep* a temperaturas de  $450^{\circ}$  e  $300^{\circ}$ C, respectivamente (Kenich *et al.* 1977), caracterizando a transição dos metagranitos para as zonas miloníticas:



- A predominância de nucleação e neomineralização na recristalização dos feldspatos caracteriza condições de fácies anfibolito inferior (Tullis, 1983);

- A paragénese característica destes metagranitóides é quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e/ou muscovita, com estimativas de condições de 550°C e 2 Kb (Debat et al. 1978).

### Milonitos

As reações que envolvem a formação dos milonitos  $D_2$ , a partir dos metagranitóides, são reações de hidratação. Há portanto necessidade de introduzir água no sistema, como na formação de mica branca e epidoto a partir dos feldspatos. Estas reações são eminentemente retrogressivas e parecem ter ocorrido com o aumento da deformação e/ou abaixamento nas condições de P e T.

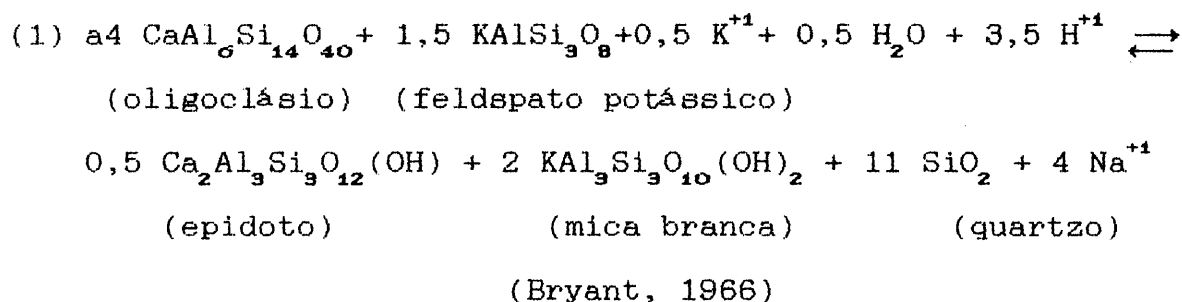
Segundo Beach (1976 e 1980) e Kerrich et al. (1978), existem evidências de que a pressão de fluidos dentro das faixas de cisalhamento dúcteis é maior do que a pressão litostática. Isto porque a permeabilidade, aumentada pela deformação dúctil, é o fator mais importante para a formação de *fluid channelling* nestas zonas. Contudo, nem todas as faixas que compõem a Dorsal de Canguçu demonstram uma ação de fluidos muito grande. Gomes (1990) conclui que o sistema granitos-milonitos do metagranitóide Arroio Moinho é isoquímico. Provavelmente os fluidos ascenderam nas zonas transtrativas (distensivas) enquanto as zonas transpressivas não propiciam o aporte muito significativo de fluidos, pois a

componente de cisalhamento puro não favorece a geração de espaço para a ascensão dos mesmos.

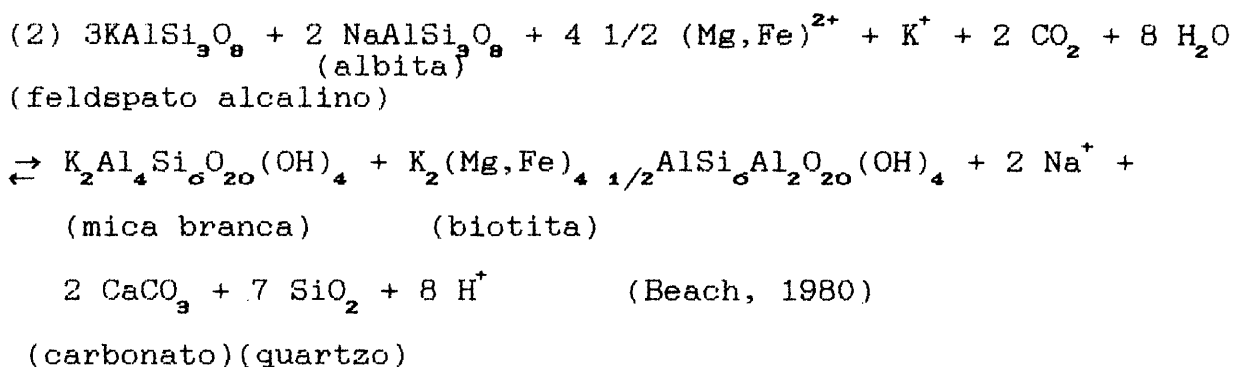
As transformações químicas e mineralógicas induzidas pela energia de deformação em presença de fluidos, levam à formação de mineralogia secundária (estável) nas novas condições termodinâmicas.

A mineralogia primária da rocha, constituída de oligoclásio, feldspato alcalino, biotita e/ou muscovita é transformada em albita, novos grãos de feldspato alcalino, biotita secundária, mica branca, titanita, epidoto e/ou clorita na rocha milonitizada.

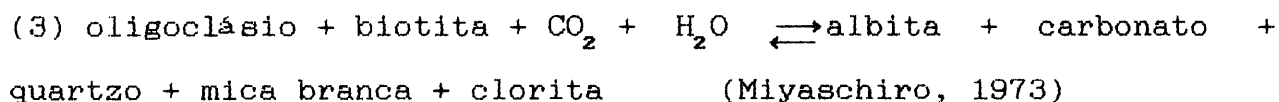
As principais reações, que ocorrem durante a deformação  $D_2$  caracterizam condições de fácies xistos verdes:



A formação de epidoto, mica branca e quartzo, a partir dos dois feldspatos, é freqüente em todas as rochas miloníticas. Provavelmente o  $\text{Na}^{++}$ , nestas rochas, é incorporado nos plagioclásios progressivamente mais albítico, ao contrário do que ocorre com Bryant (1966). Outra diferença é que o feldspato alcalino não apresenta um componente Na como nos milonitos estudados, evidente pela formação das pertitas.



O desenvolvimento da assembléia mica branca, quartzo, carbonato e biotita a partir dos dois feldspatos é muito comum nos metagranitos do Complexo Piratini, caracterizando a atividade do CO<sub>2</sub> nos fluidos que percolam nestas faixas de cisalhamento. A biotita secundária formaria-se as expensas da biotita original, não necessitando da introdução de Fe e Mg no sistema, como mostra a fórmula (3).



Esta reação pode representar outro tipo de troca mineralógica envolvendo o CO<sub>2</sub>, formando clorita e mica branca, também no Complexo Canguçu. A extensa formação de clorita, as expensas de biotita ocorre nas rochas miloníticas do metagranito Quitéria, contudo não há carbonato na região. A clorita parece formar-se em conjunto com o quartzo e mica branca, a partir da biotita.

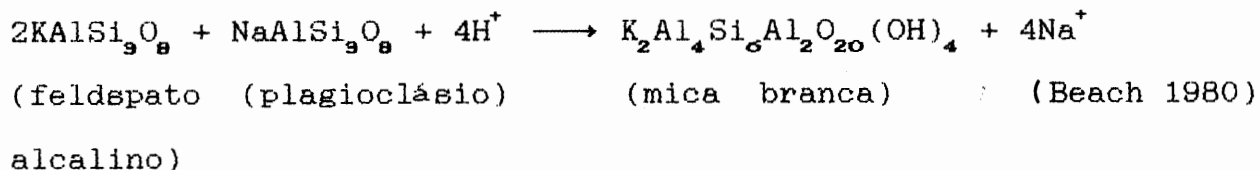
A mudança de comportamento dos feldspatos nas rochas miloníticas (protomilonitos), com a deformação controlada por

mecanismos de plasticidade cristalina e difusão intragranular transicionando para processos de fraturamento caracterizam, igualmente, as mudanças nas condições ambientais atuantes durante a deformação  $D_2$ , conforme a seguir.

As microfraturas de extensão e de cisalhamento nos feldspatos predominam sob condições de fácies xisto verde a  $300^{\circ}$ - $400^{\circ}$ C (Boullier 1980) e  $350^{\circ}$ - $500^{\circ}$ C (Andrews 1984).

A formação de faixas de filonitos, no metagranito Arroio Francisquinho, evidencia condições ambientais diferentes, nestas faixas de cisalhamento controladas, provavelmente, *shear stress*, *strain*, atividade dos vários cátions e hidrogênio, pressão de fluidos, temperatura e pela mineralogia a duas micas do metagranito.

A principal reação que ocorre na formação dos filonitos envolve a transformação do plagioclásio e feldspato alcalino em mica branca e quartzo, e pode ser representada pela seguinte equação:



A hidrólise dos feldspatos pode ser própria da troca de pH, com a adição de íons de hidrogênio e movimento de  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , bem como o aumento dos fluidos. Estas condições são igualmente favoráveis a solubilidade de sílica, como indicado pela formação e

segregação de quartzo.

Estas trocas composicionais são, aparentemente, similares às envolvidas em alterações hidrotermais, mas, provavelmente, ocorrem sob condições de pressão e *shear stress* maiores do que as características durante a alteração hidrotermal (Bryant, 1966). Isto talvez seja um fator muito importante na formação dos filonitos.

A composição micácea original, bem como uma maior circulação de fluidos pode ter levado à formação dos filonitos. Estas zonas podem estar associadas a regiões de dilatação (distensivas), onde o componente de compressão é menor que o de tração, facilitando o acesso de fluidos (*wet zones*).

A tentativa de comparar as feições de deformação apresentados pelos metagranitos Quitéria (Região de Quitéria - Capivarita) e Arroio Moinho (Região de Piratini), ambos muito semelhantes e sin-cinmáticos a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu (Fernandes, *et al.* 1989 e Gomes, 1990) é realizada com o objetivo de descobrir as diferenças nas condições ambientais (metamórfico-hidrotermais), da zona de cisalhamento D<sub>2</sub> e, conseqüentemente, diferença na profundidade, nestas regiões (norte e sul). As principais diferenças e dúvidas que permanecem são:

- A biotita primária, do metagranito Arroio Moinho, apresenta coloração verde e baixo conteúdo de titânio (Gomes, 1990), enquanto a biotita, do metagranito Quitéria, apresenta coloração avermelhada, indicando, provavelmente, teores mais elevados do titânio (?) e, conseqüentemente, temperaturas mais elevadas (Deer,

et al. 1981). Contudo, as microestruturas denunciam que a biotita no metagranito Quitéria é menos deformada que a do metagranito Arroio Moinho. Além desta contradição, a biotita do metagranito Quitéria transforma-se em clorita e mica branca, sem formação de titanita, enquanto a biotita, no Arroio Moinho, não forma clorita e sim novas biotitas, mica branca e titanita (em todos os estágios deformacionais). O complexo Canguçu (região de Piratini) também não apresenta extensiva formação de clorita, nos milonitos.

- A formação abundante de carbonato, no Complexo Canguçu (Região Piratini) não é correspondida na região de Quitéria-Capivarita.

A presença de carbonato em sombras de pressão dos porfiroclastos, substituindo estes e matriz milonítica, bem como, ao longo de veios posteriores, indicam que o  $Ca^+$  e o  $CO_2$  foram componentes comuns das fases fluidas durante muitos estágios da deformação  $D_2$ , e mesmo  $D_1$ , nestas rochas. O  $CO_2$ , como componente da fase fluida, nestas rochas graníticas, está, provavelmente, associado a altos graus metamórficos (cf. Fyfe, *personal communication* 1990).

Com todas estas dúvidas levantadas, estudos específicos de microsonda eletrônica, inclusões fluidas e isótopos de oxigênio e hidrogênio são necessários, para o futuro, para que estas diferenças nas condições de metamorfismo sin-tectônico (regiões norte e sul) da zona de cisalhamento  $D_2$  possam ser definidas.

## LEGENDA DAS FIGURAS

Fig. 7.1 - textura granoblástica poligonal no gnaissse  $G_1$ , grão assimétrico (centro direita) devido ao cisalhamento precoce  $D_1$ .

Fig. 7.2 - *ribbon* de quartzo no gnaissse  $G_1$ . Novos grãos (ng) de tamanhos e formas variadas, com limites retos sem a formação de subgrãos. (Escala 0,5 mm).

### GNAISSE $G_3$

Fig. 7.3 - bandamento milonítico tardio ( $S_1$ ) no gnaissse  $G_3$ , onde bandas irregulares de biotita circundam *augen* de feldspatos. Banda de deformação ou *extension crenulation clivage* (seta maior) reorientando os feldspatos. Fratura de baixo ângulo (F) em relação a  $S_1$ , indicando sentido dextrógiro de movimento. (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.4 - plagioclásio *augen* com sombra de pressão assimétrica constituída por quartzo, feldspatos e micas. Feições como subgrãos (sg) e maclas de deformação (mm) são comuns nos feldspatos do gnaissse  $G_3$  (Escala 0,5 mm).

Fig. 7.5 - feldspato alcalino mostrando evolução no padrão de pertitas. (a) pertitas do tipo vênulas ou barras; (b) tipo chama; (c) tipo substituição (Escala 0,5 mm).

Fig. 7.6 - formação radial de mirmequitos em feldspato alcalino do gnaiss  $G_3$ . Notar a formação irregular da macla do microclínio, próximo ao limite do grão irregular e recristalizado (Escala  $40 \mu$ ).

Fig. 7.7 - biotita no gnaiss  $G_3$ , apresentando zona de deformação (zd) e zona de dilatação com quartzo (qz) e epidoto (ep). Os limites são bastante irregulares e escalonados (Escala  $80 \mu$ ).

Fig. 7.8 - *ribbons* de quartzo, no milonito-gnaiss do  $G_3$ . Este pode apresentar apenas extinção ondulante (seta vazia) ou pequenos novos grãos poligonais (seta cheia, escala  $40 \mu$ ).

Fig. 7.9 - *augen* de plagioclásio alongado, tendendo a *ribbon*. (a) apresenta feições como bandas de deformação (bd), subgrãos (sg) e novos grãos (ng). Milonito-gnaiss  $G_3$ . escala  $20 \mu$  e (a)  $40 \mu$ .

Fig. 7.10 - feldspato alcalino alongado, no milonito-gnaiss  $G_3$ . O grão transforma-se em quartzo (qz) e plagioclásio (pl) a partir das bordas (Escala  $40 \mu$ ).

Fig. 7.11 - fraturas curvas tipo "flor", em feldspato do milonito-gnaiss  $G_3$  (Escala  $0,25 \text{ mm}$ ).

Fig. 7.12 - granada com sombra de pressão de quartzo, levemente assimétrica. Fábrica de ultramilonito no  $G_3$ , mostrando alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em mica branca (Escala  $40 \mu$ ).



Fig. 7.13 - feldspato alcalino *augen*, completamente recristalizado formando um mosaico poligonal. (7.13a) desenho mostrando os novos grãos, albita (ab) e feldspato alcalino (kf). Escala 40  $\mu$ .

Fig. 7.14 - *augen* de feldspato alcalino (kf) com pertita do tipo substituição, formando albita (ab), escala 20  $\mu$ .

Fig. 7.15 - granada fraturada, com sombra de pressão, no ultramilonito do gnaiss  $G_3$ , escala 40  $\mu$ .

Fig. 7.16 - feições do quartzo no quartzo milonito  $G_3$ . Cristais de tamanhos variados, mostrando extinção ondulante, e bandas de deformação (bd) além de pequenos subgrãos (sg) nos limites dos grãos (Escala 15  $\mu$ ).

