

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
EVOLUÇÃO PETROLÓGICA E ESTRUTURAL DO GNAISSE
ESTRELA, CURIONÓPOLIS, PA

Tese Apresentada por

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

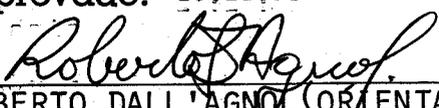
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 18.12.91

Comitê de Tese


ROBERTO DALL'AGNOL (ORIENTADOR)


JOÃO BATISTA SENA COSTA


MÁRIO DA COSTA CAMPOS NETO

*À minha mãe guerreira, aos meus irmãos de sangue e
da vida inteira, à musa querida, à música vivida.*

SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	I
AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUÇÃO	3
1.1. Apresentação	3
1.2. Localização da área	3
1.3. Contexto Geológico Regional	4
1.3.1. Estratigrafia	4
1.3.2. Geocronologia	9
1.4. Objetivos	11
1.5. Metodologia	12
2. GEOLOGIA DA ÁREA	15
2.1. Considerações gerais	15
2.2. Seqüências de Rochas Supracrustais do Norte da Área	17
2.2.1. Anfibolitos	17
2.2.2. Formações Ferríferas Bandadas	19
2.2.3. Gnaisses com Cordierita	22
2.3. Seqüências de Rochas Supracrustais do Sul da Área	23
2.4. Gnaisse Estrela	25
2.5. Rochas pegmatóides e aplíticas hololeucocráticas	28
2.6. Corpos Básicos	28
2.7. Subvulcânicas Ácidas e Intermediárias	30
2.8. Aluviões	32

3. PETROGRAFIA	33
3.1. Hornblenda gnaïsse monzogranítico	36
3.2. Piroxênio-hornblenda gnaïsse monzogranítico	40
3.3. Biotita-hornblenda gnaïsse monzogranítico	42
3.4. Hornblenda-biotita gnaïsse monzogranítico	43
3.5. Biotita gnaïsse monzogranítico	43
3.6. Frações pegmatóides com anfibólio	47
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	50
4.1. Apresentação das Estruturas Regionais	50
4.2. Geologia Estrutural da Área	52
4.2.1. Encaixantes do Gnaïsse Estrela	52
4.2.2. Gnaïsse Estrela	54
4.2.2.1. Estruturas Mesoscópicas	54
4.2.2.1.1. Estruturas Planares	54
4.2.2.1.2. Estruturas Lineares	58
4.2.2.1.3. Estruturas de contração e extensão	59
4.3. Cinemática da Deformação	64
4.3.1. Critérios Mesoscópicos	66
4.3.2. Critérios Microscópicos	68
4.4. Interpretação dos Dados Estruturais	70
4.5. Microestrutural	73
4.5.1. Gnaïsses Monzograníticos	74
4.5.1.1. Rochas pouco deformadas	74
4.5.1.2. Rochas moderadamente deformadas	75
4.5.1.3. Rochas fortemente deformadas	79
4.5.2. Rochas pegmatóides	85
4.5.2.1. Porção não foliada	85
4.5.2.2. Fração Pegmatóide Foliada	86

4.5.2.3. Porção Pegmatóide Forfemente Deformada	88
4.5.3. Mecanismos de Deformação	91
4.6. Estruturas Rúpteis	98
5. METAMORFISMO	101
6. GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS	104
6.1. Elementos maiores	104
6.2. Elementos Traços	112
6.3. Discussão	115
7. CONCLUSÕES	120
8. BIBLIOGRAFIA	125
ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO 2 - MAPA DE AMOSTRAGEM	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura	pag.
1 - Mapa de localização da área	5
2 - Colunas Estratigráficas da Região de Carajás	6
3 - Mapa geológico da Folha Serra dos Carajás	8
4- Mapa geológico do Gnaiss Estrela	16
5 - Foliação em anfibolito	20
6 - Lineação em anfibolito	20
7 - Dobras em bainha em anfibolito	21
8 - Dobras ptigmáticas em anfibolito	21
9 - Gnaisses ricos em granada localizados na parte sudeste da área	27
10 - Rocha com aspecto "zebrado" do sudoeste da área	27
11 - Frações pegmatóides quartzo-feldspáticas hololeucocráticas	31
12 - Dique de diabásio cortando anfibolito	31
13 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M	37
14 - Foliação em Gnaiss Estrela	41
15a - Fotomicrografia. Simplectitos no contato entre plagioclásio e anfibólio	41
15b - Fotomicrografia. Formação de titanita em bordas de anfibólio e de opacos	41
16a - Amostra de biotita -hornblenda gnaiss monzogranítico com nódulos de opacos	44
16b - Fotomicrografia. Detalhe de nódulo de opaco envolvido por agregado quartzo-feldspático .	44
17 - Amostra de biotita gnaiss monzogranítico	46
18a - Fotomicrografia . Nível de biotita definindo a foliação	46
18b - Fotomicrografia. Detalhe de cristal de biotita com substituições fusiformes de quartzo	46
19 - Arranjo estrutural do Lineamento Cinzento	51
20 - Zona de cisalhamento discreta em anfibolitos	53

21 - Fotomicrografia . Textura granonematoblástica dos anfíbolito do norte da área	53
22 - Estereograma com foliação e lineações do Gnaiss Estrela e das encaixantes a sul da área ...	55
23 - Estereograma com foliação e lineações das zona de cisalhamento E-W e NNE-SSW do Gnaiss Estrela	55
24 - Afloramento de Gnaiss Estrela mostrando bandamento composicional	57
25 - Aspecto mesoscópico de bandamento composicional e das superfícies S e C	57
26 - Lineação de "ribbon" de elongação em amostra do Gnaiss Estrela	60
27 - Lineação mineral definida por barras de quartzo em afloramento de Gnaiss Estrela	60
28 - Dobras suaves em Gnaiss Estrela	62
29 - Dobra aberta em Gnaiss Estrela	62
30 - Dobra fechada em Gnaiss Estrela	63
31 - Dobras ptigmáticas em Gnaiss Estrela	63
32 - Estrutura "pinch-and-swell" Gnaiss Estrela	65
33 - Megacristal assimétrico indicando sentido de movimentação	67
34 - Lente assimétrica de material aplítico indicando sentido de movimentação.	67
35 - "Boudins" assimétricos indicando sentido de movimentação	69
36 - Dobra assimétrica envolvendo fração pegmatóides	69
37 - Fotomicrografia ."Ribbons" de quartzo com bandas de deformação oblíqua	71
38 - Fotomicrografia . Detalhe das superfícies S e C	71
39a - Amostra de Gnaiss Estrela pouco deformado	76
39b - Fotomicrografia da amostra da figura 39a	76
40a - Amostra de Gnaiss Estrela moderadamente deformado	80
40b - Fotomicrografia da amostra da Figura 40a	80
41a - Amostra de Gnaiss Estrela moderado a fortemente deformado	81
41b - Fotomicrografia ."Ribbons" de quartzo	81
41c - Fotomicrografia . Sombra de pressão ao redor de plagioclásio.	81
41d - Fotomicrografia . "Augens" de anfíbólio e caudas de recristalização	81
42a - Amostra de Gnaiss Estrela em estágio ultramilonítico.	84

42b - Fotomicrografia. Recristalização dinâmica total de Gnaiss Estrela	84
43 - Fotomicrografia . Detalhe de mirmequita tectônica e neoblastos de feldspato potássico	84
44a - Amostra de porção pegmatóide isotrópica	87
44b - Fotomicrografia. "Patchy" pertitas e recristalização de borda de feldspato potássico	87
44c - Fotomicrografia. Extinção ondulante em feldspato potássico	87
44d - Fotomicrografia . Detalhe de neoblastos em fração pegmatóide	87
44e - Fotomicrografia . Formação de neoblasto em "kink band" em cristal de feldspato potássico .	87
45a - Amostra de fração pegmatóide foliada	89
45b - Fotomicrografia . Textura manto e núcleo	89
46a - Amostra de "Augen" gnaiss	92
46b - Fotomicrografia. Níveis recristalizados de modo heterogêneo em "augen" gnaiss	92
46c - Fotomicrografia. Neoblasto "kink bands" em cristal de plagioclásio.	92
47 - Quadro sumarizando a evolução microestrutural do Gnaiss Estrela	94
48 - Estereograma com projeções polares de fraturas	99
49 - Falha em Gnaiss Estrela deslocando veios pegmatóides.	100
50 - Fraturas escalonadas em Gnaiss Estrela.	100
51 - Diagramas de Harker com amostras do Gnaiss Estrela	107
52 - Diagrama $Al-(K+Na+2Ca) \times (\{Na_2O\} + \{K_2O\}) / \{Al_2O_3\}$	110
53 - Diagrama A-B	110
54 - Diagrama R1-R2	111
55 - Diagrama An-Ab-Or	111
56 - Diagrama $Fe+Mg+TixMg/(Fe+Mg)$	113
57 - Diagrama $Al_2O_3xY+Zr+Nb$	113
58a - Diagrama $Zr+Nb+Yx\{(FeO+Fe_2O_3)/MgO\}$	114
58b - Diagrama $Zr+Nb+Yx\{(K_2O+Na_2O)\}/\{CaO\}$	114
59a-h - Diagramas correlacionando Zr e Y com CaO, TiO ₂ , e Al ₂ O ₃ e Fe(total)	116
60 - Diagrama RbxSr	117
61 - Diagrama ZrxRb	117

62 - Diagrama $YxNb$	118
63 - Diagrama $Rbx(Y+Nb)$	118
Tabela 1 - Análise Modal	34
Tabela 1 - Análise Modal (continuação)	35
Tabela 2 - Análise Química	105
Tabela 2 - Análise Química (continuação)	106

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará pela possibilidade de ingressar na pós-graduação, em seu Centro de Geociências, bem como ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

À Companhia Vale do Rio Doce pelos recursos financeiros dispensados quando do convênio UFPa-Vale do Rio Doce. À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo empréstimo de imagens de satélite, fotografias aéreas e mapas aerogeofísicos.

Ao professores Roberto Dall'Agnol e João Batista Sena Costa pela amizade, pela orientação incansável e pelas inúmeras discussões no decorrer da realização deste trabalho.

Ao Prof. Mário Campos Neto pela participação da banca examinadora, pelas valiosas críticas e pelas importantes sugestões.

Aos amigos Fernando J. Althoff e Ana Maria Ribeiro Althoff pela amizade, e pela acolhida nos primeiros meses em Belém, pela força e idéias que contribuíram enormemente na evolução deste trabalho.

Ao Prof. Nilson Pinto Teixeira e ao colega José Wilson Ribeiro pela valiosa companhia na etapa de campo e pelas discussões no decorrer daquela ocasião.

Aos professores Paulo Sérgio Gorayeb e Ronaldo Lemos pelas discussões relacionadas à petrografia.

Aos amigos Marília Magalhães e Clóvis Mauriti pela grande colaboração na arte final deste trabalho. Aos amigos Affonso Nogueira, Carlos Henrique Bastos e Stélio Soares pela orientação na utilização de programas computacionais.

Ao corpo técnico dos laboratórios do Centro de Geociências: Walter Schuckmann, Vânia H. da Silva Nogueira, Dário Otake (Difração e Fluorescência de raios X); Antônio Vaquera, Leila M. Hanna, Darilena Monteiro (Absorção Atômica); Natalino Moreira, Vanise da Silva Nogueira (Análises Químicas), e Maria do Socorro Coutinho Martins (Sedimentologia), pela orientação na realização das análises.

Ao Prof. Thomas Sheller pela sempre compreensível orientação na utilização dos computadores.

À Textografia Composição Eletrônica S/C Ltda pela cortesia na composição e impressão final deste trabalho.

Aos amigos: Javier, Kennedy, Galindo, Elizabeth Soares, Elizabety Mazzeo, Telma, Natalina, Odete, Vizeu, Maurício, Hebe, Evaldo e aos demais colegas da pós-graduação que com o companheirismo, criaram um sempre agradável e acolhedor ambiente de trabalho, tornando esta tarefa menos árdua.

RESUMO

A leste da Serra dos Carajás, na região de Curionópolis, aflora um conjunto de rochas granitóides fortemente deformadas, ao que tudo indica de idade arqueana, que são enquadrados sob a designação de Gnaiss Estrela.

Esta unidade litológica é constituída petrograficamente por piroxênio-hornblenda gnaiss monzogranítico, hornblenda gnaiss monzogranítico, biotita gnaiss monzogranito e por termos transicionais entre os dois últimos. De modo subordinado, encontram-se variações petrográficas de composição tonalítica, granodiorítica e sienogranítica. Estas rochas são cortadas por frações pegmatóides com anfibólio ou por veios aplíticos hololeucocráticos.

Essas variações petrográficas foram interpretadas como sendo associadas às feições originais do corpo granitóide do qual derivaram-se os ortognaisses.