#### COMPLEXO CANGUÇU

Fig. 7.17 - variação textural nos metagranitos do Complexo Canguçu com a deformação. (a) metagranito foliado, (b) milonito-gnaiss da  $D_1$ , (c) protomilonito  $D_2$ , (d) ortomilonito  $D_2$ , (e) ultramilonito I  $D_2$  e (f) ultramilonito II  $D_2$  (Escala 1 mm).

Fig. 7.18 - quartzo no metagranito foliado (Complexo Canguçu) apresentando formas irregulares, extinção ondulante, bandas de deformação (bd), subgrãos e novos grãos nos limites das bandas e nas bandas dos grãos (Escala 10  $\mu$ ).

Fig. 7.19 - grão de plagioclásio dobrado, com eixo a alto ângulo em relação à macla. Limites do grão irregulares com formação de quartzo, albita e biotita (setas) (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.20 - biotita com limites irregulares no Complexo Canguçu. (7.20a) Detalhe da foto 20 mostrando zona de dilatação com quartzo (qz) e limites com novas biotitas (bi), mica branca (mb) e titanita (ti). (Escala 15 e 40  $\mu$ , respectivamente).

Fig. 7.21 - *ribbon* de quartzo no milonito-gnaissé do Complexo Canguçu. Novos grãos subpoligonais (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.22 - biotita primária parcialmente transformada em mica branca (mb) e titanita, no milonito-gnaissé do Complexo Canguçu, escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.23 - quartzo irregularmente alongado com novos grãos e subgrãos de tamanhos e formas variadas. Protomilonitos do Complexo Canguçu (Escala 5  $\mu$ ).

Fig. 7.24 - fraturas em quartzo, preenchidas por quartzo e albita, nos protomilonitos do Complexo Canguçu, em locais com muito aporte de fluidos (Escala 50  $\mu$ ).

Fig. 7.25 - fraturas em plagioclásio preenchidas por carbonato (ca), em protomilonito do Complexo Canguçu (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.26 - microquebramento em feldspato alcalino, com espaços preenchidos por matriz (mz) com albita, quartzo,

biotita e epidoto. Formação mais intensa de pertitas (pt) próximo aos limites das fraturas (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.27 - biotita formando estrutura *fish*, com cauda de destruição de novas biotitas (bt0, mica branca (mb0 e titanita (ti) nos protomilonitos do Complexo Canguçu (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.28 - textura nos ultramilonitos do Complexo Canguçu. Fratura de cisalhamento, com baixo ângulo com a foliação milonítica  $S_2$ . *Ribbon* de quartzo com novos grãos poligonais (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.29 - dobras assimétricas em bandas de quartzo no ortomilonito do Complexo Canguçu (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.30 - feições macroscópicas do ultramilonito II no Complexo Canguçu no ortomilonito do Complexo Canguçu (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.31 - gradação dos ultramilonitos II (um) para os orto e protomilonitos (om, escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.32 - detalhe do ultramilonito II. Lentes máficas com biotita (bi) e epidoto (ep) circundadas por bandas quartzo-feldspáticas (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.33 - litoclasto do metagranito no ultramilonito II. Notar a abundância de mirmequito, no limite entre feldspato alcalino e plagioclásio (Escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.34 - substituição de feldspato por quartzo, no

ultramilonito II do Complexo Canguçu (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.35 - crescimento de quartzo, englobando porções de litoclastos de metagranitóide do Complexo Canguçu. (Escala 20  $\mu$ ).

Fig. 7.36 - porfiroblasto de quartzo arredondado com sombra de pressão preenchida por matriz de quartzo, feldspatos e biotita, no ultramilonito II (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.37 - porfiroblasto de quartzo com textura *augen* em ultramilonito II (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.38 - porfiroblasto idioblástico de feldspato alcalino, sem indícios de deformação, apresentando inclusões da matriz (Escala 15  $\mu$ ).

#### METAGRANITO QUITÉRIA

Fig. 7.39 - variação textural do metagranito Quitéria com a deformação. (a) metagranito foliado, (b) protomilonito, (c) orto e ultramilonito (Escala 1 mm).

Fig. 7.40 - quartzo com formas irregulares, mostrando feições como extinção ondulante e bandas de deformação. Os limites são decorados com subgrãos (sb, escala 80  $\mu$ ).

Fig. 7.41 - quartzo vermicular (qz) em plagioclásio. O plagioclásio apresenta núcleos de microclinização (mi) e subgrãos que deslocam as linhas de macla

(Escala 40  $\mu$ ).

- Fig. 7.42 - pertitas do tipo vênula em feldspato alcalino, afetadas por *kinks* que as tornam sigmoidais (Escala 80  $\mu$ ).
- Fig. 7.43 - feldspato alcalino com manto de albita (ab), biotita (bi), mica branca (mb) e mirmequitos. Formação de maclas do microclínio (mi) próximo aos limites dos grãos. (7.43a) Desenho de detalhe dos mirmequitos (Escala 40 e 0,3  $\mu$ ).
- Fig. 7.44 e 44a - subgrãos (sb) de tamanhos e formas variadas em plagioclásio (b) detalhe da 44a, mostrando rotação dos subgrãos, evidenciado pela descontinuidade dos planos de macla (Escala 40, 60 e 0,3  $\mu$ , respectivamente).
- Fig. 7.45 - *ribbons* de quartzo, com novos grãos e subgrãos sub-retangulares, com limites serrilhados devido a pequenos novos grãos recristalizados. Porções de deformação mais intensa, com grãos recristalizados poligonais (ng) e porções de deformação menos intensa, onde somam grãos maiores (c) (Escala 40  $\mu$ ).
- Fig. 7.46 - fraturas de cisalhamento em feldspato alcalino, a alto ângulo com a foliação milonítica. Notar a formação de maclas do microclínio próximo as fraturas. (7.46a) Desenho do grão com as fraturas a alto ângulo com a foliação milonítica. Estas são preenchidas por matriz (mz) de albita e quartzo, que ocorrem também nas

sombras de pressão (Escala 15 e 5  $\mu$ ).

Fig. 7.47 - fraturas de cisalhamento em plagioclásio, a alto ângulo com a  $S_2$  (Escala 15  $\mu$ ).

#### METAGRANITO ARROIO FRANCISQUINHO

Fig. 7.48 - variação das texturas com o aumento da deformação (a) metagranito foliado, (b) protomilonito, (c) ortomilonito, (d) ultramilonito (Escala 1 mm).

Fig. 7.49 - núcleos de microclinização em feldspato alcalino, no metagranito Arroio Francisquinho (Escala 80  $\mu$ ).

Fig. 7.50 - megacristal de muscovita, apresentando zonas de deformação (k), zonas de dilatação (zd) e fraturas (f), preenchidas por quartzo, opacos e mica branca. As bordas dos cristais (seta) são irregulares e reativas (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.51 - muscovita (*fish*) com a clivagem (001) oblíqua à foliação milonítica. A muscovita marca a foliação S. Na porção inferior do grão (seta) a clivagem (001) está dobrada. *Ribbon* de quartzo com novos grãos poligonais (qz, escala 15  $\mu$ ).

Fig. 7.52 - microquebramento de plagioclásio, com preenchimento de mica branca (Escala 2  $\mu$ ).

Fig. 7.53 - *Ribbon* tipo I com extinção ondulante e subgrãos nos limites de grão (sb). Formação de biotita (bi) e mica

branca, paralela ao *ribbon* marcando a superfície C  
(Escala 80  $\mu$ ).

Fig. 7.54 - *augen* de feldspato alcalino (kf) com pertita de substituição, formando albita (ab).

Fig. 7.55 - textura de ultramilonito com bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas de concentração de micas, no Arroio Francisquinho.

Fig. 7.56 - fábrica do Filonito Cerro Agudo, com textura granoblástica poligonal nas bandas quartzo-feldspáticas e lepidoblástica nas micáceas (Escala 40  $\mu$ ).

Fig. 7.57 - *augen* de albita com sombra de pressão de mica branca (mb). Transformação da albita em mica branca através dos planos de macla (seta), escala 40  $\mu$ .

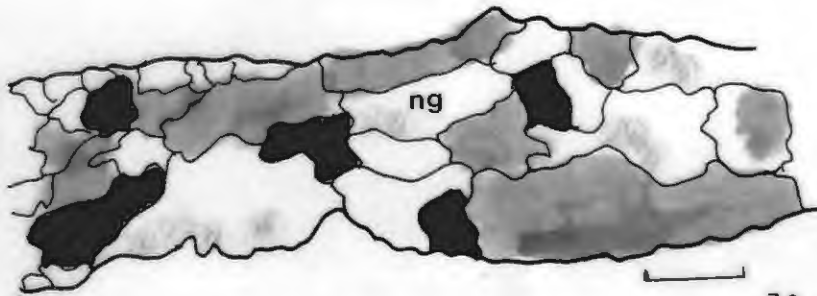
Fig. 7.58 - grau de triclinicidade dos feldspatos do metagranito Complexo Canguçu (Segundo Bell e Johnson, 1989).



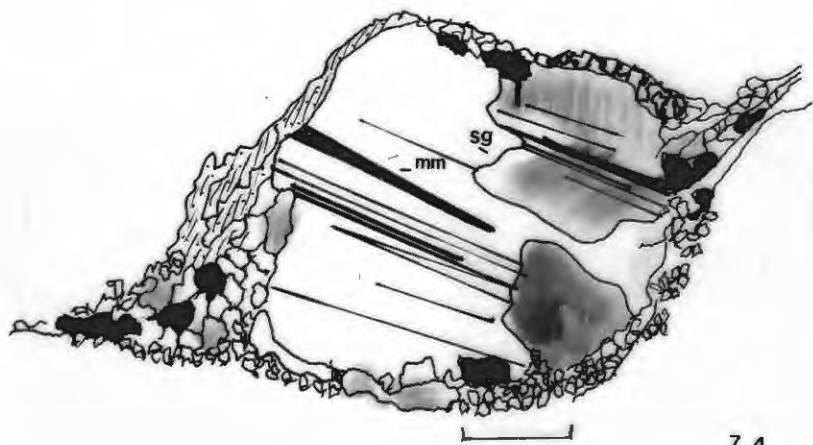
7.1



7.3

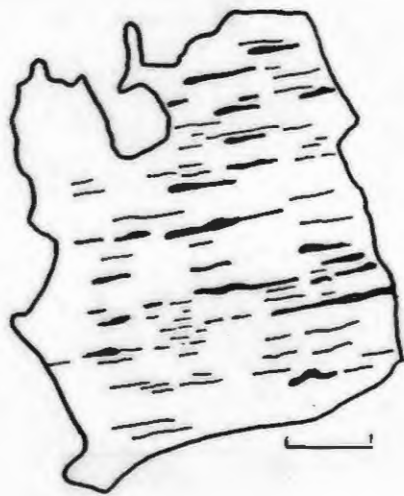


7.2



7.4





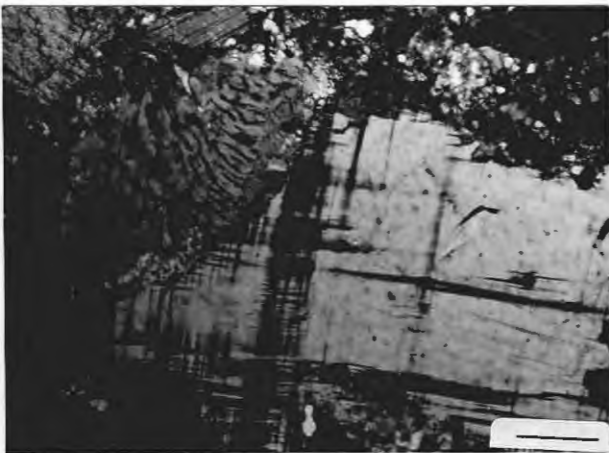
7.5a



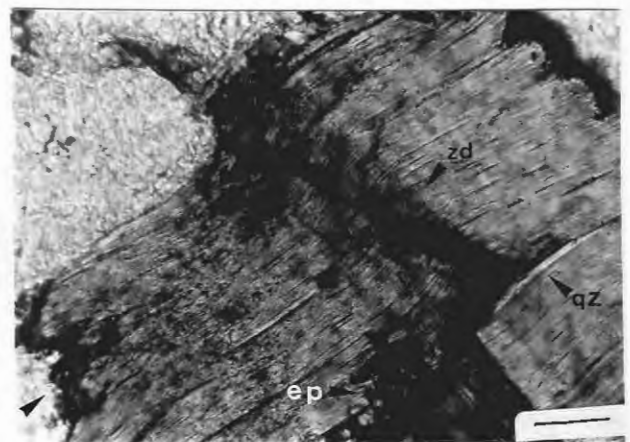
7.5b



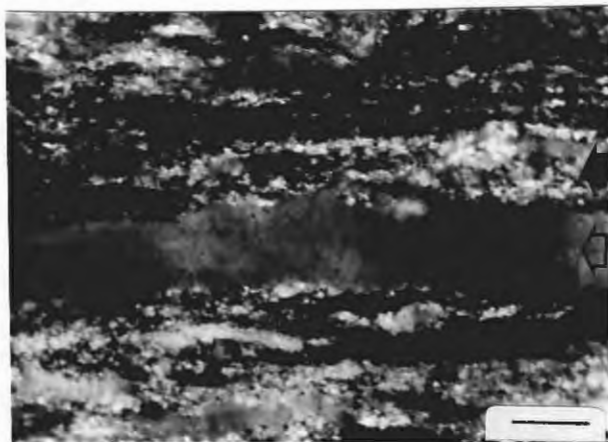
7.5c



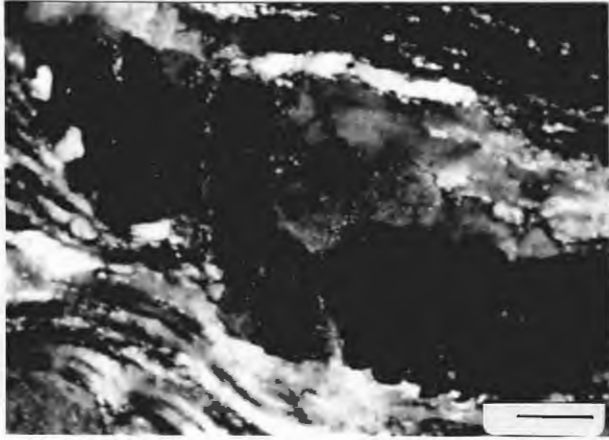
7.6



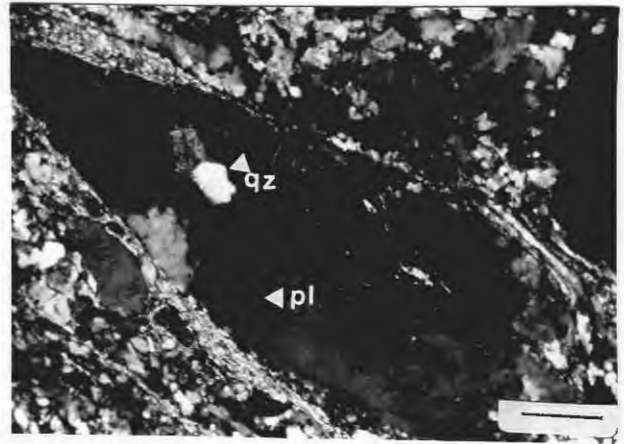
7.7



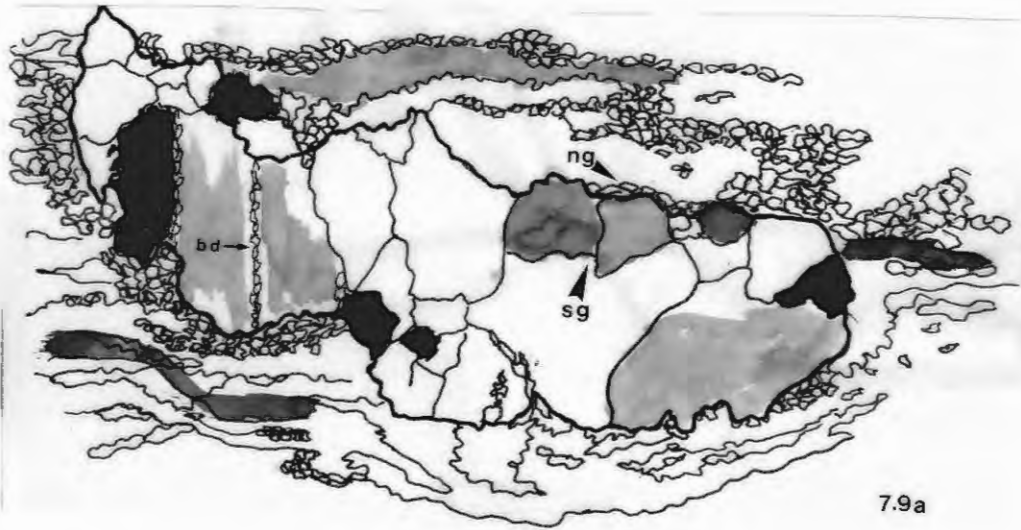
7.8



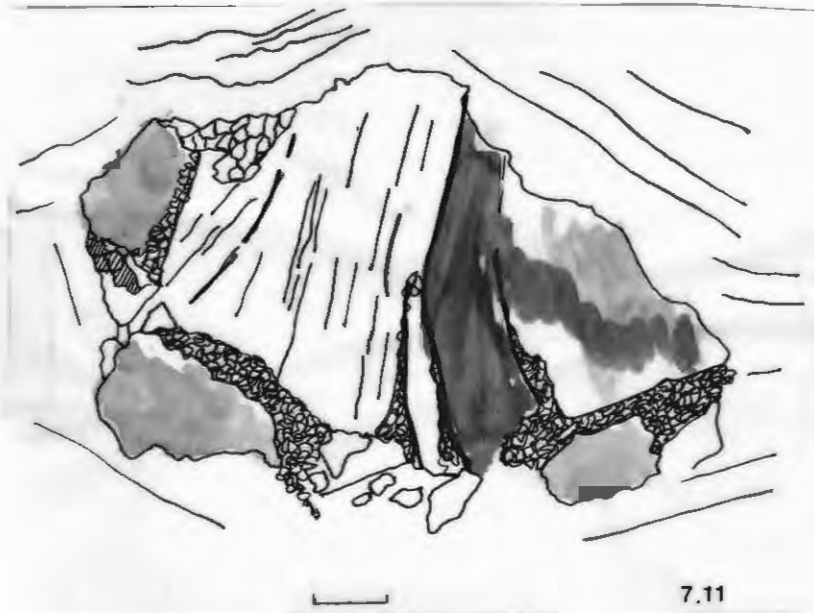
7.9



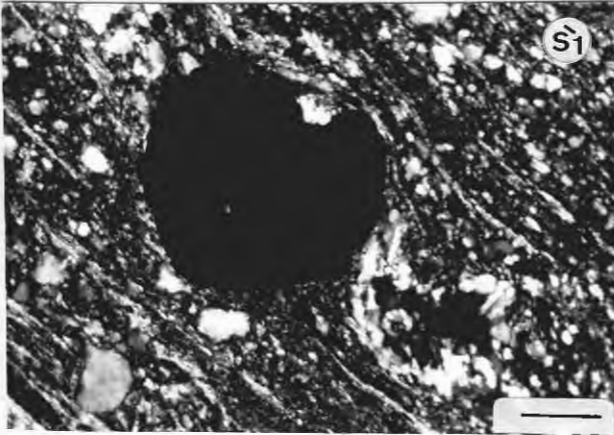
7.10



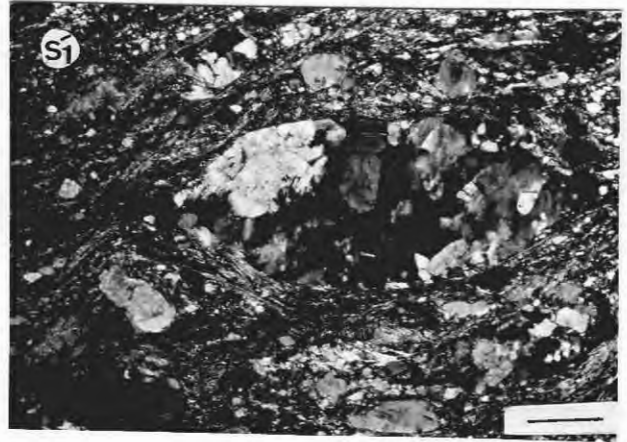
7.9a



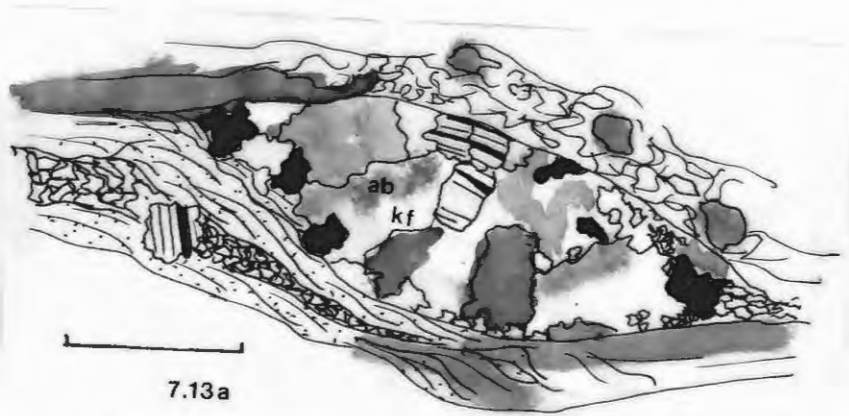
7.11



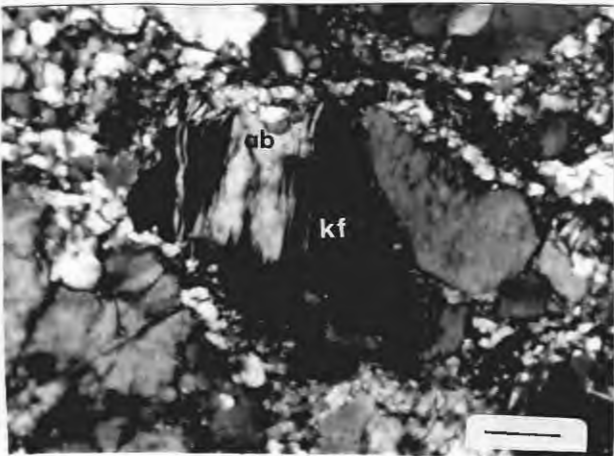
7.12



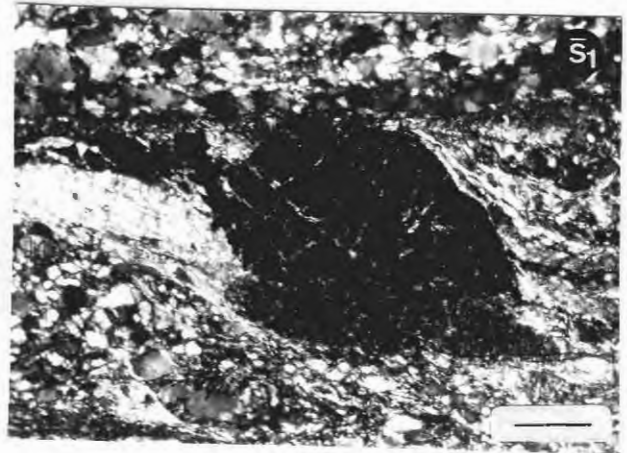
7.13



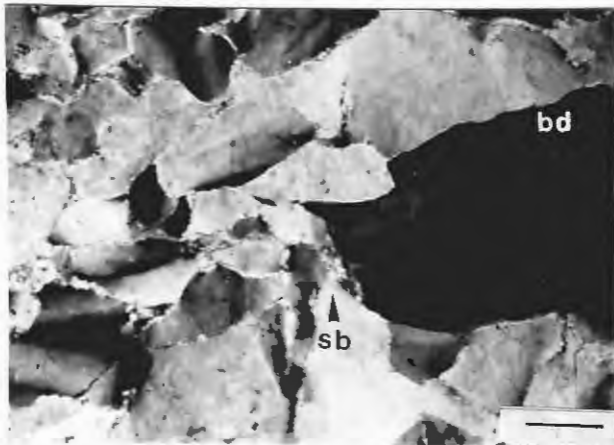
7.13a



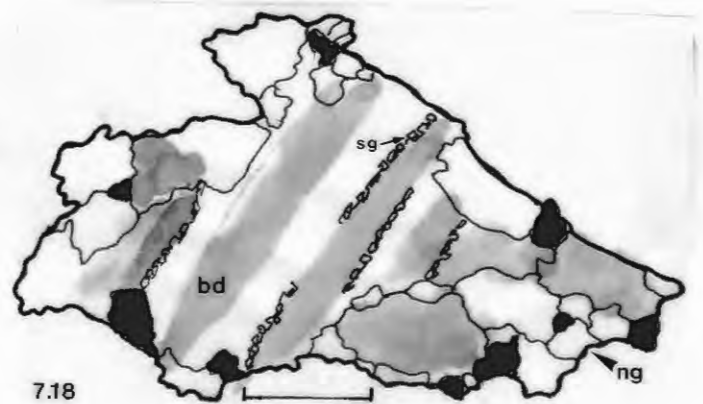
7.14



7.15



7.16



7.18



a



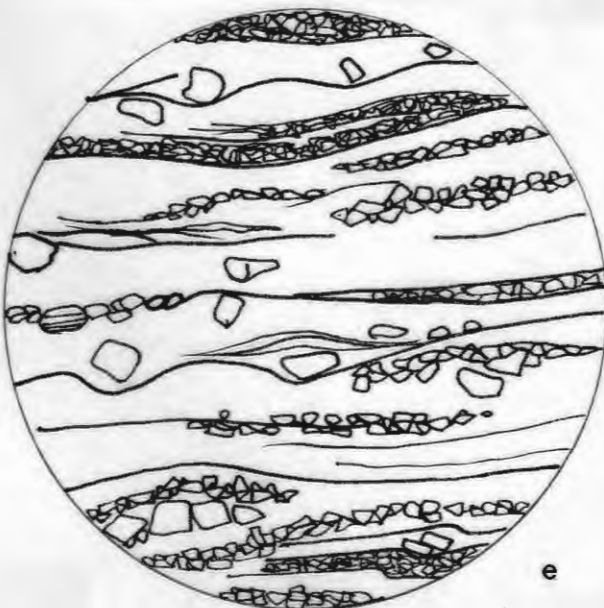
b



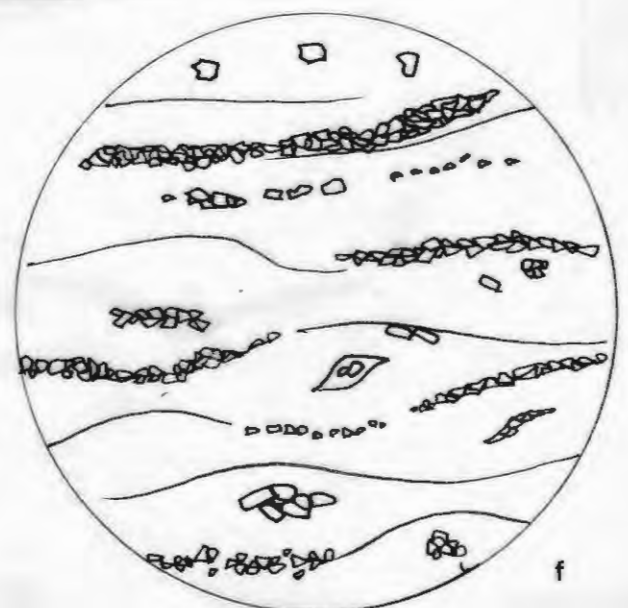
c



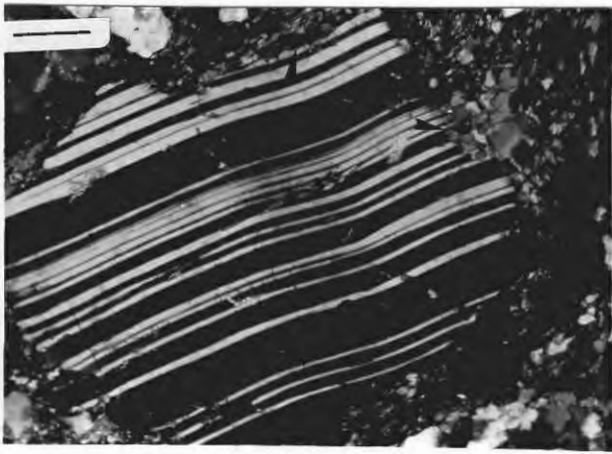
d



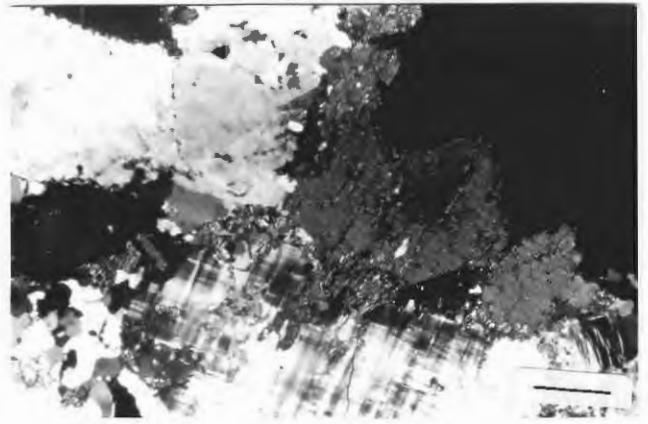
e



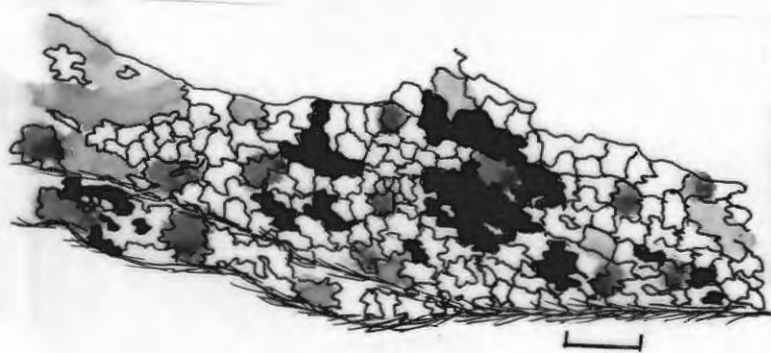
f



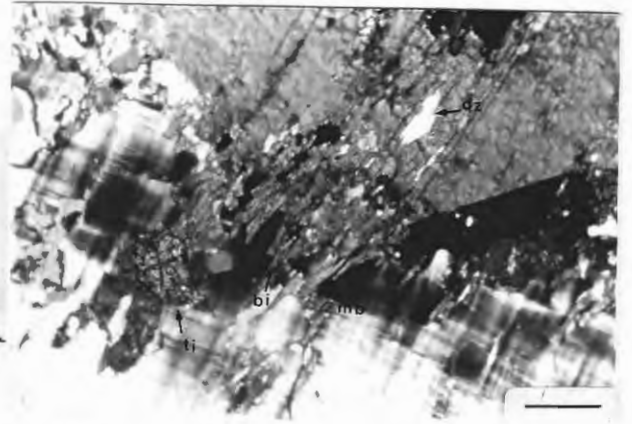
7.19



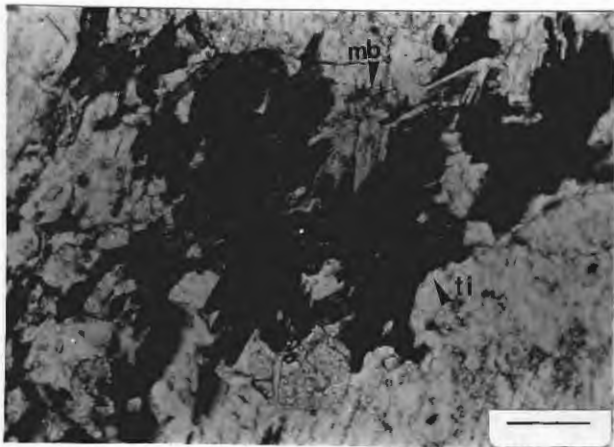
7.20



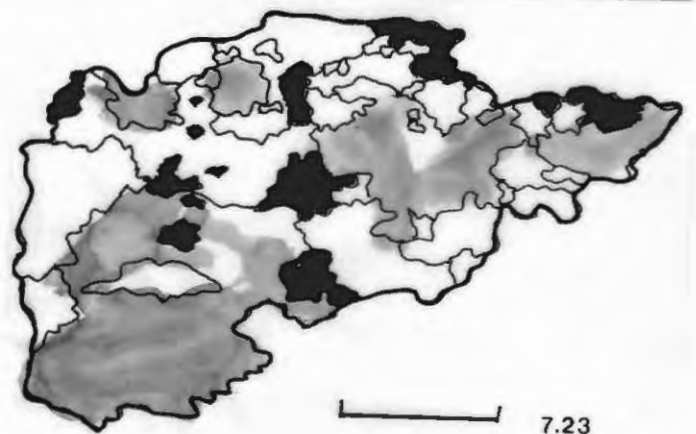
7.21



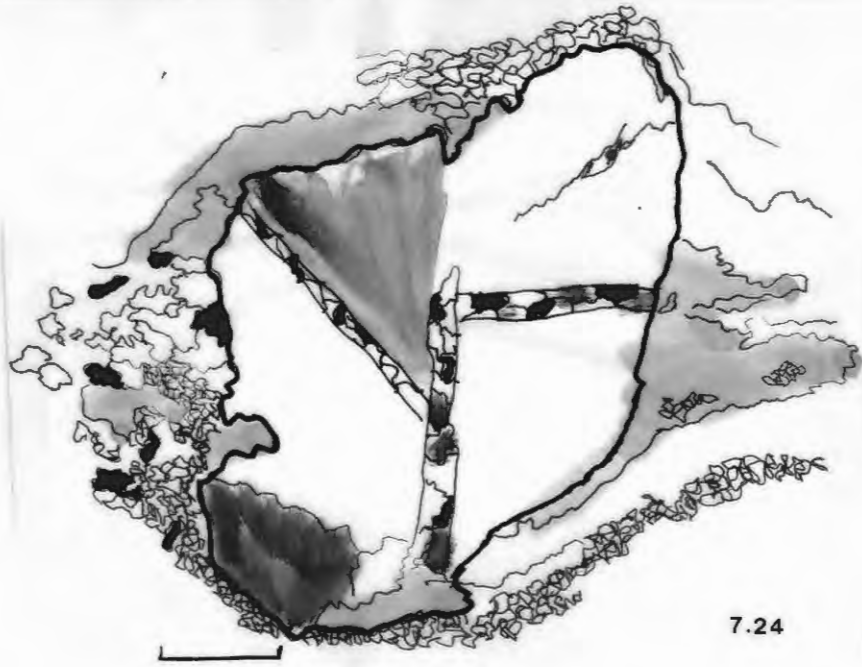
7.20a



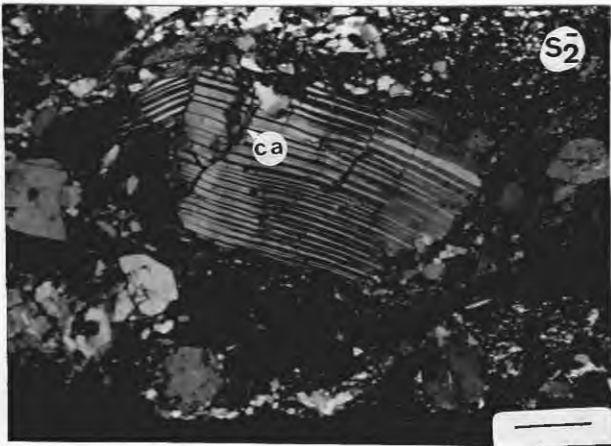
7.22



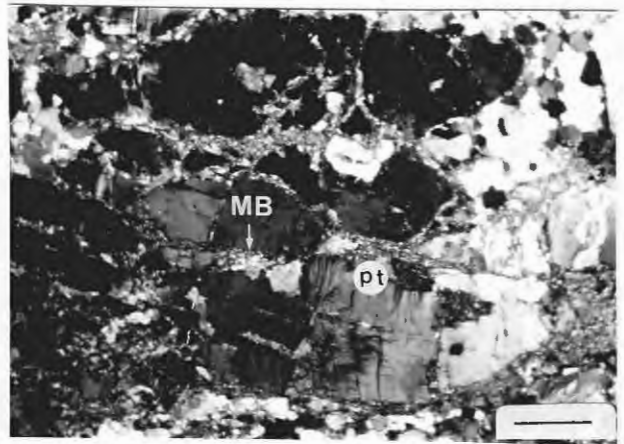
7.23



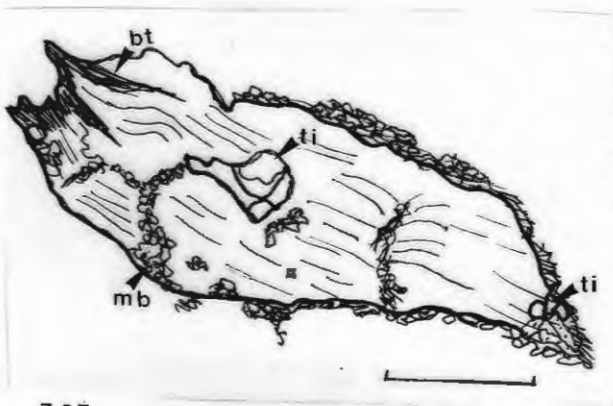
7.24



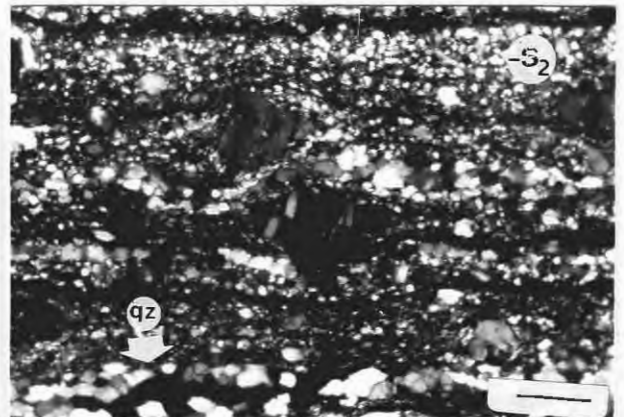
7.25



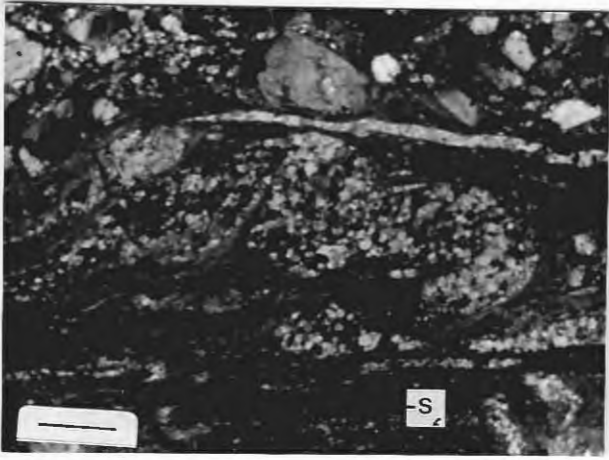
7.26



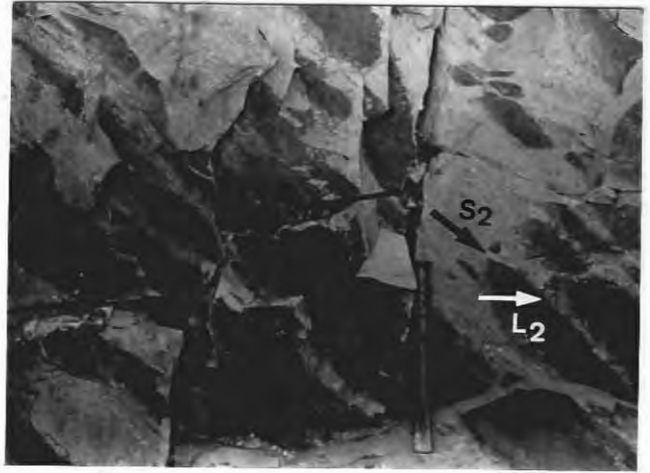
7.27



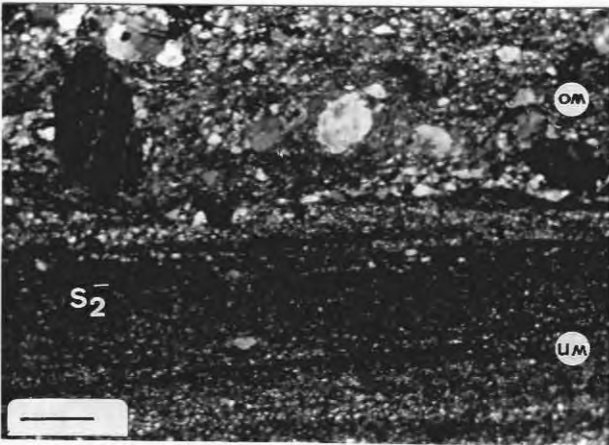
7.28



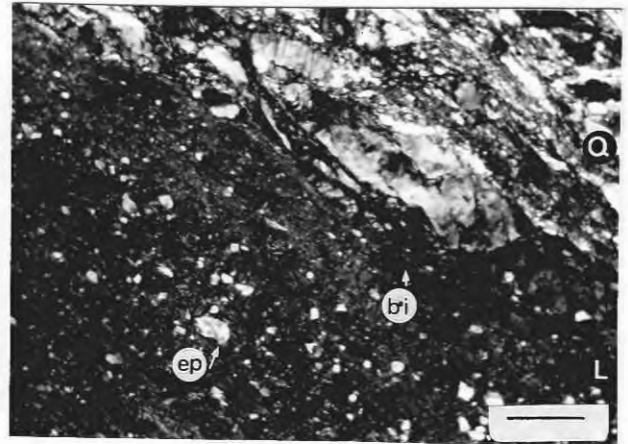
7.29



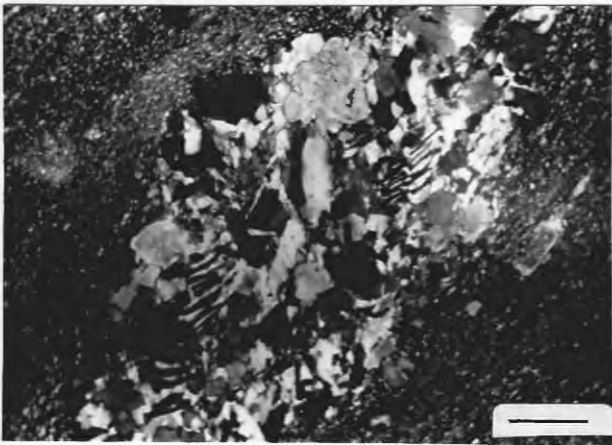
7.30



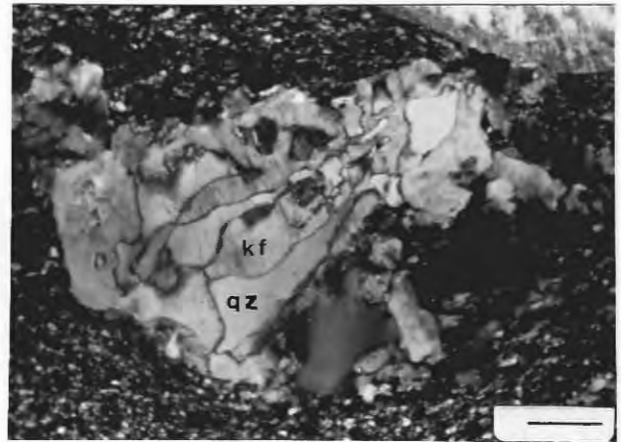
7.31



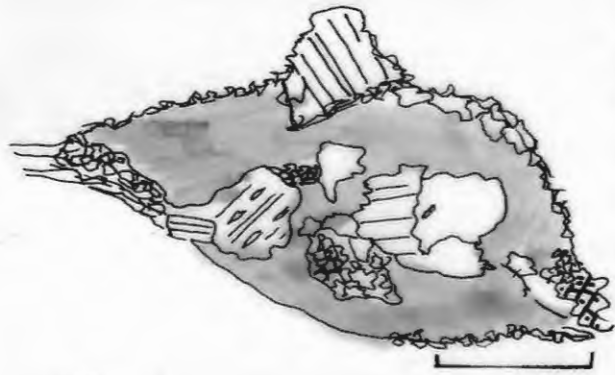
7.32



7.33



7.34



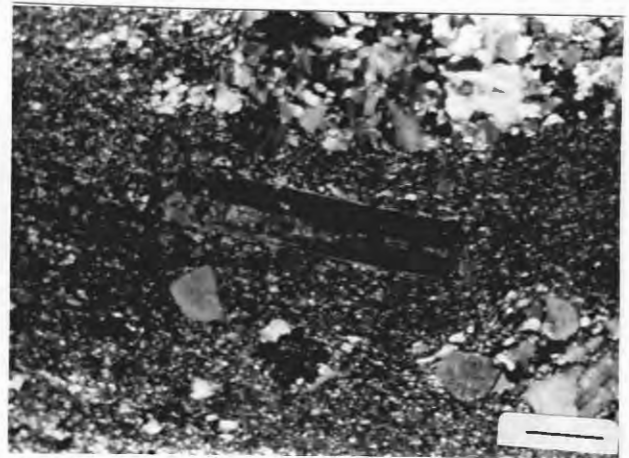
7.35



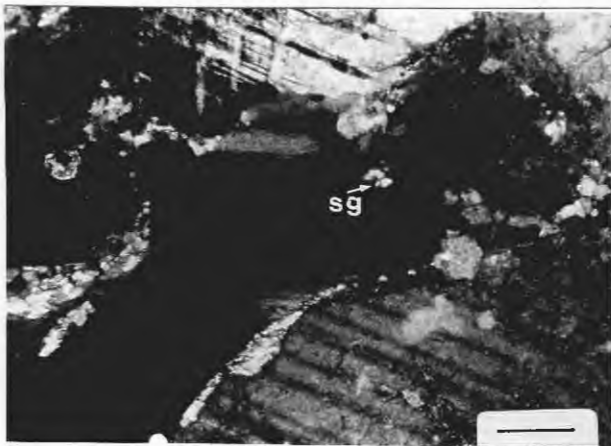
7.36



7.37



7.38



7.40



741





a

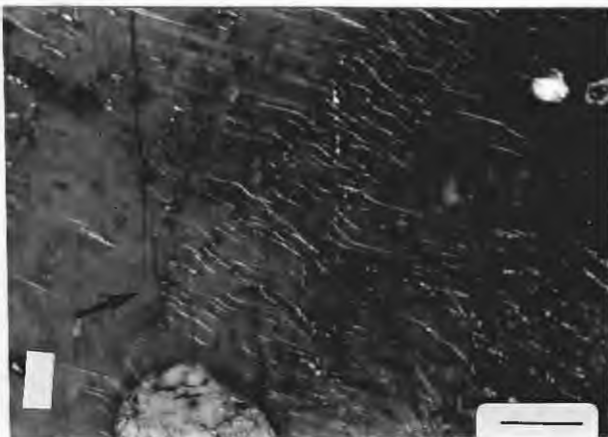


b

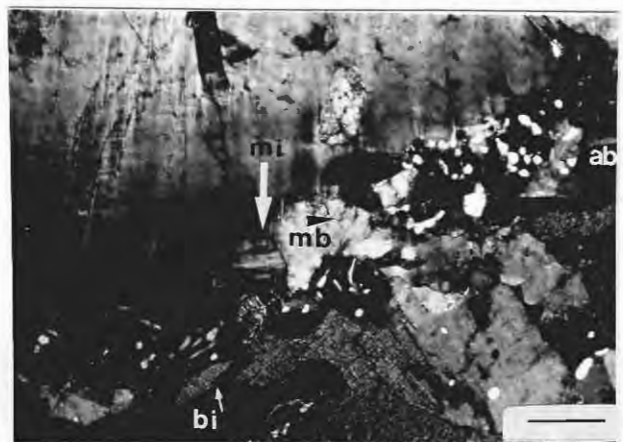


c

FIG.7.39



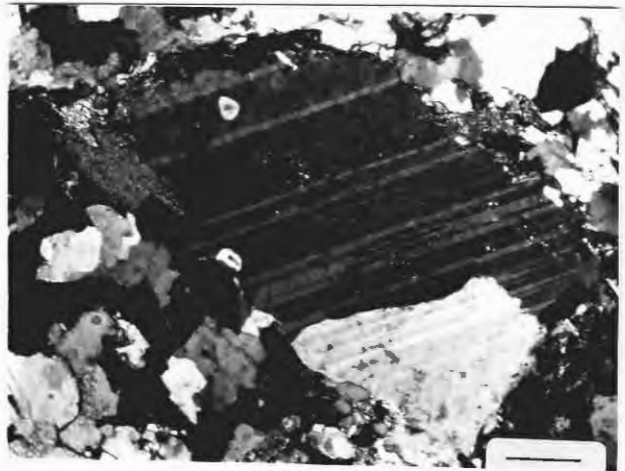
7.42



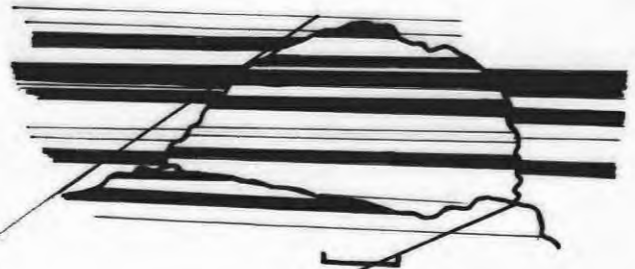
7.43



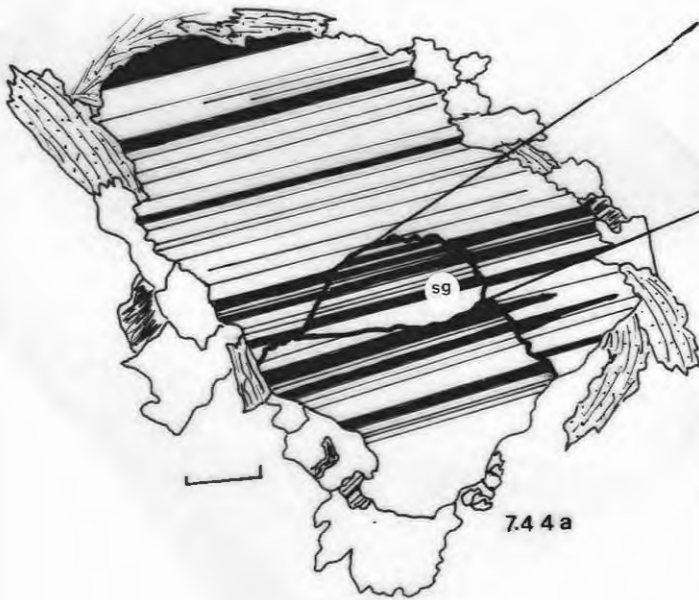
7.43 a



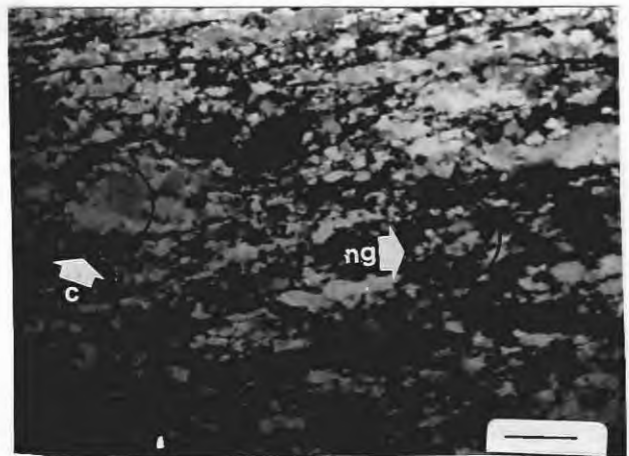
7.44



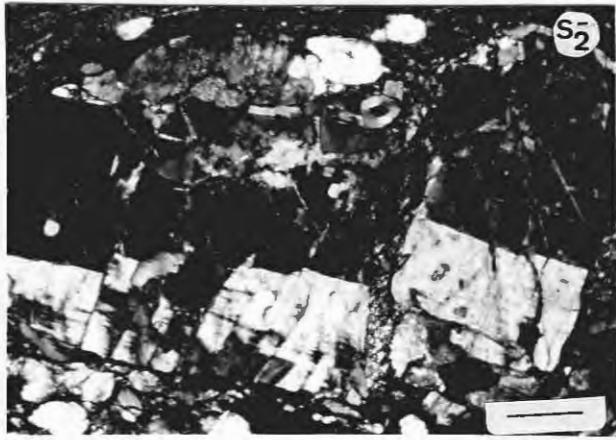
7.44 b



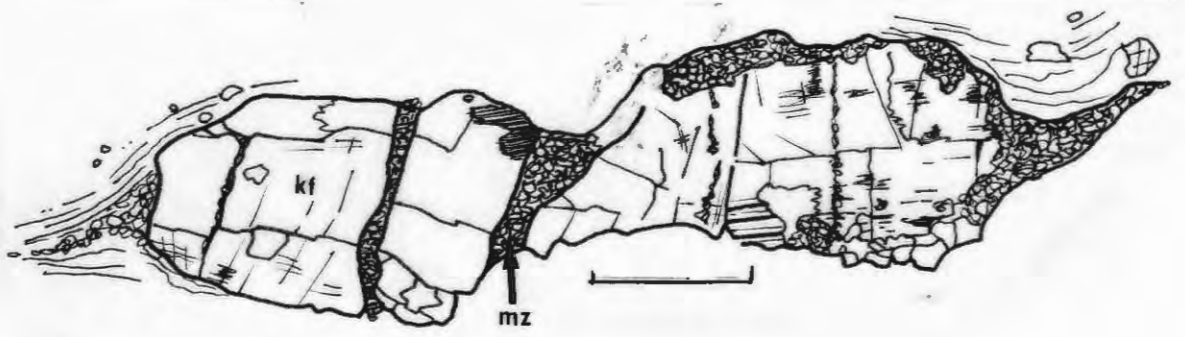
7.44 a



7.45



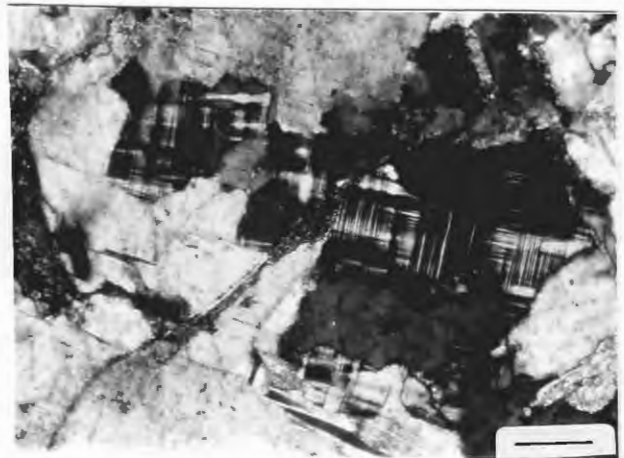
746



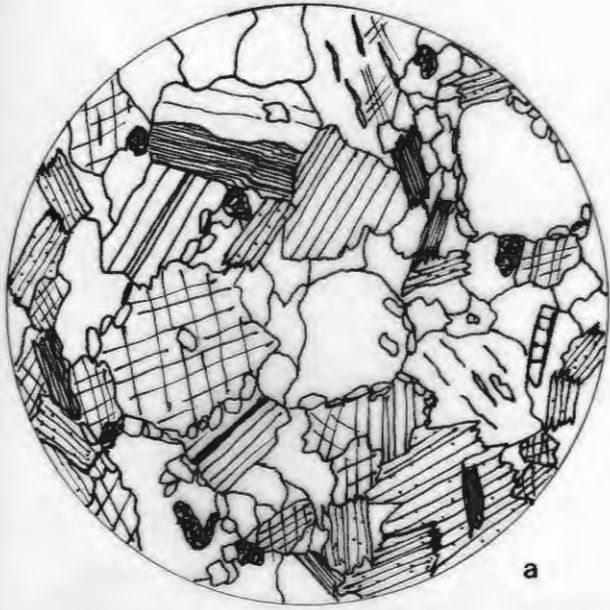
746a



747



749



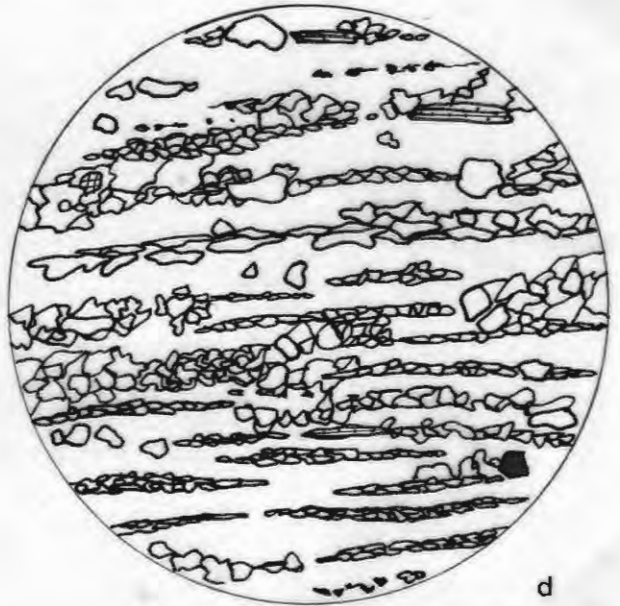
a



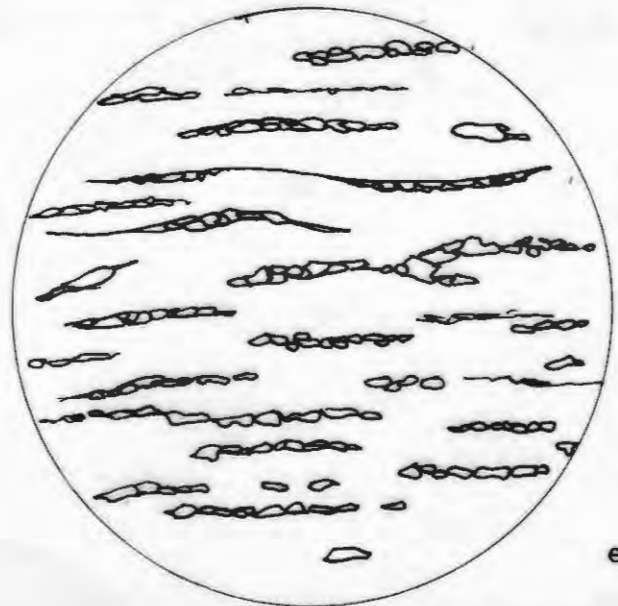
b