Na região em que aflora o Gnaiss Estrela instalaram-se zonas de cisalhamento dúctil de natureza transcorrente e oblíqua compressional. As primeiras predominam na parte sul da área e possuem direção E-W, ao passo que as últimas ocorrem na parte norte e possuem direção aproximadamente N-S.

Como resultado da deformação, as rochas estudadas mostram uma estruturação gnáissica à milonítica, lineações minerais e, localmente, bandamento tectônico. Outras feições estruturais são representadas por dobras assimétricas, dobras ptigmáticas e estruturas tipo "pinch-and-swell".

As análises químicas do Gnaiss Estrela revelaram que as suas diversas fácies possuem composição granítica e características subalcalinas, sendo possível a individualização de dois grupos geoquimicamente distintos: um metaluminoso e o outro peraluminoso. O primeiro envolve as rochas cujo mineral máfico predominante é a hornblenda. O segundo grupo compreende as rochas ricas em biotita. As altas razões K_2O/Na_2O , Rb/Sr e Fe/Mg , bem como os altos valores de Y, Zr e Nb, fazem com que o Gnaiss Estrela tenha afinidade geoquímica com granitos intraplacas ou do tipo A, cuja assinatura é totalmente diferente daquela verificada nas rochas granitóides da região de Rio Maria, onde predominam termos da associação tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica do Arqueano.

ABSTRACT

Geological mapping and petrological studies of the Estrela Gneiss, outcropping in the Curionópolis area, in the Serra dos Carajás region, demonstrate that these rocks are composed predominantly by monzogranite gneisses containing hornblende ± pyroxen, hornblende ± biotite and biotite as their dominant mafic minerals. Locally these gneisses show tonalite, granodiorite and syenogranite compositions. The gneisses are cut by pegmatoid veins with hornblende megacrysts and also by quartz-feldspathic sheets. These gneisses were derived from a magmatic granitic body with different facies.

Major strike-slip and oblique ductile shear zones affect the gneisses. The former occur in the south of the studied area moving in a E-W direction, whereas the latter was identified in its northern part, moving approximately in a N-S direction.

As a result of strain the orthogneisses show a gneissic to mylonitic foliation, mineral lineations and locally tectonic banding. Asymmetric and ptigmatic folds as well as pinch-and-swell structures have also been described.

The Estrela Gneiss chemical analysis revealed that the original granite were subdivided in metaluminous and peraluminous types. Their K_2O/Na_2O and Rb/Sr ratios are greater than one. Sr contents are exceptionally low (<100 p.p.m.), while Fe/(Fe+Mg), Zr, Y and Nb are generally high, suggesting that the granites have affinities with the alkaline series. The geochemical characteristics of the Estrela Gneiss are completely different from the Rio Maria Archean granitoids, which are typical TTG associations. The Estrela Gneiss is the first Archean alkaline granitic association identified in Carajás region.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O conhecimento sobre a geologia da Amazônia Oriental, em especial do sudeste do Estado do Pará, tem evoluído paulatinamente, embora de modo irregular. Isto deve-se em muito aos alvos destinados à prospecção de bens minerais. Para o conhecimento da evolução geológica dos terrenos antigos, predominantes nesta região, é imprescindível o estudo das rochas granitóides. Neste sentido, muitos trabalhos, caracterizando tais rochas, têm sido realizados pelo Projeto: "Petrologia dos Granitos da Amazônia Oriental", coordenado pelo Prof. Roberto Dall'Agno, o qual é vinculado ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFPa.

Dentro do referido projeto tem crescido o interesse pelas rochas gnáissicas (de provável idade Arqueana), presentes nas regiões de Rio Maria e de Carajás. Assim sendo, este trabalho tem como objetivo aprimorar o mapeamento geológico, definir a evolução estrutural e efetuar um estudo petrográfico e geoquímico do Gnaisse Estrela, no sentido de entender sua origem e evolução.

1.2. Localização da área

O Gnaisse Estrela aflora a leste da Serra dos Carajás, ocorrendo dentro dos municípios de Curionópolis e Parauapebas. Corresponde a granitóides intensamente deformados, os quais se apresentam sob a forma de um corpo alongado, aproximadamente elíptico, cujos eixos, maior e menor, possuem direções E-W e N-S, e dimensões de 30 e 15 quilômetros, respectivamente.

A área mapeada possui aproximadamente 440 km², sendo cortada na parte norte pela PA-275, entre os quilômetros 30 e 50 (Fig. 1). As estradas secundárias que partem da PA-275 constituem os acessos para as porções sul e extremo norte da área (Anexos 1 e 2). Durante os trabalhos de campo foi utilizada como base logística a sede do Município de Curionópolis, localizada nas proximidades do quilômetro 30 da referida rodovia.

1.3. Contexto Geológico Regional'

1.3.1. Estratigrafia

O contexto geológico no qual se insere o Gnaiss Estrela foi discutido inicialmente por Hirata et al. (1982), que definiram diversas unidades. Mudanças na estratigrafia foram posteriormente propostas por Meireles et al. (1984), Araújo et al. (1988), DOCEGEO (1988), cujas colunas estratigráficas são apresentadas na figura 2.

O Gnaiss Estrela foi individualizado como um corpo circunscrito, separado do Complexo Xingu, no trabalho de Hirata et al. (op. cit.). Estes autores não empregaram a denominação Estrela e limitaram-se a correlacioná-lo ao Granito Serra dos Carajás, na época considerado do Proterozóico Médio, uma vez que dados aerogeofísicos mostraram padrões radiométricos semelhantes para estes corpos.

A denominação "Granito" Estrela foi primeiramente referida por Meireles et al. (op. cit.), os quais também o correlacionaram ao Granito Serra dos Carajás. Todavia, estes autores descreveram feições, como a presença de foliação e bandamento gnáissico, que sugeriam uma idade mais antiga para os granitóides em questão. Esta contradição refletiu-se na coluna estratigráfica apresentada pelos mesmos, onde o "Granito" Estrela é colocado ao lado de rochas da Seqüência Salobo-Pojuca, numa posição cronoestratigráfica inferior à do Granito Serra dos Carajás.

Com base no exame de um número reduzido de amostras e em um reconhecimento rápido de alguns afloramentos destes granitóides, Dall'Agnol et al. (1986) registraram a presença no "Granito" Estrela de feições de forte deformação não encontradas nos granitos pós-tectônicos. Para estes autores a deformação teria sido processada durante o Ciclo Transamazônico ou mesmo em um evento anterior, não cabendo a correlação entre o "Granito" Estrela e os granitos Serra dos Carajás e Cigano.

Araújo et al. (1988) referiram-se aos granitóides em questão empregando a designação de gnaiss e postularam que os mesmos fariam parte de um conjunto de unidades lito-estruturais imbricadas, constitutivas do Cinturão Itacaiúnas. Foram descritos granitóides potássicos deformados de modo heterogêneo, nos quais se observam feições tipicamente ligadas à deformação, como foliação milonítica, cominuição, recristalização e recuperação de grãos.

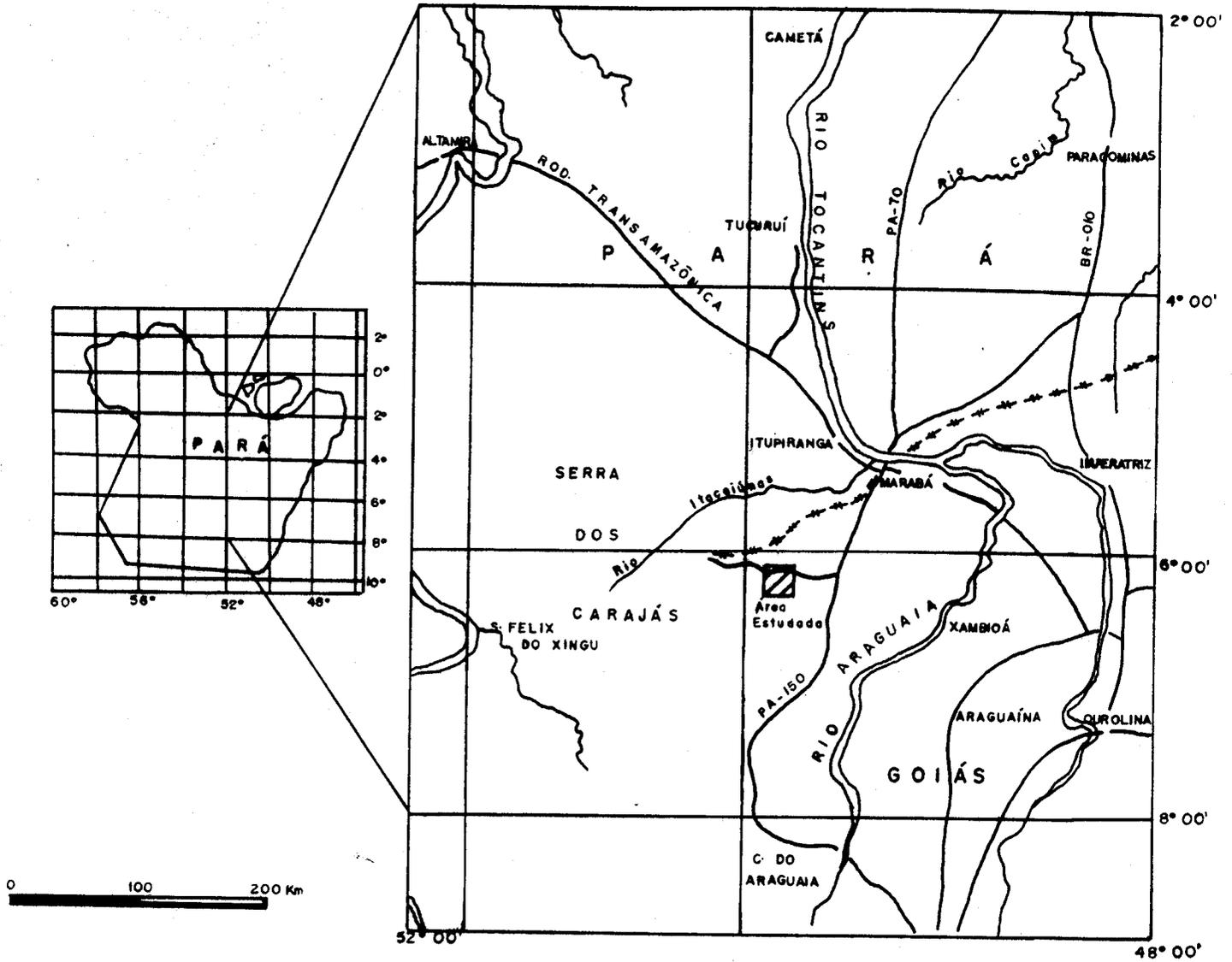


Figura 1 - Mapa de localização da área

Era	Período	Litoestratigrafia				
Mesozóico	Jurássico	GABRO SANTA INÊS				
	Super.			DIQUES BÁSICOS/ ÁCIDOS •		
Proterozóico	Médio	GRUPO UATUMÁ	IRIRI SOBREIRO			
	Inferior	FORMAÇÃO RIO FRESCO	GRANITO CENTRAL DE CARAJÁS	GRANITOS: CARAJÁS, CIGANO, BORRACHUDO •	GRANITOS INTRUSIVOS ANOROGÊNICOS/	
		GRUPO GRÃO PARÁ	FORMAÇÃO SUPERIOR FORMAÇÃO CARAJÁS FORMAÇÃO PARAUAPEBAS	GABRO SANTA INÊS		INTRUSÕES ULTRAMÁFICAS ANOROGÊNICAS
		SEQUÊNCIA SALOBO POJUÇA	GRANITO DO ESTRELA	GRUPO RIO FRESCO		
Arqueano	COMPLEXO XINGU INCORPORANDO GREENSTONE-BELTS	Supergrupo Itacaiúnas	GRANITO ESTRELA * (?)		Cinturão Itacaiúnas	
			BURITIRAMA / IG. BAHIA	FM. SUMIDOURO FM. GROTA DO VIZINHO		Suite Plaquê / FM. Águas Claras
			GRUPO GRÃO PARÁ	FM. PALEOVULCÂNICA SUPERIOR FM. CARAJÁS FM. PARAUAPEBAS		Grupo Grão Pará FM. Carajás FM. Parauapebas
			GRUPO IGARAPÉ SALOSO / GRUPO IGARAPÉ POJUÇA	FM. CINZENTO CORPO QUATRO FM. TRÊS ALFA GNAISSE CASCATA		GRUPO SAPUCAIA
			Complexo Luanga			GNAISSE ESTRELA
			Complexo Xingu			COMPLEXO / COMPLEXO XINGU / PIUM
		Complexo Pium *				
	MEIRELLES ET AL. (1984)		* SEM DADOS GEOCRONOLÓGICOS DOCEGEO (1988)		ARAÚJO ET AL. (1988)	

Figura 2 - Colunas Estratigráficas da Região de Carajás

No mapa apresentado pelos autores acima citados (Fig. 3), a área de ocorrência do Gnaiss Estrela parece ser algo exagerada na porção norte do corpo. De modo não conclusivo, os protólitos destes gnaisses foram considerados como intrusivos em rochas do Complexo Xingu, embora no mapa geológico as rochas que circundam os gnaisses sejam pertencentes ao Grupo Grão-Pará.