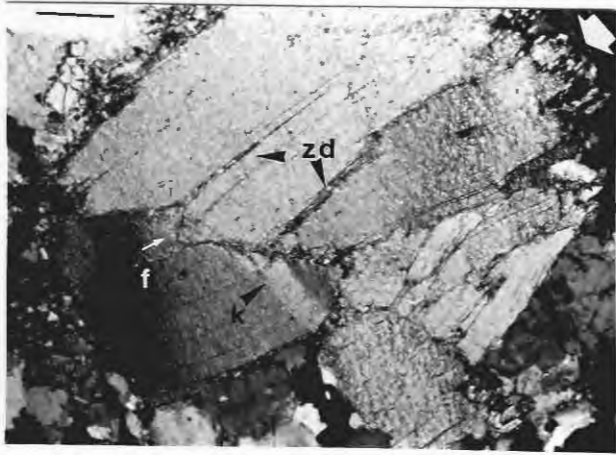
c



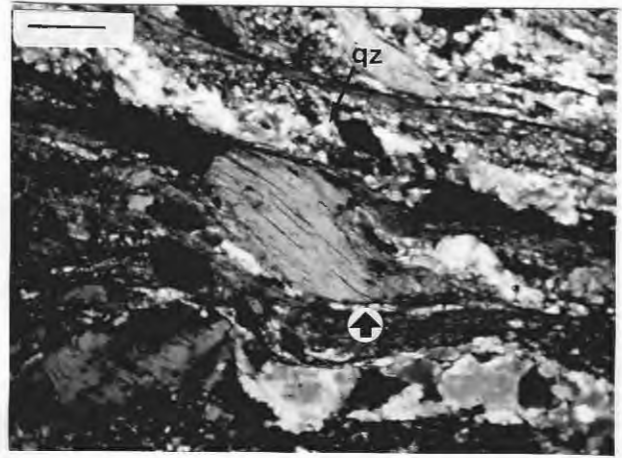
d



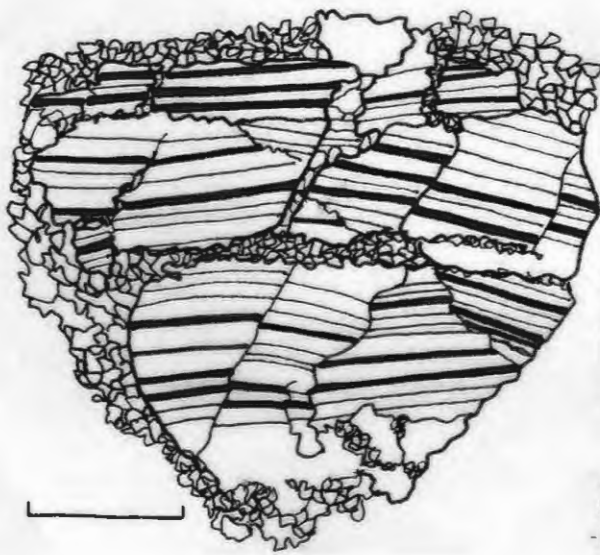
e



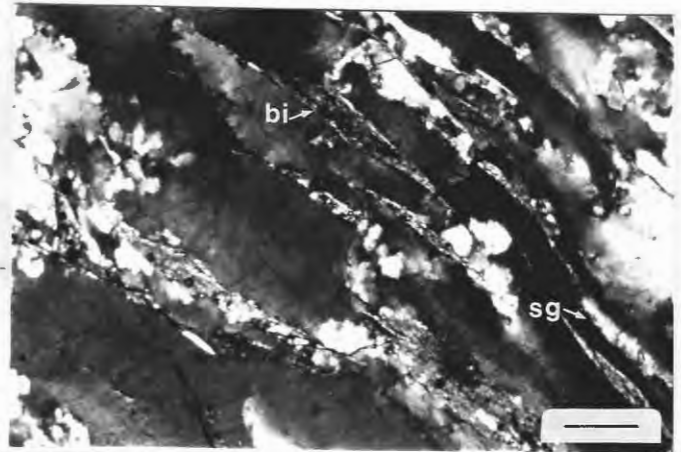
7.50



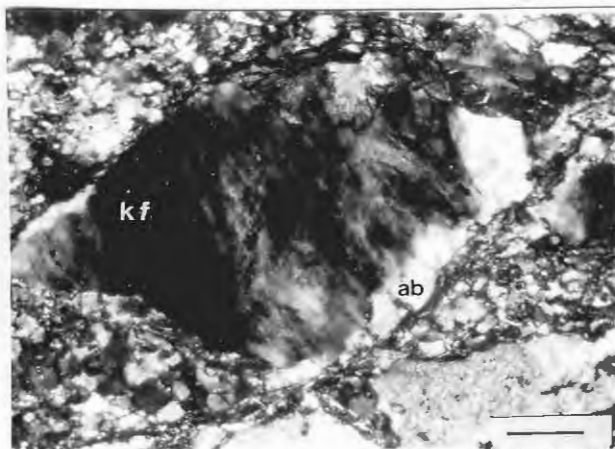
7.51



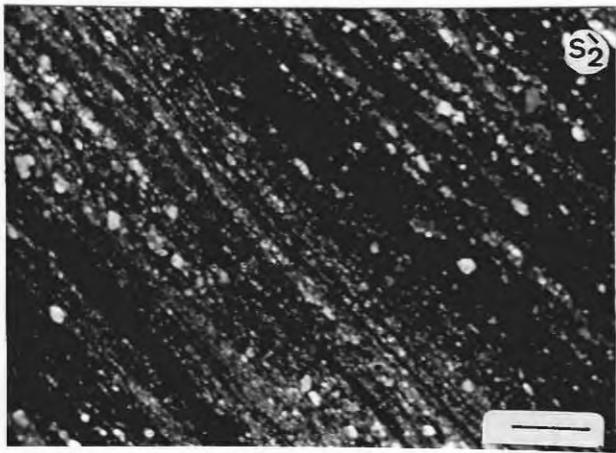
7.52



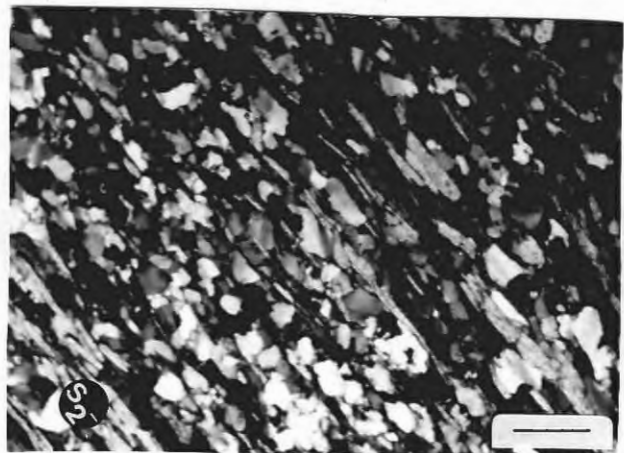
7.53



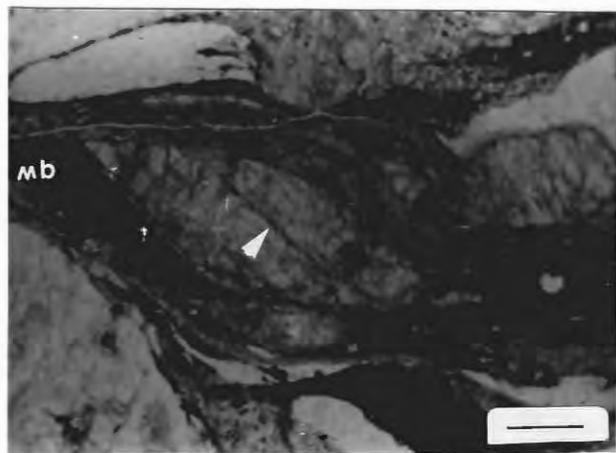
7.54



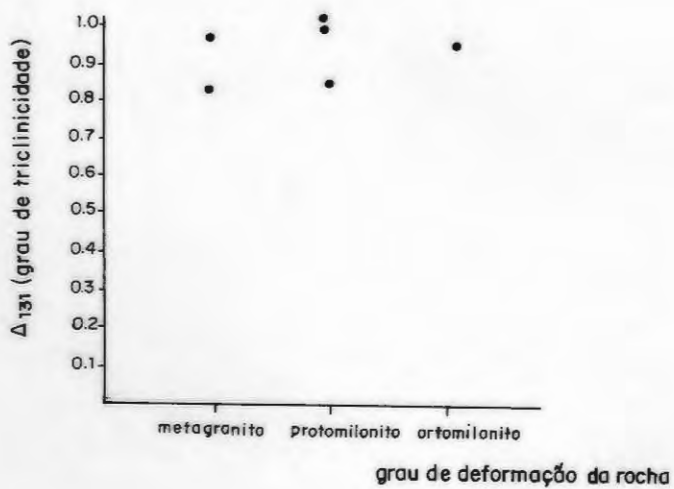
755



756



757



758

ROCHAS	LOCALIZAÇÃO	ZONAS DE CISALHAMENTO	ASPECTOS ESTRUTURAIS	ASPECTOS TEXTURAIS MACROSCÓPICOS	COMPOSIÇÃO	MINERAIS CARACTERÍSTICOS, ALÉM DE QZO, KF E PLAGIO.	MILONITOS	MINER. SECUNDÁRIA	MICRO ESTRUTURAS E/OU TEXTURAS	METAMORFISMO
MgAF	Região de Quitéria-Capivarita	D <sub>2</sub>	Tectonito S>L Foliação (S <sub>2</sub> ) marcada por muscovita e biotita	Leucogranito equigranular a duas micas	sieno a monzogranito	Muscovita Biotita Granada Turmalina	Formação de filonitos quartzo-milonitos e milonitos	Mica Branca Granada Microclínio Albita	Muscovita Fish, fraturas em K-feldspato, quartzo vermicular	Xistos Verdes
MgQ	Região de Quitéria-Capivarita	D <sub>2</sub>	Tectonito L>S lineação mineral marcado pela orientação de megacristais de K-feldspatos (L <sub>2</sub> )	Porfirítico Grosso	Monzo a Granodiorito com matriz granodiorítica	Megacristal de feldspato alcalino biotita vermelha	Formação de estreitas faixas de milonitos (50 m)	Clorita Mica Branca Albita Epidoto	Biotita com limites retos fraturas de cisalhamento em K-feldspato, quartzo vermicular	Xistos Verdes
Mg do Compl. Canguçu	Região de Piratini	D <sub>1</sub> e D <sub>2</sub>	Tectonito L>S L <sub>1</sub> de K-feldspato e uma foliação que evoluiu para um bandamento gnaissico (S <sub>1</sub> )	Equigranular a porfirítico médio a grosso	Granodiorito a Monzogranito	Biotita verde de Alanita Titanita Zircão	Faixas de milonitos D <sub>2</sub> com graduação de proto-orto e ultra milonito (até 1 Km)	Carbonato Titanita Epidoto Mica Branca Biotita Albita	Biotita verde com limites reativos, porfiroblastos de ribbon de quartzo	Anfibolito na D <sub>1</sub> e xistos verdes na D <sub>2</sub>
CGAR	Região de Quitéria	D <sub>1</sub> e D <sub>2</sub>	Tectonito L-S bandamento gnaissico centimétrico (S <sub>1t</sub> )	Equigranular a porfirítico grosso a pegmatóide	Granodiorito	Biotita verm Titanita Granada	Formação de quartzo milonito na D <sub>2</sub> e milonito	Mica Branca Albita Biotita vermelha	Grão de KFc/agreg. polig. de novos grãos, ribbon de baixa T	Anfibolito