Ferreira & Serfaty (1988) referiram-se aos granitóides em discussão, englobando-os sob a denominação "Granito" Parauapebas (Estrela), dentro do qual foram descritos termos leucocráticos de composição variada, envolvendo álcali-granitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos, quartzo-álcali-sienitos, quartzo-dioritos, quartzo-anortositos, sienitos e rochas calcossilicáticas. A grande variação petrográfica encontrada por estes autores sugere que tenham sido estudadas amostras pertencentes a mais de uma unidade litológica e que todo o conjunto tenha sido considerado como "Granito" Estrela.

Ao estudar alguns elementos traços presentes nestes granitóides, Ferreira & Serfaty (1988), empregaram a metodologia de espectrometria de emissão ótica, técnica válida somente para a determinação qualitativa destes elementos, o que deixa dúvidas quanto aos resultados obtidos. Nesta ocasião, foi observado enriquecimento em urânio e tório. Análises de difração de raios-X, confirmaram a presença de minerais destes elementos. Estas características provavelmente são responsáveis pela semelhança entre os padrões radiométricos do Gnaiss Estrela e dos granitos pós-tectônicos, que levaram Hirata et al. (1982) a estabelecer tal correlação entre eles.

DOCEGEO (1988) interpretou os gnaisses em apreço como um granito pós-tectônico do Proterozóico Médio. A sua área de ocorrência, reduzida comparativamente aos trabalhos anteriores, e sua forma, definida como aproximadamente circular, não estão em concordância com os dados obtidos por outros autores.

Durante o desenvolvimento da disciplina Estágio de Campo III, oferecida aos estudantes do Curso de Geologia do Centro de Geociências da UFPa, no segundo semestre de 1988, a região de Curionópolis foi palco de mapeamento na escala 1:45.000, cujos resultados da geologia estrutural foram apresentados por Costa et al. (1990). A Região da Serra de Carajás foi interpretada como um cinturão de cisalhamento oblíquo (Cinturão Itacaiúnas) com componentes transcorrentes e de imbricação. Os diferentes gnaisses, incluindo o Gnaiss Estrela, foram enquadrados indistintamente no Complexo Xingu.

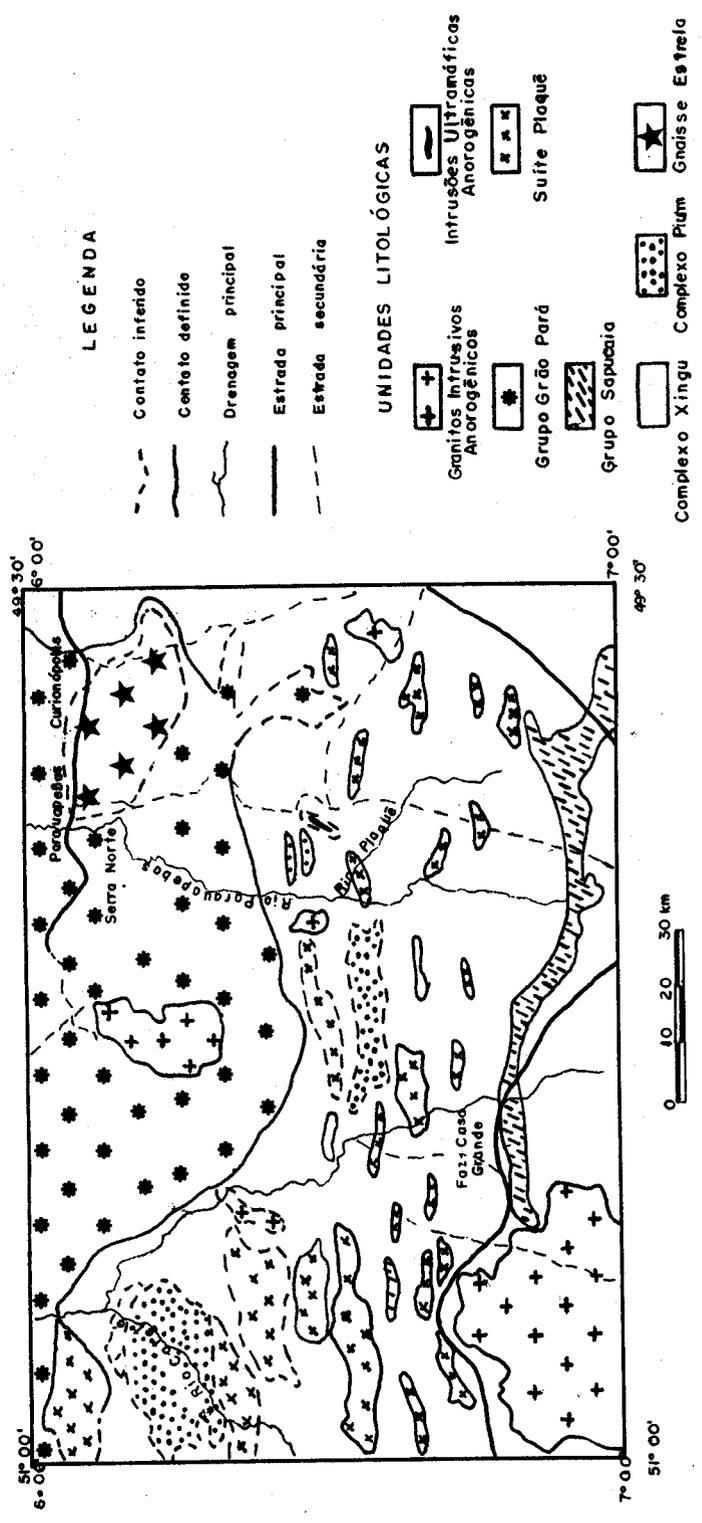


Figura 3: Mapa geológico da folha Serra dos Carajás (Araújo et al., 1988)

Costa et al. (1990) explicaram a evolução estrutural da área em estudo através de um modelo de sistemas transcorrentes, que levaram à geração de estruturas em flor e causaram a imbricação de várias unidades sob a forma de lentes com direções EW, NW-SE, e NE-SW.

Tanto as relações de contato, quanto o posicionamento estratigráfico do Gnaiss Estrela ainda não se encontram definidos. Quatro situações foram descritas nos trabalhos anteriores:

- O "Granito" Estrela é envolvido por rochas do Complexo Xingu e, na porção sudeste, por rochas da Sequência Salobo-Pojuca (Hirata et al., 1982);

- O Gnaiss Estrela é envolvido por rochas do Complexo Xingu e, na porção sudeste, por rochas do Grupo Rio Fresco (Meiros et al., 1984);

- O Gnaiss Estrela é provavelmente intrusivo no Complexo Xingu e mais antigo que rochas do Grupo Grão-Pará (Araújo et al., 1988);

- O Gnaiss Estrela não é individualizado, sendo colocado no Complexo Xingu, o qual mantém contato tectônico com rochas do Grupo Rio Novo e Grupo Grão-Pará (Costa et al., 1990).

1.3.2. Geocronologia

A região da Serra dos Carajás dispõe de uma quantidade relativamente expressiva de dados geocronológicos, os quais fornecem informações valiosas no que tange à sua evolução geológica e auxiliam, de modo indireto, a orientar as considerações sobre a evolução do Gnaiss Estrela, haja vista a ausência de dados geocronológicos específicos nestes gnaisses.

Dados mais recentes foram obtidos nos trabalhos de Machado et al. (1988, 1991) em que foi empregada a metodologia U/Pb em zircões. As diferentes idades obtidas por estes autores os levaram a propor um modelo complexo para a evolução geológica da Região de Carajás.

A leste da cidade de Curionópolis, no quilômetro dezesseis da PA-275, foram descritas rochas anfibolíticas, gnaisses félsicos e granulitos retrometamorfisados, considerados como pertencentes ao Complexo Xingu. Tais rochas teriam sido submetidas a duas fases de migmatização. Os cristais de zircão de um leucossoma granítico indeformado forneceram idade de 2.859 ± 2 Ma, a qual foi interpretada como a última fase de migmatização (Machado et al., 1991).

A análise de cristais de titanita das rochas acima mencionadas forneceu a idade de 2.519 ± 5 Ma, a qual parece relacionar-se com a reativação do embasamento (Machado et al., 1991). Idades similares obtidas em outras unidades fizeram com que estes autores sugerissem a presença de uma fase de reativação regional no final do Arqueano.

Machado et al. (op. cit.) apresentaram novos dados geocronológicos (U/Pb em zircões) para os riolitos do Grupo Grão-Pará (2.759 ± 2 Ma), e para a Intrusão Máfica Acamadada Luanga (2.763 ± 6 Ma).

Para as rochas dos grupos Salobo e Pojuca, Machado et al. op. cit. mostraram uma evolução mais complexa, a qual se traduziu nas idades de 2.732-2.742 Ma e 2.492 ± 5 Ma, obtidas, respectivamente, em cristais de zircão com sobrecrecimento e em cristais de titanita. O primeiro valor é interpretado como a idade de metamorfismo, ao passo que o segundo dataria uma fase de metassomatismo potássico. Idades de $2.555^{+4}/_{-3}$ Ma em anfibolitos da área Salobo foram relacionadas ao último evento que afetou a unidade homônima.

Avanços consideráveis foram conseguidos no sentido de uma melhor compreensão da evolução da Região de Carajás, entretanto, a área de ocorrência do Gnaiss Estrela, merece estudos ainda mais detalhados, tanto no que diz respeito à geocronologia, petrologia e geologia estrutural, como no que concerne aos aspectos estratigráficos, inclusive às relações do Gnaiss Estrela com as suas encaixantes. O quadro geológico em que está inserido o Gnaiss Estrela apresenta características distintas daquelas presentes mais para o sul, na Região de Rio Maria. Nesta área, a evolução geológica tem sido interpretada como sendo representada por típicos terrenos granito-"greenstone", com a participação de associações magmáticas constituídas por trondhjemitos, tonalitos e granodioritos (TTG) de idade Arqueana (DOCEGEO, 1988; Souza et al., 1990), além dos ortognaisses da região de Marajoara (Althoff et al., 1991) e o pelo Granito Xinguara, todos petrográfica e geoquimicamente diferentes do Gnaiss Estrela.

Os recentes dados geocronológicos U-Pb em zircões para a Região de Rio Maria (Macambira & Lancelot, 1991 a, 1991 b) têm revelado idades de 2.874 Ma para o Granodiorito Rio Maria e 2.971 Ma para os ortognaisses de Marajoara. Também são fornecidas idades de 2.971 ± 9 Ma obtidas em zircões extraídos de metagrauvas (Grupo Lagoa Seca) e idades de 2.763 ± 5 Ma e $3.189^{+11}/_{-9}$ Ma em

frações e cristais de zircão provenientes do quartzito do Grupo Rio Fresco. Esta última idade levou Macambira & Lancelot (1991 a, 1991 b) a sugerirem a presença de um embasamento mais antigo para esta região, o que parece confirmar-se com a idade de 3,2 Ga em zircões, aparentemente herdados, encontrados no Granito Musa, obtida por Machado et al. (1988, 1991).

Uma avaliação dos dados acima mencionados conduz a uma reflexão no sentido da presença, ou não, de um embasamento mais antigo que as idades atribuídas ao Complexo Xingu, também na Região de Carajás. Os dioritos datados por Machado et al. (1988) e enquadrados neste complexo estão cortando gnaisses e migmatitos evidentemente mais antigos. É óbvio, no entanto, que os dados disponíveis são ainda limitados e não permitem conclusões definitivas.

1.4. Objetivos

O atual nível de conhecimento do Gnaiss Estrela demonstra a necessidade de que seja dado prosseguimento ao seu estudo, tanto no que tange ao mapeamento geológico, como aos aspectos petrológicos, estruturais e geocronológicos. Pretende-se, desta forma, contribuir para o entendimento da evolução das rochas presentes na área e, posteriormente, situá-las no contexto geológico regional. Para tal, os objetivos podem ser assim sumarizados:

1. Na etapa de campo buscou-se os limites norte e sul do Gnaiss Estrela, dentro da área proposta. Neste sentido foram valiosos os trabalhos efetuados pelos alunos da disciplina Estágio de Campo III (turma de 1988), que envolveram amostragem e estudo petrográfico preliminar do corpo gnáissico e das suas encaixantes, bem como a elaboração de um mapa geológico (1:45.000). A amostragem e, na medida do possível, o mapa geológico foram aprimorados.