			Tectonito S-L bandamento gnaissico milimétrico (S <sub>1p</sub> )	Equigranular muito fino	Tonalito a Granodiorito	Plagioclásio Biotita Vermelha Titanita	Formação de milonito em D <sub>1</sub> precoce	Albita biotita verm. quartzo quartzo titanita	Granoblástica poligonal, segregação de quartzo no estado sólido	Anfibolito superior a granulito

Tabela II - Características distintivas das litologias estudadas.

## 8. CONCLUSÕES



## CONCLUSÕES

Os metagranitóides estudados fazem parte da Associação do Arco Magnético I do Cinturão Dom Feliciano. Este cinturão é uma faixa móvel de idade Brasileira (Proterozóico Superior - Cambriano Inferior).

- As principais unidades estudadas, que são:

(1) o complexo gnáissico Arroio dos Ratos, dividido em gnaisse  $G_1$ , que é um gnaisse fino, tonalítico a granodiorítico de caráter cálcio-alcálico, e gnaisse  $G_3$  que é granodiorito porfirítico de natureza cálcio-alcálica a cálcio-alcálica alto potássio; (2) o Complexo Canguçu, constituído de granodioritos a monzogranitos, cálcio-alcálicos a cálcio-alcálicos alto potássio; (3) o metagranito Quitéria que é um granodiorito a monzogranito cálcio-alcálico e (4) o metagranito Arroio Francisquinho, um leucogranito de composição monzo a sienogranítica e caráter metaluminoso.

- As duas primeiras unidades pré -  $D_2$ , complexo gnáissico Arroio dos Ratos e granitóides do Complexo Canguçu, foram afetadas pelo regime de deformação  $D_1$ , com a formação de um bandamento milonítico fino precoce (gnaisse  $G_1$ ) e um bandamento grosso e descontínuo tardio (gnaisse  $G_3$  e metagranitóides Complexo Canguçu) com *trend* E-W a NW, com baixo caimento. Os estágios precoce e tardio  $D_1$  foram afetados por dobras isoclinais sub-paralelas a

lineação de estiramento. O sentido de movimento dextrógiro, destas zonas sub-horizontais, foi determinado através da análise de indicadores cinemáticos como xenólitos alongados e *augen* assimétricos de feldspatos. No entanto, devido a superposição do regime  $D_2$ , fica bastante difícil avaliar a confiabilidade destes indicadores;

- As microestruturas observadas, no complexo gnáissico Arroio dos Ratos e no Complexo Canguçu, como feldspato alcalino e plagioclásio recristalizados com textura poligonal, revelam que a deformação  $D_1$  ocorreu principalmente por ação de mecanismos de plasticidade cristalina. As condições vigentes são de alta temperatura (acima de  $600^\circ\text{C}$ ) sob condições equivalentes às de fácies anfibolito a anfibolito superior;