2. Caracterização das várias fácies dos gnaisses, dando ênfase às suas características petrográficas e geoquímicas, com a finalidade de compreender a natureza e origem dos seus protólitos, bem como a evolução do Gnaiss Estrela;

3. O Gnaiss Estrela apresenta feições de deformação heterogênea associadas a zonas de cisalhamento, sendo nele englobados desde rochas relativamente pouco deformadas até milonitos. Um dos objetivos voltou-se para a compreensão do comportamento estrutural e da natureza dos processos

deformativos no contexto dos gnaisses, tentando-se correlacionar tais processos à evolução tectônica regional. Julgou-se importante definir as transformações mineralógicas e texturais associadas a essa deformação.

4. Analisar o comportamento microestrutural das rochas submetidas à deformação no intuito de caracterizar os parâmetros cinemáticos, tentando correlacioná-los aos dados obtidos nas escalas meso e macroscópica, assim como definir as condições reológicas regentes quando da atuação dos processos deformacionais;

5. Contribuir para esclarecer a posição estratigráfica destes gnaisses, definindo as relações de contato entre os mesmos e suas encaixantes; verificar a eventual existência de granitos anorogênicos na região de Curionópolis e suas relações com os gnaisses presentes nesta mesma área.

6. Estabelecer comparações entre o Gnaisse Estrela e os Gnaisses do Complexo Xingu, bem como entre o primeiro e os diversos granitóides e gnaisses arqueanos conhecidos na região (Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitó Mogno, Granito Xinguara e outros) (Gastal et al., 1987; Macambira et al., 1990; Souza et al., 1990; Montalvão et al., 1988).

1.5. Metodologia

O desenvolvimento deste trabalho teve como início a pesquisa bibliográfica referente à geologia da Região de Carajás, destacando-se os problemas concernentes ao contexto do Gnaisse Estrela. Concomitantemente a esta fase foram realizadas descrições petrográficas preliminares, nas quais se utilizaram as amostras de mão e seções delgadas, pertencentes ao mapeamento vinculado à Disciplina Estágio de Campo III (1988) do Curso de Graduação em Geologia da UFPa.

Como uma etapa preparatória para os trabalhos de campo, foi feita a fotointerpretação em imagens de satélite e fotografias aéreas (1:45.000), adotando-se a metodologia de Soares & Fiori (1976). Não foram, contudo, obtidas informações importantes, pois as fotografias, confeccionadas na década de cinquenta, registram espessa cobertura vegetal, não sendo muito apropriadas para os trabalhos de fotogeologia.

Respeitando-se as condições climáticas regionais, adversas na estação chuvosa, optou-se por dar prosseguimento ao mapeamento no período de agosto e setembro (1990), quando impera o verão amazônico, e as estradas secundárias são transitáveis.

Durante este mapeamento, buscou-se compreender o modo de ocorrência do Gnaiss Estrela, sua estruturação e as relações de contato com suas encaixantes, dando-se ênfase para a descrição detalhada dos afloramentos, atentando-se para as variações petrográficas e para as feições estruturais. Paralelamente, melhorou-se a amostragem destas rochas e, sempre que possível, foram coletadas amostras orientadas para estudos microestruturais subsequentes.

Posteriormente à etapa de campo, teve início o tratamento dos dados, juntamente com o prosseguimento dos trabalhos de petrografia e a confecção de novas lâminas delgadas. Com o melhor entendimento das variações petrográficas do Gnaiss Estrela começou a ser esboçado um mapa faciológico preliminar deste corpo. Para tal, foram necessárias análises modais, onde em cada lâmina analisada foram contados 1.500 pontos, utilizando-se o contador de pontos da marca Swift.

Segundo Chayes (1956), para a análise modal de rochas bandadas devem ser escolhidas, preferencialmente, cortes normais ao bandamento. Resultados mais confiáveis podem ser obtidos quando se obedecem determinadas relações trigonométricas que envolvem o ângulo entre a inclinação da área de análise e o traço do bandamento. Devido a problemas operacionais, para as análises modais do Gnaiss Estrela, optou-se pelos caminhos perpendiculares ao traço do bandamento.

As denominações adotadas para as diversas variedades petrográficas dos gnaisses seguiram as recomendações de Streckeisen (1976), embora não se deva esquecer que as mesmas não preservam um "aspecto ígneo".

Com um controle mais aprimorado das fácies petrográficas do Gnaiss Estrela e de suas distribuições dentro do corpo, foram selecionadas amostras representativas de cada fácies e subfácies para serem submetidas a análises químicas de elementos maiores e menores. Estas análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPa.

Para as análises de K, Na, Mg, Mn foi empregado o método de absorção atômica, utilizando-se um aparelho "Atom-Absorptions-Spektrometer FMD 4" (Zeiss). Os demais elementos maiores (Si, Al,

Ca, Ti, K, Fe³⁺ (total) e P) e alguns elementos menores (Rb, Sr, Y, Nb e Zr) foram analisados pelo método de fluorescência de raios-X, empregando-se um aparelho PW 1390 (Phillips).

As análises do potássio forneceram valores similares por ambos os métodos citados, confirmando a confiabilidade dos mesmos. Adotaram-se os valores obtidos na fluorescência de raio-X, pois os mesmos vêm sendo usados sistematicamente em outras pesquisas do Projeto "Petrologia dos Granitos da Amazônia Oriental". O Fe²⁺ foi analisado por via úmida. Para a análise de perda ao fogo, as amostras pulverizadas foram submetidas a temperaturas próximas a 900°C, durante aproximadamente uma hora.

O método de difração de raios-X foi empregado de modo subordinado para a determinação mais precisa de cristais de anfibólio. Nesta análise foi empregado um difratômetro PW 1729 (Phillips).

Na fase final de obtenção de dados, retomou-se o estudo das lâminas delgadas para o refinamento de suas descrições, enfatizando-se também a caracterização e interpretação das feições microestruturais. Finalmente, houve a interpretação e integração dos dados, resultando em um texto final. As diversas etapas foram apoiadas em discussões com diversos pesquisadores e em pesquisas bibliográficas.

2. GEOLOGIA DA ÁREA

2.1. Considerações gerais

A geologia da área prevista para este trabalho foi inicialmente estudada com certo detalhe pelos estudantes de graduação do Curso de Geologia da UFPa durante o desenvolvimento da disciplina Estágio de Campo III (1988). Aquele trabalho resultou em um mapa geológico (1:45.000), o qual foi de grande utilidade no prosseguimento do estudo do Gnaiss Estrela.

Com a retomada do mapeamento desta área, tentou-se aprimorar o mapa geológico disponível, dando continuidade ao estudo da Geologia Estrutural, à descrição mais aprofundada das variedades petrográficas do Gnaiss Estrela, além de estabelecer as relações de contato entre as unidades adjacentes.

Dentro da área estudada (Fig. 4 e Anexo 1) predominam rochas granitóides deformadas, englobadas sob a designação de Gnaiss Estrela, e limitadas a norte e a sul por rochas supracrustais metamorfisadas. Estas rochas supracrustais também são encontradas em meio aos gnaisses sob a forma de lentes de dimensões métricas.

Cortando as litologias acima mencionadas, afloram alguns corpos de gabros e diversos diques de diabásio, correlatos entre si, e, em quantidades menos expressivas, ocorrem rochas subvulcânicas de composição ácida à intermediária.

Localmente, nas áreas topograficamente mais baixas, verifica-se a presença de coberturas aluvionares.

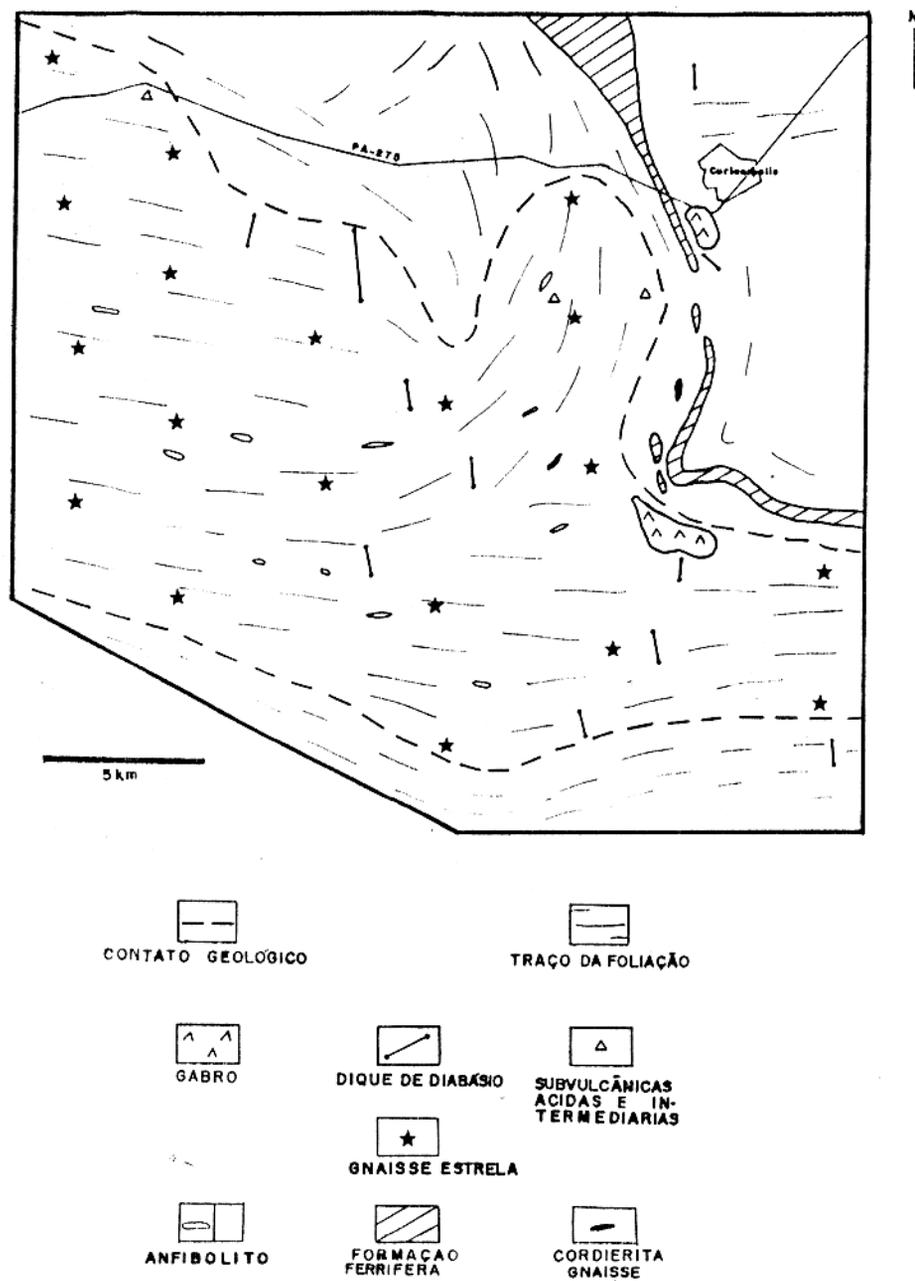


Figura 4- Mapa geológico do Gnaiss Estrela, Curionópolis- Pará

2.2. Seqüências de Rochas Supracrustais do Norte da Área

No âmbito das encaixantes situadas a norte do Gnaiss Estrela, predominam rochas anfibolíticas com intercalações subordinadas de formações ferríferas bandadas e raras lentes de gnaisses com cordierita.

O posicionamento estratigráfico destas rochas supracrustais carece de melhor definição haja vista a controvérsia existente na bibliografia. DOCEGEO (1988) enquadra esta seqüência dentro do Grupo Igarapé Pojuca do Supergrupo Itacaiúnas, cuja idade é interpretada como sendo mais antiga que a do Gnaiss Estrela. Costa et al. (1990) consideram que estas rochas pertencem ao Grupo Rio Novo, cuja estruturação estaria relacionada aos sistemas transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas. Tais autores não individualizam o Gnaiss Estrela e o englobam no Complexo Xingu, o qual é considerado como mais antigo que as rochas supracrustais adjacentes.

A presença de megalentes destas rochas supracrustais no interior do Gnaiss Estrela, aliada ao contato ondulado e de formas amebóides entre estas unidades sugerem fortemente que os protólitos do Gnaiss Estrela cortaram estas rochas supracrustais, sendo portanto mais novos que estas.

Não há um "trend" dominante da foliação destas encaixantes, pois a mesma assume direções variadas (E-W, N-S, NNE-SSW e NNW-SSE), dispendo-se de modo anastomosado e refletindo a complexidade da evolução estrutural neste setor.

2.2.1. Anfibolitos

Os anfibolitos são caracterizados por coloração cinza escura, granulação variando de fina a média, foliação moderada a forte, definida pela orientação de minerais e pela alternância de níveis enriquecidos em hornblenda e níveis em que predominam cristais de plagioclásio (Fig. 5). Em alguns locais, podem ser verificadas lineações minerais evidenciadas pela orientação de cristais de anfibólio e plagioclásio na superfície da foliação (Fig. 6).

Feições importantes relacionadas à deformação destas rochas dizem respeito às ocorrências de dobras em bainha e dobras ptigmáticas (Figs. 7 e 8). Ambas estruturas possuem dimensões centimétricas, as primeiras são melhor observadas em superfícies horizontais e são caracterizadas por

possuírem formas elípticas e direção de estiramento máximo subvertical, concordante com as lineações minerais.

As dobras ptigmáticas são desenhadas por veios de quartzo de espessuras milimétricas e comprimentos centimétricos que, além de terem sido dobrados, experimentaram rompimento na progressão da movimentação.

Localmente, discretas zonas de cisalhamento dextrais podem ser encontradas nestes anfibólitos. Tratam-se de zonas de cisalhamento com espessuras centimétricas e comprimentos métricos, sendo caracterizadas por forte redução da granulação da rocha, com desenvolvimento de foliação milonítica marcante, em resposta à concentração da deformação.

Não raramente estas rochas mostram feições mais ou menos penetrativas em escala de afloramento e de lâminas delgadas, relacionadas a esforços rúpteis responsáveis pela formação de descontinuidades preenchidas por quartzo.

A composição mineralógica destas rochas é formada por anfibólio e plagioclásio em quantidades aproximadamente iguais, ora sobressaindo-se um, ora outro. Como acessórios podem estar presentes cristais de opacos, epidoto, titanita e, subordinadamente, clorita e biotita. Localmente, são encontrados cristais de piroxênio associados aos anfibólitos.

Os cristais de plagioclásio apresentam granulação fina a média, geralmente são equigranulares e subédricos. A orientação preferencial varia de moderada a forte neste mineral. Observa-se, entretanto, forte recristalização, a qual leva à formação de grãos poligonais unidos por contatos tríplexes, resultando numa textura granoblástica. Quando há uma melhor orientação dos plagioclásios e anfibólitos, a rocha assume textura grano-nematoblástica.

Os cristais de plagioclásio muitas vezes são desestabilizados para sericita, epidoto e, em menor proporção, para carbonato. Estas transformações são mais marcantes quando da presença de descontinuidades relacionadas a fraturamento. Nestes casos, numa mesma lâmina, percebem-se variados graus de alteração, sendo mais intensa nas proximidades destas fraturas.

Os cristais de anfibólio apresentam granulação variável de fina a média, sendo subédricos a euédricos, geralmente possuindo formas poligonais. Este mineral dispõe-se segundo uma orientação preferencial moderada a forte, por vezes constituindo níveis enriquecidos em anfibólio. Localmente

mostra extinção ondulante fraca, fraturamento incipiente e, relativamente aos plagioclásios, geralmente resiste melhor à alteração.

As características óticas dos anfibólios são: pleocroísmo médio (verde acastanhado, verde oliva e amarelo acastanhado pálido), biaxial negativo, $2V$ em torno de 70° e extinção de 15° - 17° . Estas propriedades permitem que o anfibólio em consideração seja classificado como hornblenda.

A alteração destes anfibólios pode dar origem a finos grãos de opacos associados a epidoto, porém é mais comum observar-se apenas a desestabilização das bordas deste mineral.

Inclusões de opacos e quartzo, sob a forma de finos cristais, também são notadas em anfibólios.

Os cristais de quartzo podem estar ausentes ou representarem até aproximadamente 5% da moda. Este mineral ocorre sob a forma de cristais finos anédricos a subédricos, por vezes poligonais, recristalizados, com extinção ondulante fraca a ausente. Localmente, verifica-se a formação de subgrãos. É comum estes minerais apresentarem-se inclusos em plagioclásio e anfibólios.

Os piroxênios geralmente são ausentes, entretanto, em algumas amostras, podem ser minerais principais ou acessórios. Quando em quantidades reduzidas, os piroxênios ocorrem como poiquiloblastos associados aos anfibólios. Quando em quantidades maiores (10%), ocorrem como cristais de granulação fina a média, subédricos a anédricos, possuindo em muitos casos formas poligonais.

A titanita, cuja aparição está condicionada à substituição parcial de bordas de opacos, é um mineral raro nestas rochas.

O epidoto pode estar relacionado tanto à substituição de anfibólios, quanto de plagioclásios, entretanto sua presença é mais importante em preenchimentos de finas fraturas.

2.2.2. Formações Ferríferas Bandadas

Intercaladas aos anfibolitos afloram, a leste e nordeste da área estudada, faixas de formações ferríferas bandadas mapeáveis na escala deste trabalho. Estas intercalações apresentam-se onduladas, com formas alongadas e com direções aproximadas E-W, flexionando-se para NNW-SSE (Fig. 4 e Anexo 1).

Estas formações ferríferas bandadas são constituídas por bandas milimétricas de granulação muito fina, compostas por alternâncias de quartzo e opacos. A suscetibilidade magnética muito elevada verificada em tais rochas indica que, se não a totalidade, grande parte dos minerais opacos é magnetita. Os cristais destas formações ferríferas bandadas apresentam-se fortemente recristalizados.



Figura 5 - Aspectos mesoscópicos da foliação marcante em anfibolito pertencentes às rochas encaixantes da parte norte do Gnaiss Estrela. Verifica-se também a presença de mobilizados ricos em quartzo sob a forma de faixas delgadas e descontínuas, fornecendo um aspecto bandado à rocha

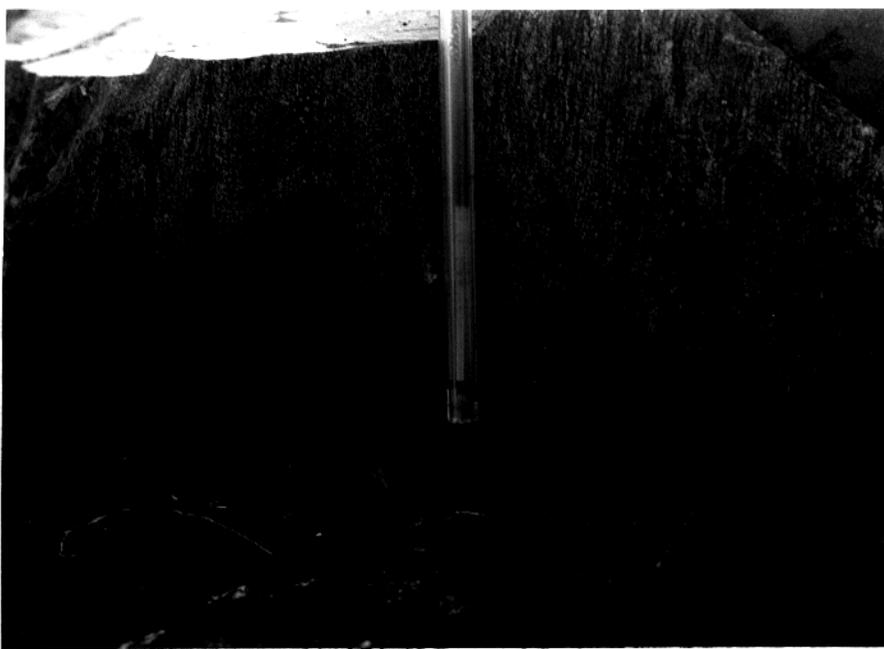


Figura 6 - Lineação mineral em anfibolito, caracterizada pela orientação preferencial de cristais de anfibólio e plagioclásio no plano da foliação.



Figura 7 - Dobras em bainha com típicas formas elípticas de sua seção transversal em anfibolito da parte norte da área. Estas dobras são observadas em superfícies horizontais e suas direções de maior estiramento são verticalizadas.



Figura 8 - Dobras ptygmáticas assimétricas rompidas, definidas por finos veios de quartzo em anfibolito. Este corte mostra uma seção vertical observada de norte para sul.

2.2.3. Gnaisses com Cordierita

Próximo às rochas acima referidas foi encontrada uma ocorrência de gnaisses com cordierita, também intercalados aos anfibolitos (Fig. 4 e anexo 1). Em amostra de mão estes gnaisses apresentam coloração cinza escuro, granulação fina e foliação fraca a moderada, definida pela orientação de minerais máficos.

Os minerais principais destes gnaisses são cordierita, quartzo e biotita. Em quantidades subordinadas ocorrem antofilita e turmalina, e como acessórios opacos, zircão e rutilo.

A cordierita ocorre como cristais subédricos e sob a forma de poiquiloblastos irregulares, fortemente alterados, que englobam cristais de quartzo. A alteração da cordierita dá origem a agregados de cristais muito finos de pinita.

O quartzo apresenta-se sob a forma de cristais anédricos, de granulação fina a média, com bordas levemente serrilhadas e parcialmente recristalizadas, onde se formam neoblastos poligonais muito finos. Forte extinção ondulante, com formação de subgrãos, é observada nos cristais médios de quartzo.

A biotita possui coloração vermelho acastanhado, seus cristais são finos a médios, anédricos e subédricos, e não raramente dotados de "kink", o que causa forte extinção ondulante.

Há orientação preferencial fraca da biotita, podendo alguns cristais médios estarem dispostos em níveis descontínuos. Localmente, há substituição de biotita por quartzo e opacos, ocorrendo ao longo de clivagens das biotitas. Frequentemente, são encontradas agulhas de rutilo no interior de cristais de biotita.

A antofilita apresenta distribuição irregular na lâmina, tendendo a ocorrer em grandes poiquiloblastos orientados preferencialmente. Geralmente, associam-se à antofilita cristais médios de biotita.

Em quantidades subordinadas ocorrem cristais finos euédricos de turmalina de coloração castanho amarelada que geralmente associam-se às biotitas. Este mineral encontra-se fraturado e fragmentado, correspondendo provavelmente à variedade da turmalina denominada de dravita.

Finos cristais de zircão, euédricos a subédricos, podem estar inclusos em cordierita e biotita provocando a formação de halos pleocróicos nestes minerais. Graus diferentes de metamictização são verificados nos cristais de zircão.

Os grãos de opacos mantêm-se intimamente ligados aos cristais de biotita, ocorrendo nas suas bordas, sob a forma de grãos muito finos anédricos, ou associados a ela sob a forma de cristais individuais subédricos e de granulação média.

No interior do Gnaiss Estrela foram encontradas diversas lentes de anfibolitos e uma lente de gnaisses com cordierita. Estas lentes são interpretadas como megaxenólitos, cuja presença indica uma possível natureza intrusiva dos gnaisses em estudo nas seqüências de rochas supracrustais. Os anfibolitos mencionados aqui são muito semelhantes àqueles existentes ao norte do Gnaiss Estrela, apresentando a mesma composição mineralógica e textura granoblástica.

Existem muitas semelhanças entre estes gnaisses com cordierita e aqueles descritos anteriormente. Ambos possuem as mesmas características macroscópicas e vários minerais em comum, pois são formados por cordierita, biotita vermelho acastanhado, quartzo e, como acessórios, granada, zircão e pinita. Devem, entretanto, ser destacadas algumas diferenças texturais: os cristais de biotita presentes na rocha em consideração apresentam granulação fina, são anédricos e desprovidos de inclusões de rutilo; a cordierita apresenta-se sob a forma de grãos finos, subédricos e poligonais, com alteração incipiente para pinita em suas bordas.

Os cristais de quartzo, embora possuam granulação mais fina, são muito semelhantes àqueles presentes nos gnaisses com cordierita intercalados aos anfibolitos, apresentando evidências de forte recristalização acompanhada da formação de subgrãos e de forte extinção ondulante em alguns grãos.

Como diferenças mineralógicas têm-se a ausência de antofilita e turmalina e a presença de granada em quantidades acessórias. Este mineral ocorre sob a forma de poiquiloblastos fraturados e fragmentados, com inclusões de quartzo, cordierita e biotita.

2.3. Seqüências de Rochas Supracrustais do Sul da Área

As encaixantes da parte sul do Gnaiss Estrela são rochas deformadas de modo heterogêneo, havendo termos moderadamente e fortemente foliados. A sua estruturação geral é definida por uma foliação orientada na direção E-W que pode, localmente, desenhar ondulações. O mergulho da foliação neste setor varia de subvertical a 85° para norte.

Macroscopicamente, estas rochas têm coloração cinza escura e granulação variando de média, em termos moderadamente deformados, até muito fina em ultramilonitos. Esta diminuição de tamanho dos grãos reflete, portanto, uma maior intensidade da deformação.

Nas rochas em apreço têm sido observada uma foliação milonítica marcante, evidenciada pela orientação preferencial de minerais e por um bandamento composicional constituído por níveis de minerais máficos alternados com níveis de minerais félsicos. Em alguns ultramilonitos tal bandamento não é conspícuo, pois a forte redução do tamanho dos cristais e a recristalização tendem a dificultar a individualização da alternância de níveis.

A existência, neste estágio, de uma foliação simples indica que deve ter ocorrido paralelismo entre as superfícies S e C com o incremento da deformação.

Outras feições observadas em escala mesoscópica dizem respeito às lineações de estiramento definidas pela orientação de minerais máficos sobre a superfície da foliação. Estas lineações apresentam atitudes de $85^{\circ}/330^{\circ}$.