- Todas as unidades estudadas foram afetadas pelo regime deformacional  $D_2$ , que gerou a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu de direção NE e caráter transcorrente, marcado pela foliação milonítica sub-vertical e lineação de estiramento sub-horizontal. O sentido de movimentação desta zona é levógiro, sendo determinado através da análise de indicadores cinemáticos como diques inflectidos a foliação oblíqua e sombras de pressão assimétricas entre outros;

- A intrusão dos metagranitos Quitéria e Arroio Francisquinho foi fortemente condicionada pela ZCDC, com a deformação sendo inicialmente acomodada homogeneamente, controlando o fluxo magmático e gerando uma foliação precoce. Os minerais apresentam um comportamento essencialmente dúctil, sugerindo que as condições

metamórficas vigentes são dos granitos recém cristalizados (cf. Gomes 1990);

- Posteriormente, com o aumento da taxa de deformação ou diminuição das condições de P e T a deformação passa a concentrar-se em sítios preferenciais, formando assim as faixas de cisalhamento discretas onde foram geradas as rochas protomiloníticas, ortomiloníticas e ultramiloníticas. A foliação precoce e as faixas de milonitos desenvolvem-se igualmente nas unidades pré-D<sub>2</sub>.

- A mudança nos mecanismos de deformação dos feldspatos, que passam a ter um comportamento frágil, associada à formação de uma assembléia metamórfico-hidrotermal, composta por albita, epidoto, mica branca, biotita e/ou clorita nos protomilonitos, indica que as rochas miloníticas das faixas de cisalhamento tardias formaram-se sob condições de temperatura entre 350° e 450°C, em nível crustal mais raso;

- A alta pressão de fluidos em zonas de deformação intensa, aliada à composição do granito a duas micas Arroio Francisquinho é responsável pela formação, neste granito, de extensas faixas de filonitos e quartzo milonitos;

- O Complexo Canguçu é afetado por faixas de cisalhamento distensivas apresentando feições que evidenciam grande aporte de fluidos com formação de fluorita, calco-pirita, epidoto e quartzo;

- Com a progressiva diminuição na granulação da rocha intensificam-se as heterogeneidades texturais como estiramento do

quartzo e a formação de bandas micáceas, estas contendo clastos de feldspatos cada vez menores. A recristalização ocorre através de mecanismos de difusão induzida e dissolução com nucleação de novas fases minerais, caracterizando as faixas de ultramilonitos.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMO, 1979. Influence of water on the strength and deformation properties of a granitic aplite at high pressures and temperatures. Bulletin de Mineralogie, Paris, v. 102, n. 2-3, p. 115-123.