A presença, tanto da lineação, quanto da foliação permitem que tais tectonitos possam ser classificados ora como S/L, ora como L/S, quando predomina a foliação ou a lineação, respectivamente.

Quanto à composição mineralógica, tem-se verificado uma variação expressiva, incluindo anfibolitos, quartzo-biotita xistos, quartzo-clorita-sericita xistos, granada-anfibólio-biotita gnaisses e granada-quartzo-plagioclásio-biotita gnaisses.

Na escala microscópica as rochas acima referidas são caracterizadas por uma forte orientação de minerais causada pelo estiramento dos mesmos. Há também forte recristalização de quartzo, feldspatos e anfibólio resultando em neoblastos poligonais.

As rochas de composição anfibolítica podem tanto ser classificadas como milonitos, quanto como ultramilonitos. Nestes a granulação dos minerais é muito fina, havendo forte recristalização de plagioclásio e quartzo, além de uma marcante orientação preferencial de anfibólios e opacos.

No que diz respeito à deformação, estas rochas mostram forte recristalização e cominuição heterogênea de grãos, sendo encontrados níveis em que tais processos ocorreram de modo mais intenso, alternados com níveis menos deformados. Nestes últimos níveis, os cristais de plagioclásio, relativamente maiores, são envoltos por níveis ricos em anfibólio e biotita vermelho acastanhado.

Em algumas rochas muito deformadas desenvolveu-se uma fábrica xistosa, cujos cristais apresentam granulação muito fina e formas poligonais. Sua mineralogia essencial é constituída por biotita vermelho acastanhado, quartzo e feldspato potássico, tendo como minerais acessórios muscovita, clorita, opacos, apatita e turmalina.

Um tipo litológico particular, que ocorre próximo ao contato com o Gnaiss Estrela, é representado por gnaisses ricos em granada. Localmente, este mineral está muito concentrado e, por vezes, ocorre sob a forma de cristais centimétricos (Fig.9). A matriz destes gnaisses é constituída por biotita, anfibólio, plagioclásio e quartzo, além de opacos, apatita, epidoto e clorita como acessórios. Seus aspectos estruturais e texturais serão discutidos adiante.

Próximo ao contato com o Gnaiss Estrela ocorrem rochas miloníticas constituídas por quartzo, clorita e sericita. Estes milonitos possuem uma foliação muito bem desenvolvida, configurando uma fábrica xistosa. Duas superfícies oblíquas podem ser identificadas permitindo que este tectonito possa ser denominado de milonito S/C, segundo a classificação de Lister & Snoke (1984). A ausência de lineações permite que estes tectonitos sejam considerados do tipo S na classificação de Davis (1984).

A paragênese destas rochas não fornece informações conclusivas no sentido da determinação de sua rocha original. Uma rocha granitóide envolvida em processos retrometamórficos (Beach, 1980) poderia perfeitamente resultar em rochas com esta composição mineralógica. Por outro lado, uma origem sedimentar para os protólitos destes xistos não deve ser descartada.

2.4. Gnaiss Estrela

O Gnaiss Estrela ocorre como um conjunto de granitóides deformados que constituem um corpo de forma amebóide e alongada na direção aproximadamente E-W.

Dentro da área mapeada, são excelentes e numerosas as exposições destes gnaisses, geralmente representadas por lajedos de dimensões consideráveis ou encostas de serras desmatadas.

Estes ortognaisses possuem composição predominantemente monzogranítica com variações locais para composições sienograníticas, granodioríticas e tonalíticas. As suas variações petrográficas, os dados de análises modais e os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M, serão discutidos no capítulo de

Petrografia. As transformações mineralógicas e texturais causadas pela deformação serão apresentadas de maneira pormenorizada no capítulo de Petrografia e no item de Microestrutural.

No mapa de amostragem (Anexo 2) pode-se verificar o amplo predomínio das rochas de composição monzogranítica, sobretudo àquelas com dominância de hornblenda ou de biotita. Outras variedades petrográficas presentes no Gnaiss Estrela correspondem a frações pegmatóides com fenocristais de anfibólito, mobilizados graníticos e veios pegmatóides quartzo-feldspáticos.

As frações pegmatóides com fenocristais de anfibólito apresentam-se cortando os gnaisses sob a forma de veios de espessuras decimétricas e comprimentos métricos, que podem ser concordantes ou discordantes da estruturação imposta pela deformação.

Há uma frequência maior destes veios pegmatóides com anfibólitos nas partes central e leste do Gnaiss Estrela, onde afloram hornblenda gnaisses monzogranito, ao passo que nos biotita gnaisses monzogranito tais frações pegmatóides são menos frequentes ou mesmo ausentes. Nos locais onde a deformação foi mais intensa há forte tendência de paralelização destes veios, os quais são fortemente gnaissificados, com geração até de "augen" gnaisses.

Na parte sudoeste da área mapeada foram encontradas rochas de granulação fina e coloração cinza esbranquiçado, caracterizadas por um forte bandamento. Este bandamento é definido por alternâncias de faixas milimétricas ricas em máficos e faixas centimétricas quartzo-feldspáticas. Localmente, observam-se concentrações decimétricas de minerais máficos. A presença destas bandas faz com que a rocha assumira um aspecto "zebrado" particular (Fig. 10). Esta rocha provavelmente representa um estágio de intensa deformação de porções pegmatóides com anfibólito, submetidas a marcante redução da granulação em resposta à acentuada recristalização dinâmica.

Os mobilizados graníticos ocorrem em faixas de comprimentos métricos e espessuras variando de centimétricas a decimétricas, constituídas por rocha de granulação fina, geralmente pobres em minerais máficos. Estes mobilizados apresentam-se na maioria das vezes concordantes com a estruturação geral e a sua presença costuma ser mais importante onde a intensidade da deformação foi maior, sugerindo uma provável origem sin-deformacional para tais rochas. Em alguns casos, tais mobilizados encontram-se fortemente deformados e desenhando dobras ptigmáticas, as quais serão abordadas no capítulo de Geologia Estrutural.



Figura 9 - Gnaisses ricos em granada localizados na parte sudeste da área, próximos ao contato com o Gnaiss Estrela.



Fig 10 - Rocha do sudoeste da área, apresentando granulação fina e bandamento constituído por níveis quartzo-feldspáticos alternados por níveis de anfibólio, o que dá à rocha um aspecto "zebrado".

A presença das diversas feições estruturais descritas no Gnaiss Estrela, anteriormente por Araújo et al. (1988) e Costa et al. (1990), e detalhadas neste trabalho, permitem descartar, de modo conclusivo, a correlação entre este e os granitos Tipo Serra dos Carajás (Central), como foi inicialmente proposto (Hirata et al. 1982; Meireles et al. 1984; DOCEGEO 1988).

2.5. Rochas pegmatóides e aplíticas hololeucocráticas

Estas fases distribuem-se preferencialmente na porção oeste da área cortando, na maioria das vezes, os biotita gnaisses monzograníticos.

As porções pegmatóides quartzo-feldspáticas ocorrem sob a forma de veios de espessuras decimétricas a métricas sendo formadas por rochas de granulação grossa, coloração rosa clara, cuja mineralogia essencial é constituída por quartzo e feldspato potássico. Em alguns afloramentos podem ser encontrados cristais de feldspato potássico com até 20 centímetros de comprimento, apresentando intercrescimentos gráficos com quartzo.

Estas porções pegmatóides quartzo-feldspáticas apresentam disposição discordante com relação à estruturação dos ortognaisses, sendo desprovidas de feições de deformação. Possivelmente, tais frações pegmatóides estão relacionadas ao magmatismo que gerou os granitos anorogênicos, representados, nas proximidades do Gnaiss Estrela pela Granito Cigano. Associados aos veios pegmatóides hololeucocráticos localmente observam-se frações de material aplítico fino e, em alguns afloramentos, é possível estabelecer uma relação cronológica entre estas duas porções quartzo-feldspáticas não deformadas, pois os veios pegmatóides quartzo-feldspáticos por vezes cortam frações aplíticas, mostrando que estas são anteriores àqueles (Fig. 11).

2.6. Corpos Básicos

Alguns corpos de rochas básicas, mapeáveis na escala deste trabalho, foram encontrados na porção leste e nordeste da área estudada, cortando as rochas do Gnaiss Estrela e da seqüência supracrustal do norte da área.

A ausência de deformação nestas rochas gabróicas, aliada às relações de contato entre elas e os anfíbolitos da parte norte da área (Fig. 12), e o fato de existirem corpos básicos circunscritos (Fig. 4 e Anexo 1) dentro do Gnaiss Estrela, permitem concluir que os corpos básicos são posteriores e cortam, tanto o Gnaiss Estrela, quanto as rochas supracrustais.

Relacionados a este magmatismo básico estão presentes diversos diques de diabásio que cortam o Gnaiss Estrela e suas encaixantes. Estes diques são caracterizados por elevações alinhadas da topografia, cujas orientações (N-S, NNW-SSE e NNE-SSW) podem, muitas vezes, ser obtidas em fotografias aéreas. Mineralogicamente os diabásios são muito semelhantes às rochas gabróicas, sendo distinguidos destas pela granulação mais fina.

Não são evidenciadas feições deformacionais importantes nestas rochas, as quais apresentam texturas ígneas, permitindo uma fácil distinção entre este magmatismo básico e aquele gerador dos protólitos dos anfíbolitos.

A mineralogia destas rochas é composta por plagioclásio, piroxênio e, em quantidades acessórias, olivina, opacos, apatita, biotita, e quartzo. Em alguns casos a participação de anfíbólios pode ser expressiva.

Os cristais de plagioclásio destas rochas são euédricos e subédricos, muitas vezes possuindo formas de ripas alongadas que interpenetram-se com cristais de piroxênio, definindo texturas ofíticas e subofíticas típicas.

Nas rochas porfiríticas os fenocristais de plagioclásio apresentam orientação preferencial primária e, ao exame microscópico, mostram zoneamento oscilatório normal proeminente, acompanhado de feições de corrosão parcial dos núcleos e "patchy zoning". Os teores de anortita nos núcleos dos cristais de plagioclásio mostraram grande variação, desde An₈₀ até An₅₅. Em algumas seções de cristais zonados foi possível a determinação das seguintes zonas principais do núcleo para a borda: An₅₅-An₄₀-An₄₅-An₄₀-An₄₅-An₃₈. Em gabros que experimentaram fraturamento não penetrativo há alteração fraca a intensa do plagioclásio, o qual é substituído em proporções variáveis por sericita, epidoto e, subordinadamente, carbonatos. Há casos em que os cristais de plagioclásio podem apresentar fraturamento penetrativo, extinção ondulante, ou mesmo "kink".

Localmente, desenvolvem-se intercrescimentos granofíricos de quartzo e, provavelmente, feldspato alcalino, dispostos intersticialmente entre cristais de plagioclásio e piroxênio, feições estas descritas por Augustithis (1979).

Os piroxênios ocorrem sob a forma de cristais anédricos e subédricos de granulação grossa a média que se interpenetram aos cristais de plagioclásio. Localmente agregados de finos cristais de piroxênio são encontrados sob a forma de inclusões em fenocristais de plagioclásio.

Nas rochas de granulação grossa associam-se aos piroxênios interpenetrações e inclusões de opacos e inclusões de alanita. Em alguns cristais de piroxênio verificam-se feições de uralitização e cloritização parciais e, de modo menos comum, alteração das bordas gerando biotita.

Localmente, podem ser encontrados cristais pequenos de olivina inclusos em cristais maiores de plagioclásio. Os cristais de olivina podem ser substituídos completa ou parcialmente por indigita.

Os cristais de opacos representam minerais acessórios importantes, podendo alcançar aproximadamente 3% da rocha. A suscetibilidade magnética elevada destes minerais, determinada preliminarmente em amostras de mão, com a utilização de um imã, permite concluir que ao menos grande parte destes opacos é magnetita. Estes cristais possuem granulação fina a média, formas subédricas e, quando se acham em contato com piroxênio, apresentam muitas vezes uma textura esquelética, cujas cavidades são preenchidas por biotita, alanita (?), quartzo, muscovita e estilpnomelano.

2.7. Subvulcânicas Ácidas e Intermediárias

Com uma participação menos expressiva na área estudada, ocorrem rochas subvulcânicas, cujas relações de contato com o Gnaisse Estrela não puderam ser estabelecidas de modo preciso, mas que, provavelmente, devem representar diques subvulcânicos. Estas rochas caracterizam-se por uma matriz afanítica que, em alguns casos, envolve fenocristais de feldspato potássico e quartzo. A sua coloração varia de rosa clara para os riolitos a cinza médio para os andesitos. Em alguns afloramentos de riolitos pode-se observar fraturamento penetrativo na escala mesoscópica.

Tais litologias são caracterizadas microscopicamente por uma matriz muito fina, isotrópica, constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, clorita, opacos e anfibólios em proporções variadas.



Figura 11 - Frações pegmatóides quartzo-feldspáticas hololeucocráticas cortando material aplítico de mesma composição



Figura 12 - Dique de diabásio de espessura centimétrica cortando rocha anfibolítica do norte da área

Os cristais de plagioclásio são muito importantes, quantitativamente, nestas rochas. Este mineral apresenta-se sob a forma de ripas finas e alongadas que, em muitos casos, aparecem como fenocristais e exibem graus diferentes de alteração, formando sericita e epidoto. Localmente, o plagioclásio apresenta-se em cristais unidos por suas faces proeminentes sugerindo as relações de "synneusis" (Vance, 1969). Em algumas seções de plagioclásio observa-se zoneamento normal simples.

Os cristais de quartzo da matriz são muito finos, subédricos ou, por vezes, euédricos, fornecendo seções hexagonais. Em algumas rochas de composição intermediária, o quartzo também pode ocorrer sob a forma de fenocristais. Localmente, estão presentes intercrescimentos com formas ovaladas de quartzo e feldspato potássico, configurando uma típica textura esferulítica. Muitos destes agregados ovalados compõem-se de cristais poligonais de quartzo os quais se apresentam envolvidos por sobrecrescimentos de clorita.

O feldspato potássico ocorre em quantidades variáveis, sendo um mineral acessório em algumas subvulcânicas de composição intermediária. Não é encontrado como fenocristal na matriz e apresenta-se como cristais finos alongados, subédricos e euédricos, por vezes argilizados.

O anfibólio pode estar presente na matriz em quantidades importantes, comparecendo como cristais subédricos, finos e parcialmente transformados para epidoto.

Nas rochas com clorita na matriz, há sempre cristais de opacos associados, sugerindo uma possível origem às expensas da alteração de anfibólios. Alguns agregados de clorita podem ser encontrados. Localmente, são descritos cristais subédricos de carbonato associados com agregados de quartzo. Em quantidades acessórias podem estar presentes finos cristais de titanita, provavelmente secundários, além de cristais muito finos e euédricos de apatita, alanita e zircão, sendo que os dois últimos podem estar metamictizados.

2.8. Aluviões

Finalmente, são encontrados na área em consideração sedimentos aluvionares relacionados ao sistema de drenagem atual. A atividade antrópica tem sucessivamente modificado tais depósitos, ou pela atividade garimpeira, ou pelo desenfreado desmatamento realizado nas décadas de setenta e oitenta.

3. PETROGRAFIA

As rochas que compõem o Gnaiss Estrela são equigranulares, têm granulação fina a média, coloração cinza claro a médio, localmente róseo. Em locais onde houve marcante fraturamento podem ser observados planos esverdeados devido à epidotização ou, ainda, descontinuidades preenchidas por carbonatos. Quando a deformação é intensa há redução de tamanho dos grãos, acompanhada de escurecimento da rocha, a qual assume tonalidades de cinza algo mais escuros.

Feições relacionadas à deformação são penetrativas nas escalas meso e microscópicas. A rocha apresenta foliação milonítica definida pela forte orientação preferencial de minerais, os quais se dispõem em finos níveis descontínuos e alternados, ora enriquecidos em máficos, ora essencialmente quartzo-feldspáticos (Fig. 14). Tais níveis podem ser bem marcados e evoluírem para a formação de bandamentos composicionais de natureza tectônica. Localmente desenvolvem-se superfícies S e C.

A composição mineralógica predominante nesses gnaisses é monzogranítica (Fig. 13) (Tab. 1), sendo encontradas as seguintes variedades: piroxênio-hornblenda gnaiss monzogranítico, hornblenda gnaiss monzogranítico, biotita-hornblenda gnaiss monzogranítico, hornblenda-biotita gnaiss monzogranítico e biotita gnaiss monzogranítico. Localmente, são encontrados termos de composição sienogranítica, granodiorítica e tonalítica que, de modo geral, associam-se espacialmente com os hornblenda gnaisses monzograníticos. Uma amostra de composição granodiorítica, cujo mineral máfico é a biotita, situa-se no contexto dos biotita gnaisses monzograníticos. O teor de minerais máficos das variedades enriquecidas em biotita é relativamente menor que aquele das rochas onde a hornblenda é dominante. Este fato é traduzido pela coloração algo mais clara das primeiras, pelos seus valores mais baixos de M e, principalmente, por sua disposição no diagrama Q-(A+P)-M, no qual os biotita gnaisses monzograníticos e os hornblenda-biotita gnaisses monzograníticos localizam-se mais próximo da aresta Q-(A+P).

O conjunto de minerais acessórios presente no Gnaiss Estrela mostra relativa constância e é representado por opacos+zircão+alanita ± apatita ± titanita.

Tabela 1-Análises Módaís - Gnaiss Estrela (1.500 pontos)

	QUARTZO	FK	PLAG	PIROX	HORNBL	BIOTITA	CLORITA	TITAN	OPACOS	EPIDOTO	ZIRCÃO	ALANITA	APATITA	
PX HB GNAISS MONZOGRANÍT	PSV-VIII 16	42,5	16,3	27,1	Tr.	12,0	--	0,3	0,1	Tr.	0,1	0,2	0,2	
	PSV-VIII 22	35,0	24,9	25,2	Tr.	13,9	Tr.	Tr.	0,3	--	Tr.	0,1	Tr.	
	PSV-VIII 82	34,0	26,5	27,7	3,9	6,2	Tr.	Tr.	1,3	Tr.	0,5	--	0,4	0,1
	CN - 55C	42,0	12,7	21,6	4,0	16,6	--	--	0,4	--	--	--	2,3	0,1
	MÉDIA	38,4	20,1	25,4	2,0	12,2	Tr.	Tr.	0,5	0,1	0,1	Tr.	0,8	0,1
HB GNAISSE MONZOGRANÍTICO	PSV-VIII 13	39,0	21,0	22,6	--	15,4	Tr.	--	1,2	Tr.	Tr.	--	0,2	Tr.
	PSV-VIII 14	32,9	19,1	32,9	--	10,4	--	--	1,8	0,5	Tr.	0,2	0,5	0,3
	PSV-VIII 20	33,2	25,0	29,0	--	12,1	Tr.	--	--	0,3	0,2	--	--	Tr.
	PSV-VIII 29	30,2	22,2	37,2	--	9,9	Tr.	--	--	Tr.	--	--	0,1	Tr.
	PSV-VIII 65	31,0	24,6	24,4	--	17,8	Tr.	--	--	0,4	1,0	--	0,6	--
	PSV-VIII 75	36,5	18,3	27,9	--	16,4	Tr.	--	Tr.	0,3	Tr.	0,1	Tr.	0,2
	PSV-VIII 76	33,2	26,8	23,4	--	15,7	Tr.	--	--	0,4	Tr.	--	0,2	Tr.
	PSV-VIII 78	46,5	19,5	18,7	--	13,8	Tr.	--	0,7	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	0,3
	PSV-VIII 79	35,6	28,6	20,0	--	14,9	Tr.	--	--	0,3	0,4	Tr.	Tr.	Tr.
	PSV-VI 11	29,1	37,3	25,3	--	13,0	Tr.	--	0,3	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.
	CN - 92	29,8	26,4	18,3	--	19,9	1,6	0,5	0,4	1,1	0,3	0,4	1,3	Tr.
	PSV-VII 5	30,9	24,7	26,7	--	16,3	Tr.	Tr.	--	0,5	0,1	0,1	0,1	0,2
	MÉDIA	34,1	23,6	26,1	--	14,6	Tr.	Tr.	0,4	0,3	0,2	0,1	0,3	0,1
HB GN SGRAN	PSV-VIII 34	28,3	38,6	14,3	--	17,3	0,9	--	0,2	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	
	CRN - 8 D	30,9	40,7	11,0	--	14,9	0,9	0,1	--	1,0	Tr.	0,2	0,1	Tr.
	MÉDIA	29,6	39,7	12,7	--	16,1	0,9	Tr.	--	0,6	Tr.	0,1	Tr.	0,1
HB GNAISS GRANODIORÍT	PSV-VIII 23	39,4	7,7	39,8	--	11,8	Tr.	--	0,7	0,2	--	Tr.	Tr.	
	PSV-VIII 12	40,8	13,2	34,5	--	9,7	Tr.	--	0,6	0,1	Tr.	0,2	Tr.	0,2
	PSV-III-19	30,8	10,4	42,5	--	18,8	1,6	--	3,2	2,2	Tr.	Tr.	0,3	0,2
	PSV-I 54 C	29,2	12,8	46,3	--	--	5,1	3,4	--	1,4	1,4	--	0,2	0,3
	PSV-IV 15 B	32,8	7,1	47,6	Tr.	10,2	--	--	1,2	--	--	--	0,2	Tr.
	MÉDIA	34,6	10,2	42,1	Tr.	10,1	1,3	0,3	1,0	0,9	0,3	Tr.	0,1	0,1
HB GNAISS TONALÍTIC	PSV-VIII 27	35,5	Tr.	47,8	--	15,6	Tr.	--	0,6	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	
	PSV-VI 55	37,6	Tr.	47,6	--	13,5	Tr.	--	Tr.	--	Tr.	Tr.	Tr.	
	PSV-VII 66	41,4	0,5	45,0	--	11,9	--	Tr.	0,5	Tr.	Tr.	Tr.	0,4	Tr.
	PSV-IV 71	34,2	1,0	43,2	--	14,8	6,2	--	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	0,2
	MÉDIA	37,2	0,5	45,9	--	14,0	1,6	Tr.	0,1	0,2	Tr.	Tr.	0,2	Tr.
BIOT-HB GNAISS MONZGR	CN - 99	23,3	26,3	30,6	--	10,6	8,9	--	0,1	--	--	Tr.	0,3	0,1
	CN - 104	23,0	28,5	39,1	--	4,4	3,4	0,4	--	--	0,6	--	0,2	--
	PSV-VI 62 *	33,7	27,4	19,3	--	12,1	5,5	--	--	1,5	--	--	0,1	0,1
	PSV-IV 68 B *	42,6	23,9	33,5	--	10,9	7,9	--	0,1	0,1	Tr.	0,1	Tr.	0,2
	PSV-VI 56	28,4	27,5	34,4	--	6,0	3,2	--	--	Tr.	Tr.	0,1	0,1	Tr.
	MÉDIA	30,2	26,7	27,3	--	6,7	5,8	0,1	Tr.	0,4	0,2	Tr.	0,2	0,1

* ROCHA COM NÓDULO OPACO

PX HB GNAISS MONZOGRANÍTICO = PIROXÊNIO-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANÍTICO

HB GNAISSE MONZOGRANÍTICO = HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANÍTICO

HB GN SGRAN = HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANÍTICO

HB GNAISS GRANODIORÍT = HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORÍTICO

HB GNAISS TONALÍTIC = HORNBLENDA GNAISSE TONALÍTICO

BIOT HB GNAISS MONZGR = BIOTITA HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANÍTICO

Tabela 1 - (continuação)

		QUARTZO	FK	PLAG	HORNBL	BIOTTA	CLORITA	TITAN	OPACOS	EPIDOTO	ZIRCÃO	ALANITA	APATITA	
HB-BIOTTA GNAISSE MONZOGRANÍTICO	PSV-VI 33	37,0	36,1	20,3	2,5	3,6	--	--	--	Tr.	Tr.	0,3	Tr.	
	PSV-VI 18	32,6	28,6	27,2	4,4	6,7	--	--	Tr.	Tr.	--	0,2	0,1	
	PSV-IV 42B	30,4	19,2	26,7	8,2	14,7	--	0,1	0,2	--	Tr.	--	0,2	
	PSV-VI 49	35,3	20,8	24,0	6,1	13,6	--	--	Tr.	--	Tr.	Tr.	Tr.	
	PSV-IV 75	29,8	30,2	33,0	2,8	3,8	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,1	
	CN - 40	29,8	24,4	34,7	3,2	7,2	--	0,1	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,6	0,1
	CN - 33 A	32,0	32,2	22,0	2,6	10,6	--	--	--	--	Tr.	Tr.	0,4	Tr.
	PSV-II 23	29,3	37,8	26,5	2,0	3,7	--	--	0,2	0,2	--	--	--	--
	PSV-VI 74	28,6	28,0	32,8	3,5	7,1	--	--	Tr.	--	Tr.	Tr.	0,3	Tr.
	CN - 100	35,5	28,4	25,7	4,1	5,6	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	Tr.
	MÉDIA	32,0	28,6	27,3	3,9	7,7	--	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	Tr.
BIOTTA GNAISSE MONZOGRANÍTICO	PSV-IV 9	43,2	36,2	19,5	--	0,9	--	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	
	PSV-IV 5 A	33,6	21,7	37,4	--	6,8	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	0,2	Tr.	
	PSV-IV 23	35,3	34,2	26,1	--	--	3,9	--	Tr.	Tr.	0,1	Tr.	0,1	
	PSV-IV 24A	31,3	33,5	24,2	--	6,4	--	--	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	
	PSV-IV 72A	28,3	25,3	38,6	--	--	6,8	--	--	0,2	Tr.	0,4	Tr.	
	PSV-IV 74	27,4	29,8	35,8	--	--	5,8	--	0,2	0,4	Tr.	0,6	--	
	PSV-IV 77	30,0	27,0	36,2	1,8	4,4	--	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	--	
	PSV-IV 78	35,0	28,8	32,0	0,4	3,4	--	--	Tr.	Tr.	Tr.	0,1	Tr.	
	PSV-IV 90B	38,6	29,3	28,2	Tr.	3,5	--	Tr.	0,1	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	
	CRN - 33 B	28,2	32,9	29,6	--	--	--	--	--	0,1	0,1	0,6	--	
	PSV-II 22	32,0	33,6	26,8	--	--	4,0	--	1,3	1,4	Tr.	0,3	0,3	
	MÉDIA	33,0	30,2	30,5	0,1	3,8	2,2	Tr.	0,1	0,2	Tr.	0,3	Tr.	
	PSV-I 54 **	29,2	12,8	46,3	--	5,1	3,4	--	1,4	1,4	--	0,2	0,3	

HB-BIOTTA GNAISSE MONZOGRANÍTICO = HORNBLENDA-BIOTTA GNAISSE MONZOGRANÍTICO

** BIOTTA GNAISSE GRANODIORÍTICO

3.1. Hornblenda gnaiss monzogranítico

Esta variedade petrográfica do Gnaiss Estrela tem uma ampla distribuição dentro da área mapeada neste trabalho. Sua ocorrência é verificada na porção leste, abrangendo uma faixa norte-sul que se estende desde a PA-275, nas proximidades da cidade de Curionópolis até o contato sul do gnaiss com as suas encaixantes.