ALMEIDA, D. P. M.; GOMES, M. E. B.; PHILIPP, R. P.; ROBAINA, L. E. S.; PINTAUDE, D. A. 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da suite Dom Feliciano do Batólito de Pelotas - Região de Torrinhas (RS). Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, n. 31, v. XVIII, p. 42 - 59.

ANDREWS, J. R., 1984. Fracture controlled feldspar shape fabrics in deformed quartz-feldspathic rocks. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 6, p. 183-188.

ASHBY, M. F. & VERRAL, R. A. 1973. Diffusion accommodated flow and superplasticity. Acta Metall, v. 21, p. 149 - 163.

ASHWORTH, J. R. 1972. Myrmekites of exsolution and replacement origins. Geological Magazine, Great Britain. v. 109, p. 45-62.

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology. Amsterdam v. 48. p. 43-55.

BEACH, A. 1976. The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Londres, A. 280, p. 569-604.

BEACH, A. 1979. Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. Lithos, Oslo, v. 12, p. 51-58.

BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. Journal of structural Geology, Oxford, v. 2, p. 257-263.

BELL, T. H. 1978. Syntectonic nucleation of new grains in deformed mica. Tectonophysics, Amsterdam, v. 51, p. 31-37.

BELL, T. H. 1979. The deformation and recrystallization of Biotite in the Woodroffe Thrust Mylonite zone. 1979. Tectonophysics, Amsterdam, v. 58, p. 139-158.

BELL, T. H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. Journal Metamorphic Geology, Oxford, v. 3, p. 109-118.

BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, Oslo, v. 6, p. 337-348.

BELL, T. H. & RUBENACH, M. J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. Tectonophysics, Amsterdam, v. 92, p. 171-194.

BELL, T. H. & HAMMOND, R. L. 1984. On the internal geometry of mylonite zones, Journal of Geology, Chicago, v. 92, p. 667-686.

BELL T. H. & RUBENACH M. J. 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. Journal

Metamorphic Geology, Oxford, v. 4, p. 37-67.

BELL, T. H. & CUFF, C. 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. Journal Metamorphic Geology, Oxford, v. 7, p. 425-447.

BELL, T. H. & JOHNSON, S. E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust Mylonite Zone, central Australia. Journal metamorphic Geology, Oxford, v. 7, p. 151-158.

BERTHE, D. & BRUN, J. D. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the south Armorican shear zone, France. Journal structural Geology, Oxford, v. 2, p. 127-133.

BERTHE, D. CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. 1978. Ortogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. Journal structural Geology, Oxford, v. 1, p. 31-42.

BEST, M. G. 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. New York: W. H. Freeman and Company, 630 p.

BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. Journal of structural Geology, Oxford, v. 10, p. 361-372.

BOUCHEZ, J., GUILLET & CHEVALIER, F. 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guélande Cloire-Atlantique, Fancel. Bulletin Society Geological France, Paris, v. 7, p.



387-399.

BOUCHEZ, J. L., LISTER, G. S., NICOLAS & A. 1983. Fabric Asymmetry and Shear Sense in Movement Zones. Geologische Rundschau. Stuttgart, v. 72, p. 401-419.

BOULLIER, A. M. 1980. A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zircons and feldspars. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 211-217.

BOULLIER, A. 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African Shear Zone, Adrar des Iforas, Mali: Journal of Structural Geology, Oxford, v. 8, p. 47-58.

BOULLIER, A. M. & GUEGUEN, Y. 1975. SC mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. Contributions Mineralogy and Petrology, Berlin, v. 50, p. 93-104.

BOULLIER, A. M. & BOUCHEZ, J. L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bulletin Society Geological, Paris, v. 7, p. 253-262.

BOULLIER, A. & BERTRAND, J. 1981. Tectonique tangentielle profonde et couloirs mylonitiques dans le Haggar central polycyclique (Algérie). Bulletin Society Geological France, Paris, v. 28, p. 17-22.

BRYANT, B. 1966. Formation of phyllonites in the Grandfather Mountain Area, Northwestern North Carolina. Geological Survey Research, Washington, v. 550, p. 144-150.

BROWN, G. C. 1979. The changing pattern of batholith emplacement during Earth history. In: ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. eds. Origin of granite batholiths. UK, Shiva Publishing. p. 106-115.

BURROWS, S., HUMPHREYS, J. & WRITES, S. 1979. Dynamic recrystallisation. A comparison between magnesium and quartz. Bulletin de Mineralogic, Paris, v. 102, n. 2-3, p. 75-79.

CARRERAS, J.; ESTRADA, A. & WHITE, S. 1977. The effects of folding on the c-axis fabric of a quartz mylonite. Tectonophysics, Amsterdam, v. 39, p. 3 - 24.

CHAMPENOIS, M., BOULLIER, M. SAUTTER, V., WRIGHT, L. I. & BARBEY'S, P. 1987. Tectonometamorphic evolution of the gneissic kidal assemble e related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali). Journal of African Earth Sciences, v. 6, p. 19-24.

CHOUKROUNE, P. 1980. Shear zone in the Iberian arc. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 63 - 68.

COBBOLD, P. R. 1977. Description and Origin of banded deformation structures. I. Regional Strain, local perturbations, and deformation bands. Canadian Journal of Earth Science, Toronto, v. 14, p. 1721-1731.

COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, S. H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 119-126.

CORDANI, U. G., HALPERN, M., BEREN HOLC, M. 1974. Comentários

sobre as determinações geocronológicas de Folha Porto Alegre. In: WILLIG, C. D. et al. Carta Geologica do Brasil ao milionésimo. Folha Porto Alegre (SH. 22), Folha Lagoa Mirim (SI. 22) Brasília, DNPM, 99 p, p. 70-7.

COWARD, M. P. 1980 a. The Caledonian thrust and shear zone of NW Scotland. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 11-17.

COWARD, M. P. 1980 b. Shear zones in the Precambrian Crust of southern Africa. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 19-27.

COWARD, M. P. 1990. Shear zone at the Laxford front, NW Scotland and their significance in the interpretation of lower crustal structure. The Journal of the Geological Society, London, v. 147, p. 279-286.

DEBAT, P.; SOULA, J. C.; KUBIN, L. & VIDAL, J. L. 1978. Optical Studies of natural deformation microstructure in feldspars (gnaisses and pegmatites from Occitanie Southern France). Lithos, Oslo, v. 11, p. 133-146.

DEER, F. R. S.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1981. An introduction to the rock - forming minerals. John Wiley and sons inc. New York, 528 p.

DE LEON, M. I. P. & CHOUKROUNE, P. 1980. Shear zones in the Iberia Arc. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 63-68.

DIXON, J. M. 1976. Apparent "double rotation" of porphyroblast during a single progressive deformation. Tectonophysics, Amsterdam, v. 34, p. 101-116.

DNPM 1989. Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul (1:1.000.000) e parte do Escudo Sul-rio-grandense (1:600.000). Departamento nacional de produção mineral, ministério de Minas e Energia.

DOWNING, K. N. & COWARD, M. P. 1981. The Okahandja Lineamento and its significance for Damaran Tectonics in Namibia. Geological Rundschau, Stuttgart, v. 70, n. 3, p. 972-1000.

ELLIOT, D. 1973. Diffusion Flow Laws in Metamorphic Rocks. Geological Society of American Bulletin. New York, v. 84, p. 2645-2664.

ETHERIDGE, M. A. & HOBBS, B. E. 1974. Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. Contributions Mineralogy and Petrology, Berlim, v. 43, p. 133-146.

ETHERIDGE, M. A. & WILKIE, J. C. 1979. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, v. 58, p. 159-178.

ETHERIDGE, M. A. & WALL, U. J. 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. Journal metamorphic Geological, Oxford, v. 1, p. 205-226.

ETHERIDGE, M. A.; HOBBS, B. E. & PATERSON, M. S. 1973. Experimental deformation of single crystals of biotite. Contribution Mineralogy and Petrology, Berlim, v. 38, p. 21-36.

FAIRBAIRH, H. W. 1950. Pressure Shadows and relative movements in a shear zone. Trans. American Geophys Union, v. 31, p. 914-916.

FAURE, M. 1985. Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the jurassic orogen of SW Japan. Journal Structural Geology, Oxford, v. 7, p. 175-186.

FERGUSON, C. C. & HARTE, B. 1975. Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and crystallization. Geological Magazine, Londres, v. 112 (2), p. 467-480.

FERNANDES, L. A. D. 1987. Structural Geology of the Lewisian Complex North of Loch Maree, NW Scotland Ph D. Thesis. University of Glasgow. Glasgow, 348 p. (inédito).

FERNANDES, L. A. D., TOMASI, A., PORCHER C. C. 1990. Esboço Estrutural de parte do batólito Pelotas - Região de Quitéria - Capivarita. Acta Geologica Leopoldensia. v. 13, p. 117-138. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1990.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A. S., PORCHER, C. C. 1990. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt; A reappraisal. Jouranal of South American Earth Sciences, Carolina do Sul (submetido).

FERNANDES, C. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M. & PICCOLI, A. E. M. 1989. Mapa Geológico de Parte das Folhas de Quitéria e Várzea, da Capivarita - R. S. UFRGS Série Mapas.

FIFE, W. S. 1986. Fluids in deep continental crust. American Geophysical Union. v. 14, p. 33-39.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o

Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia XXXI Anais. Camboriú, S. B. G., v. 5, p. 2879-2891.

FRAGOSO CESAR, A. R., WERNICK, E. & SOLIANI Jr. 1982. Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, 1982. Anais... Salvador, S. B. G. v.1, p. 13-24.

FRAGOSO-CESAR, A. R.; WERNICK, E. & SOLIANI Jr., E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da plataforma Sul-americana). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, 1982. Anais... Salvador, S. B. G. v. 1, p. 1-12.

FRAGOSO CESAR, A. R., FIGUEIREDO, M. C., SOLIANI Jr, E. & FACCINI, V., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/EO - Paleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34., Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, S. B. G. v. 3, p. 1322-1343.

FRAGOSO CESAR, A. R., MACHADO, R., MONTEIRO, R. L. & SALLET, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-grandense: Uma introdução ao problema. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 4., Porto Alegre, 1990. Acta Geologica Leopoldensia, v. 13, p. 75-92.

FRANTZ, J. C. & JOST, H. 1983. Petrologia dos granitóides estaníferos do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1., Porto Alegre, 1983. Anal..., Porto Alegre S. B. G. RS/SC, v. 1, p. 49-68.

FRANTZ, J. C. & REMUS, M. V. O. 1986. Geologia da região de Canguçu - Torrinhas, RS - Caracterização petrográfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34., Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, S. B. G. v. 2, p. 931-947.

FRANTZ, J. C., LIMA, E. F., PINHEIRO MACHADO, R. & NAUMANN M. P., 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul - RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, S. B. G., p. 2407-2416.

GANDAIS, M., WILLAIME, C. 1984. Mechanical properties of feldspars. Feldspars and Feldspathoids, W. L. Brown (ed) p. 207-246.

GAPAI, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P. R., MAHJOB, Y., MARQUER, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some fields examples. Journal of Structural Geology. Oxford, vol. 9, p. 635-646.

GAPAI, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. Geology, Bolder, v. 17, p. 1144-1147.

GHOSH, S. K. 1975. Distortion of planar structures around rigid spherical bodies. Tectonophysics, Amsterdam, v. 28, p. 185-208.

GHOSH, S. K. & SEMGUPTA, S. 1984. Successive development of plane non-cylindrical folds in progressive deformation. Journal Structural Geology, Oxford, v. 6, n. 6, p. 703-710.

GOMES, M. E. B. 1990. Granito Arroio Moinho: Feições de

- deformação. In: Simpósio Sul-Brasileiro IV, Porto Alegre, 1990. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, v. 13, p. 37-54.
- GOMES, M. E. B., 1990. Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu-RS) & geoquímica e deformação. Porto Alegre, curso de Pós-graduação em Geociências. 199p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GOMES, M. E. B.; MESQUITA, M. J.; MEXIAS, A. S.; V.; SCHENATO, F.; LUZARDO, R.. Transição Frágil-dúctil da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu: mineralizações associadas (em prep.).
- GOMES, M. E. B., ALMEIDA, A. P. M., PHILIPPS, R. P.. Contribuição a petrologia e geoquímica das granitóides alcalinos da região de Piratini (em prep.).
- GRIGG, D. T. 1967. Hydrolytic Weakening of quartz and other silicates. Geophys Journal R. astr. soc., v. 14, p. 19-31.
- GROCOTT, J. 1977. The relationship between Precambrian shear belt and modern fault systems. Journal Geological Society of London, London, v. 133, p. 257-262.
- GROSHONG Jr., R. H. 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. Geological Society of American Bulletin. New York, v. 100, p. 1329-1360.
- HANMER, S. K. 1982. Microestrutura and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 4, p. 197-213.



HANMER, S. K. 1984. The potencial use of planar and elliptical structure as indicators of strain regime and kinematics of tectonic flow. Geological Survey Canadian Paper, Toronto, v. 84-1b, p. 133-142.

HANMER, S. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 8, p. 111-122.

HANMER, S. 1988. Great slave shear zone, Canadian Shield: reconstructed vertical profile of crustal-scale fault-zone, Tectonophysics, v. 149, p. 245-264.

HANMER, S. 1989. Iniciation of cataclastic flow in a mylonite zone. Journal Structural Geology, Oxford, v. 11, n. 6, p. 751-762.

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira folded belf. Revista Brasileira de Geociencias, São Paulo, v. 5, n. 4, p. 257-267.

HIBBARD, M. J. 1979. Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic system. Geological Society of American Bulletin. New York, v. 90. p. 1047-1062.

HIGGINS, M. W. 1971. Cataclastic rocks. Prof. Pap. U. S. geol. Surv., v. 687, p. 1-97.

HIPPERTT, J. F. M. 1989. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northeastern Brazil: uma discussão sobre mirmequitos. RBG - Debate. Revista Brasileira de Geociencias, v. 19, n. 3, p. 419-421.

HORBACH, R. et al. 1984. Geologia. In: Brasil. MMG. Sec. Geral Prog.. RADAMBRASIL. Folha SH-22. Porto Alegre e parte das folhas SH-21 Uruguaiana e S1.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro, no prelo (levantamento de recursos minerais, 33).

ISSLER, R. S. 1982. Evento geodinâmico Brasileiro - Fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e ofiolitos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, 1982. Anais... Salvador, S. B. G. v. 1, p. 24-38.

JACKSON, V. N. et al. 1973. Projeto aerogeofísico Camaqua, estado do Rio Grande do Sul. Dalas Texas Instruments/Texas Instrumentos Eletrônicos do Brasil - 208 p.

JÉGOUZO, P. 1980. The South American Shear Zone. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 39-48.

JOST, H. & BITENCOURT, F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de desdobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, v. 4 (11) p: 27-60.

JOST, H., FRANTZ, J. C. & BROD, J. A., 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, p. 1707-1720.

JOST, H., FRANTZ, J. C. & WERNICK, E., 1984. Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do ciclo Brasileiro do escudo Sul-Rio-grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, 1984.

Anais... Rio de Janeiro, SBG, p. 2978-2988.

KERRICH, R. 1986. Fluid transport in lineaments. Philosophical Transactions of the Royal Society London, Londres, v. 317, p. 219-251.

KERRICH, R. e ALLISON, I. 1978. Vein geometry and hydrostatics during yellow knife mineralization. Canadian Journal of Earth Science, v. 15, p. 1653-1660.

KERRICH, R.; LATOUR, T. E.; WILLMORE, L. 1984. Fluid participation in Deep Fault Zones: evidence from Geological, Geochemical and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  relations. Journal of Geophysical Research, Richmond, v. 36, p. 4331-4343.

KERRICH, R. & ALLISON, I. 1978. Vein geometry and hydrostatics during Yellow knife mineralization. Canadian Journal Earth Sciences, Toronto, v. 15, p. 1653-1660.

KERRICH, R., BECKINSALE, R. D. & DURHAM, J. J. 1976. The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics, Amsterdam, v. 38, p. 241-257.

KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J. 1980. Microstructural and chemical transformations Accompanying deformation of granite in a shear zone at mieville. Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contributions and mineralogy and Petrology, Berlin, v. 73, p. 221-242.

KIRBY, S. H. & McCORMICK, J. W. 1979. Creep hydrolytically weakened synthetic quartz crystals oriented to promote [2110] <0001> slip a brief summary of work to date. Bulletin de mineralogie, Paris, v. 102, n. 2-3, p. 124-137.

KNIPE, R. J. 1981. The interaction of deformation and metamorphism in slates. Tectonophysics, Amsterdam, v. 78, n. 1-4, p. 249-272.

KNIPE, R. J. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. Journal Structural Geology, Oxford, v. 11, p. 127-146.

KNOFF, E. B. 1931. Retrogressive metamorfism and phyllonitization. American Journal of Science, Connecticut, v. XXI, n. 121, p. 1-28.

KRANZ, ROBERT. 1983. Microcracks in rocks: A review. Tectonophysics, Amsterdam, v. 100, n. 1-3, p. 449-480.

LAMEYRE, J. & BOWDER, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal Vulcanol. GGeotherm. Res., v. 14, p. 169-186.

LIEGEOIS, J. P.; BERTRAND, J. M. & BLACK, R. 1987. The subduction and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. Geological Journal, v. 22, p. 185-211.

LISTER, G. S. & PRICE, G. P. 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. Tectonophysics, Amsterdam, v. 49, p. 37-78.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. 1984. S-C Mylonites. Journal of

Structural Geology, Oxford, v. 6, p. 617-638.

LOSH, S. 1989. Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition, Central Pyrenees, France. American Journal of Science, New Haven - Connecticut, v. 289, p. 600-648.

MACCAIG, A. M. 1984. Fluid-rock interaction in some shear-zones from the pyrenees. Journal Metamorphic Geology, Oxford, v. 2, p. 129-141.

MACCLAY, K. R. 1977. Pressure Solution and Coble Creep in rocks and minerals: a review. Journal of Geological Society of London, London, v. 34, p. 57-70.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society American Bulletin, Chicago, Ill., v. 101, p. 635-643.

MARSHALL, D. B., MACLAREN, A. C. 1977. Deformation Mechanisms in Experimentally Deformed Plagioclase Feldspars. Physics and chemistry of Minerals, v. 1, p. 351-370.

MASQUELIN, H. C. 1989. Analisis Estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta Del Este - Uruguay. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 4., Porto Alegre, 1989. Acta Geológica Leopoldensia, v. 13, p. 139-158.

MESQUITA, M. J. E FERNANDES, L. A. D. 1990. Petrografia dos granitóides deformados na zona de cisalhamento dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo. 13, p. 55-74. In: Simpósio Sul-Brasileiro IV, Porto

Alegre, 1990.

MYRASHIRO, A. 1973. Metamorfism and metamorphic Belts. George Killen & Unwinltd., London, 492 p.

MIDDLEMOST, E. A. K. 1975. The basalt clan. Earth Science Review, Amsterdam, v. 11, p. 337-364.

O'HARA, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. Tectonophysics, Amsterdam, v. 156, p. 21-36.

NICOLAS, A. & POIRIER, J. P. 1976. Crystalline Plasticity and Solid-State Flow in Metamorphic Rocks. Wiley, London, 444 p.

PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 8, p. 831-843.

PATERSON, M. S. & KEKULAWALA, K. R. S. S. 1979. The role of water in quartz deformation. Bulletin de mineralogie, Paris, v. 102, n. 2-3, p. 92-98.

PHILIPP, R. P. 1990. Geologia e petrologia dos granitoides da Região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Porto Alegre, curso de Pós-graduação em Geociências. 222 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

PHILLIPS, E. R. 1974. Myrmekite - One hundred years later. Lithos, Oslo, v. 7, p. 181-194.

PHILLIPS, E. R. 1980. On polygenetic myrmekite. Geological

Magazine, Londres, v. 17, p. 29-36.

PICADA, R. S. 1965. Ocorrência de migmatitos, granitos e gnaiss controlados por fraturas regionais - Encruzilhada do Sul (RS). Boletim da escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, n. 14, p. 7-59.

PICADA, R. S. 1968. Os sistemas de falhas da parte central do escudo Sul-Rio-grandense: Evolução dos conhecimentos e proposição de problemas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22., Belo Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG, v. 1, p. 247-253.

PICADA, R. S. 1969. Faixa de granitos sincinemáticos no escudo Sul-Rio-grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador, 1969. Resumo das conferências e das comunicações. Boletim Especial num. 1, SBG, p. 86-87.

PICADA, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do escudo Sul-Rio-grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, v. 1, p. 167-191.

POIRIER, J. P. 1980. Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. Journal of Structural Geology. Oxford, v. 2, n. 112, p. 135-142.

POIRIER, J. P. 1985. Creep of crystals. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 260 p.

PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (South-West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision.

Tectonophysics, Amsterdam, v. 57, n. 1, p. 211-236.

POWELL, C. McA & VERNON, R. H. 1979. Growth and rotation history of garnet porphyroblast with inclusion spirals in a Karakoram schist. Tectonophysics, Amsterdam, v. 54, p. 25-43.

RAMSAY, J. G. 1967. Folding and Fracturing of rocks. McGraw Hill, New York, 568 p.

RAMSAY, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 83-99.

RAMSAY, J. G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, London, v. 284, p. 135-139.

RAMSAY, J. & WOOD, D. S. 1973. The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics, Amsterdam, v. 16, p. 263-277.

RAMSAY, J. & ALLISON, J. 1979. Structural Analysis of Shear zones in an alpine Hercynian Granite. Schweiz Mineral petrogr. Mitt., v. 59, p. 251-279.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1983. The techniques of Modern Structural Geology. volume 1, strain Anal. Academic Press, Londres, 360 p.

RIBBE, P. H. 1983b. Feldspar Mineralogy. Mineralogical Society of America, v. 2, p. 175-203.

RIBEIRO, M. et al. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Brasil. Boletim da Divisão de Fomento de Produção Mineral, Rio de Janeiro. 127: 1-232.



RIBEIRO M. 1977. Mapa Geológico da quadrícula de Piratini (1:50.000). Publicações Avulsas, Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, n. 2.

RIBEIRO, M. 1980. Geossuturas do escudo do RGS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Anais. Balneário Camboriu, SBG, v. 5, p. 2709-2718.

RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M., 1978. Associações petrotectônicas do escudo Sul-Riograndense: I tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. Inheringia, Série Geológica, Porto Alegre, n. 5, p. 19-54.

ROGERS, J. J. W.; CHUMA, M. A.; NAGY, R. M.; GREEMBERG, J. K. & FULLAGAR, P. D. 1978. Plutonism in Pan-African belts and geologic evolution of northeastern Africa. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, v. 39, n. 1, p. 109-117.

ROGERS, J. J. W. & GREEMBERG, J. K. 1981. Trace elements in continental-margin magmatism: Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization: summary. Geological Society of America Bulletin, New York, Part I, v. 92 (1), p. 6-9.

ROSENFELD, J. L. 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. Special Paper - Geological Society of American, v. 129.

RUMBLE, D. 1989. Evidences of fluid flow during regional metamorphism. European Journal Mineralogy, Stuttgart, v. 1, p. 731-737.

RUTTER, E. H. 1983. Pressure solution in nature, theory and

- experiment: Geological Society of London Journal, v. 140, p. 725-740.
- SCHONEVELD, C. 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline - rotated garnets. Tectonophysics, Amsterdam, v. 39, p. 453-471.
- SEGALL, P. & SIMPSON, C. 1986. Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures. Geology, Bolder, v. 14, p. 56-59.
- SCHIMID, S. M., BOLAND, J. N. & PATERSON, M. S. 1977. Superplastic flow in fine grained limestone. Tectonophysics, v. 43, Amsterdam, p. 257-291.
- SCHIMID, S. M.; PATERSON, M. S. & BOLAND, J. N. 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. Tectonophysics, Amsterdam, v. 65, p. 245-280.
- SIBSON, R. H. 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. Geophysics Journal of Royal Astronomic Society, v. 43, p. 775-794.
- SIBSON, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal Geological Society of London, London, v. 133, p. 167-179.
- SIBSON, R. H. 1980. Transient discontinuities in ductile shear zone. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 165-171.
- SILVA FILHO, B. C. & SOLIANI Jr, E. 1987. Origem e evolução dos gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia III Curitiba 1987, Anais... Curitiba,

SBG v. 1, p. 127-146.

SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle ductile transition. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 7, p. 503-511.

SIMPSON, C.; SCHIMID, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, Geological Society of America Bulletin, New York, v. 94, p.1281-1288.

SIMPSON, C. & WINSTSCHE, R. P. 1989. Evidence for deformation - induced K-feldspar replacement by myrmekite. Journal Metamorphic Geology, Oxford, v. 7, p. 261-275.

SOLIANI Jr, E.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; TEIXEIRA, W. & KAWASHITA, K. 1984. Panorama geocronológica da porção meridional do Escudo Atlântico. In: Anais do XXXIII congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v. 5, p. 2435-2449.

SPRY, A. 1976. Metamorphic texture. Pergamon Press. Ltd. Headington Hill Hall, Oxford, 350 p.

STRECKEISEN, A. L. 1973. Plutonic rocks; classification and nomenclature. Geotimes. Washington, D.C. v 18 (10), p. 26-30.

SUGDEN, T. 1987. Kinematic indicators: structures that record sense of movement in mountain chains. Geology Today, v. 9, p. 93-99.

TAKAGI, H. & ITO M., 1988. The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 10, n. 4, p. 347-360.

TESSARI, R. J. E PICADA, R. S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil- Boletim da divisão de fomento a produção Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, n. 124.

TESSARI, R. I. & GIFFONI, L. E., 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro, n. 246, p. 1-122.

TOMMASI, A. & FERNANDES, L. A. D. 1989. The Brasiliano Cycle in the Southern South American Shield - a new tectonic model. In: Congresso Uruguaio Geológico 1, Montevideo (Abstract).

TULLIS, J. A. 1983. Deformation of feldspars. In: Feldspar Mineralogy (edited by Ribbe, P. H.). Miner. Society of American, short courses notes, v. 2 (2ndEdn), p. 297-323.

TULLIS & YUND 1977. Experimental deformation of dry: westerly granite. Journal of Geophysical Research, Richmond, v. 82, p. 5705-5718.

TULLIS, J. & YUND, R. A. 1980. Hydrolytic weakening of experimentally deformed westerly granite and Hale albite rock. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 439-451.

TULLIS, J. SHELTON, G. L. & YUND, R. A. 1979. Pressure dependence of rock strength: implication for hydrolytic weakening. Bulletin de Mineralogie, Paris, v. 102, n. 2-3, p. 110-114.

UFRGS 1988. Projeto Quitéria-Várzea do Capivarita. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências. Porto Alegre (inédito).

UNISINOS 1985. Projeto Arroio Solidão - Piratini. Trabalho de

Graduação. Curso de Geologia, São Leopoldo (inédito).

URAI, J. L.; MEANS, W. D. & LISTER, G. S. 1986. Dynamic recrystallisation of minerals. Mineral and rocks deformation: Laboratory Studies - Habbs - Heard.

VAUCHEZ, A. 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms of quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria). Tectonophysics, Amsterdam, v. 67, p. 1-12.

VAUCHEZ, A. 1987. The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, v. 133, p. 137-156.

VAUCHEZ, A. 1990. Microstructure of rocks and deformation mechanism. Curso in: congresso brasileiro de geologia, n. 36, Natal.

VERNON, R. H. 1965. Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia. Mineralogical Magazine, v. 35, p. 440-507.

VERNON, R. H. 1975. Deformation and Recrystallization of a Plagioclase Grain. The American Mineralogist, Washington D. C., v. 60, p. 884-888.

VERNON, R. H. 1976. Metamorphic Process - Reactions and Microstructure Development. George Allen & Unwin, Londres, 243p.

VERNON, R. H. 1977. Microfabric of Mica Aggregates in Partially Recrystallized Biotite. Contributions to mineralogy and petrology, Berlin, v. 61, p. 175-185.

VERNON, R. H. 1978. Porphyroblast-matrix microstructural

- relationships in deformed metamorphic rocks. Geologische Rundschau, Stuttgart, v. 67, n. 1, p. 288-305.
- VERNON, R. H. 1986. A Microstructural indicator of shear sense in volcanic rocks and its Relationship to porphyroblast rotation in metamorphic rocks. Journal of Geology, v. 95, p. 127-133.
- VIDAL, J., KUBIN, P.; DEBAT, P. & SOULA, J. C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in ortho-gneiss from montagne Noire, Occitania, Southern France. Lithos, Oslo, v. 13, p. 247-255.
- VOLL, G. 1960. New York on petrofabrics: Geological Journal, Liverpool, v. 2, p. 503-564.
- VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps and its geological significance. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, Berna, v. 56, p. 641-647.
- WHITE, J. C. & MAWER, C. K. 1986. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 8, p. 133-143.
- WHITE, S. 1975. Tectonic Deformation and Recrystallisation of Oligoclase. Contributions to mineralogy and petrology, Berlin, 50, p. 287-304.
- WHITE, S. 1976. The development and significance of mylonites. Int. Geol. Congr. Abstr., v. 1, p. 143-144.
- WHITE, S. 1977. Geological significance of recovery and

recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, Amsterdam, v. 39, p. 143-169.

WHITE, S. H. 1979. Grain and sub-grain Size variations across a mylonite zone. Contributions Mineralogy and Petrology, Berlin, v. 70, p. 193-202.

WHITE E KNIPE 1978. Transformation and reaction-enhanced ductility in rocks. Journal of the Geological Society, Northern Ireland, v. 135, p. 513-516.

WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. Journal of Structural Geology, Oxford, v. 2 p. 175-187.

WILSON, C. J. L. 1980. Shear zones in a pegmatite: a study of albit mica-quartz deformation. Journal Structural Geology, Oxford, v. 2, p. 203-309.

WILSON, C. J. L. & BELL, I. 1979. Deformation of Biotite and Muscovite: Optical Microstructure. Tectonophysics, Amsterdam, v. 58, p. 179-200.

WISE, D. V.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S. A., ODOM, A. L. & SHAMEL, S. 1984. Fault related rocks, suggestion for terminology. Geology, Boulder, v. 12, p. 391-394.

WRIGHT, J. B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geological Magazine, London, v. 106, n. 4, p. 370-384.

YUND, R. A., QUIGLEY, J. & TULLIS, J. 1989. The effect of dislocations on bulk diffusion in feldspars during metamorphism. Journal Metamorphic Geology, Oxford, v. 7, p. 337-341.