As características microscópicas dos minerais presentes nessas rochas podem ser assim sumarizadas:

Quartzo: cristais inequigranulares, com a granulação variando de muito fina a fina, sendo a maioria dos grãos anédricos e subordinadamente subédricos. É comum a presença de extinção ondulante moderada a forte, o que reflete em parte a formação de subgrãos. Feições importantes ligadas à deformação são representadas por estiramento ou alongamento de grãos e pela presença de "ribbons" de quartzo, os quais serão melhor discutidos no item micro estrutural. Fraturamento local de grãos de quartzo pode ser verificado em algumas amostras.

Finos cristais de quartzo podem estar inclusos em plagioclásio, ao passo que diminutas inclusões de apatita podem ser encontradas no interior do quartzo. O feldspato potássico localmente abriga algumas inclusões de quartzo fino e euédrico, as quais, em certos casos, mostram extinção ondulante moderada com possível formação de subgrãos, atestando a forte deformação pela qual a rocha foi submetida.

Plagioclásio: cristais inequigranulares, com granulação variando de muito fina a média, anédricos a subédricos. Geralmente apresentam zoneamento pouco nítido, caracterizado pela extinção levemente concêntrica ou por alteração mais forte nas porções mais internas dos grãos, sugerindo tratar-se de zoneamento normal. O teor de anortita do plagioclásio tem uma variação restrita, sendo registrados teores entre An₁₄ e An₁₈ nos cristais não recristalizados, e An₈ nos neoblastos.

O desenvolvimento de intercrescimentos mirmequíticos e bordas sódicas é observado em alguns cristais de plagioclásio que se apresentam em contato com cristais de feldspato potássico. Estas bordas sódicas caracterizam-se por serem descontínuas, ocorrendo nos contatos com feldspato potássico e interrompendo-se naqueles entre plagioclásio e outros minerais.

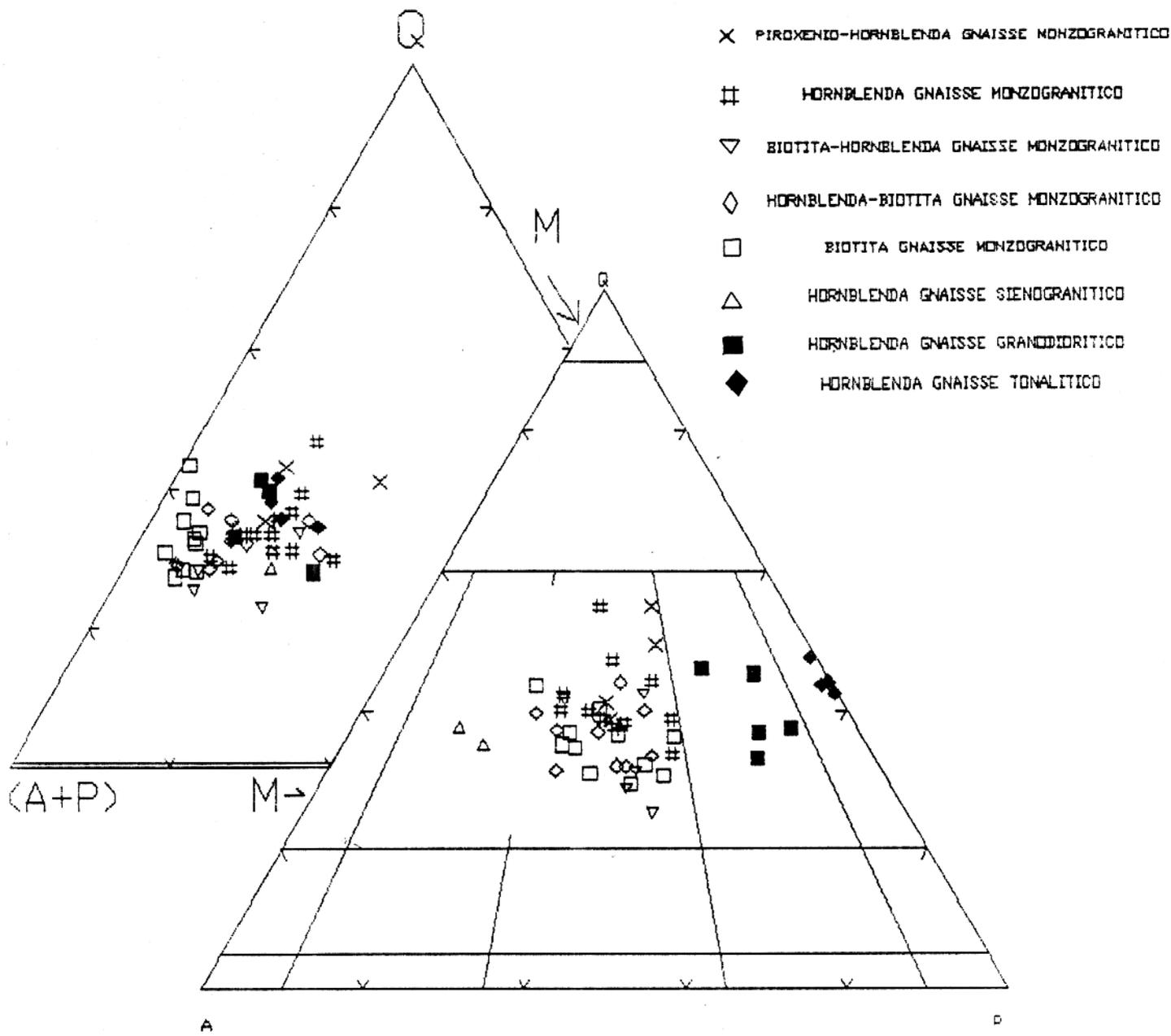


Figura 13: Diagrama Q-A-P mostrando a composição predominantemente monzogranítica do Gnaiss Estrela. O diagrama Q-(A+P)-M ilustra a variação nas quantidades de minerais máficos do Gnaiss Estrela, os valores de M são menores nos biotita gnaisses monzograníticos.

No interior do plagioclásio podem ser encontradas gotículas de quartzo formando simplectitos. Tais texturas foram observadas por Ashworth (1986) em rochas que sofreram metamorfismo progressivo.

Inclusões finas de apatita, alanita, zircão, quartzo e anfibólio são observadas no interior de cristais de plagioclásio.

Transformações com intensidade fraca a moderada desenvolvem-se no plagioclásio provocando a formação de sericita, finos grãos de epidoto e, subordinadamente, carbonatos.

Nem sempre é clara uma orientação preferencial dos clastos, entretanto nas rochas mais fortemente deformadas existe uma tendência ao paralelismo dos mesmos.

Feições relacionadas à deformação, tais como maclamento tectônico, "kink-bands", extinção ondulante, recristalização e microfraturamento são relativamente comuns, devendo ser abordadas posteriormente.

Feldspato potássico: cristais inequigranulares, de granulação variando de muito fina a fina, subordinadamente média, anédricos ou, por vezes, subédricos. Em geral há orientação preferencial moderada a forte dos clastos, os quais comumente apresentam extinção ondulante moderada e formação de subgrãos e/ou neoblastos finos.

São encontradas nos cristais de feldspato potássico pertitas de três tipos: em veio, "stringlets" e, de modo subordinado, criptopertitas (Alling, 1932).

Intercrescimentos mirmequíticos também ocorrem nos contatos entre grãos de feldspato potássico e plagioclásio. As mirmequitas têm formas de bulbos ou são retilíneas correspondendo, respectivamente, aos tipos F e C de Phillips (1980). Há uma sutil diminuição na quantidade de mirmequitas nas rochas de composição granodiorítica e tonalítica.

Inclusões de finos grãos de zircão, de finos prismas de apatita, bem como de grãos de quartzo euédrico podem ser encontradas no interior de cristais de feldspato potássico. Cristais de plagioclásio também acham-se parcialmente englobados pelo mesmo.

Localmente, verifica-se discreto fraturamento em grãos de feldspato potássico.

Hornblenda: cristais ineqüigranuláres, com granulação variando de fina a média, anédricos a subédricos, pleocroísmo moderado, cujas cores variam de verde claro, verde azulado, verde acastanhado a castanho esverdeado nas seções prismáticas. Outras características óticas como extinção próxima a 24° , figura de interferência pseudo-uniaxial e o sinal ótico negativo, sugerem que esta hornblenda possui composição rica em ferro.

Os cristais geralmente apresentam forte orientação preferencial, dispendo-se em finos níveis descontínuos anastomóticos. Os grãos médios a finos sofreram recristalização e cominuição gerando caudas orientadas de cristais muito finos. Fraturamentos são comuns, principalmente nos cristais maiores.

Freqüentemente associam-se aos anfibólios cristais finos de apatita, titanita, alanita, zircão e opacos, muitas vezes como inclusões. Epidoto e titanita podem ocorrer sob a forma de grãos médios a finos substituindo parcialmente o anfibólio. Nas bordas deste mineral, não raramente, observa-se substituição parcial por estilpnomelano, o qual se apresenta sob a forma de agregados fibrosos finos. Segundo Deer et al. (1966), a formação de estilpnomelano a partir de anfibólios é verificada preferencialmente quando estes possuem composição rica em ferro. Halos pleocróicos em anfibólios desenvolvem-se na presença de inclusões de zircão e alanita.

Quando cristais de anfibólio encontram-se em contato com cristais de plagioclásio e feldspato potássico, são desenvolvidas feições de corrosão parcial nos anfibólios. Esta corrosão é geralmente sutil e provoca pequenos embaiamentos nas bordas dos anfibólios, os quais são substituídos por simplectitos formados por epidoto (?) vermicular e plagioclásio. (Fig. 15a).

Alanita: este mineral é um dos principais acessórios presentes no Gnaiss Estrela, ocorrendo sob a forma de cristais finos anédricos a euédricos dispostos quase sempre com orientação preferencial moderada. Em algumas seções pode-se visualizar um zoneamento fraco a marcante.

Processos ligados à metamictização são localmente observados em cristais de alanita. Nestes casos há formação de opacos e estilpnomelano. Quando a metamictização da alanita é muito intensa, podem ser formadas bordas de alteração zonadas e circulares, constituídas por grãos muito finos de opacos.

Opacos: cristais finos, subédricos a anédricos, orientados paralelamente aos demais minerais; com frequência associam-se aos máficos, podendo ser encontrados como inclusões finas, preferencialmente em anfibólios.

Também é comum a transformação de margens de opacos formando coroas de titanita (Fig. 15b). Feições como estas são descritas por Barrière e Cotten (1979), que relacionam tais substituições ao desequilíbrio durante o estágio autometamórfico ou pós-magmático em granitos epizonais. A temperatura de equilíbrio para as fases estudadas por estes autores no caso mencionado seria de 550°C, que é coerente com a possível temperatura atuante durante o metamorfismo relacionado à deformação dos protólitos do Gnaiss Estrela. Devem, porém, ser consideradas as diferenças entre os processos e ambientes geológicos envolvidos em ambos os casos.

Titanita: cristais finos a médios, subédricos a anédricos, com orientação preferencial moderada a forte, geralmente associam-se aos ferromagnesianos e, em muitos casos, desenvolvem-se em bordas de opacos e anfibólios. Fraco fraturamento pode ser verificado em alguns grãos de titanita.

Zircão: cristais ineqüigranulares, de granulação muito fina a fina, subédricos a euédricos, por vezes alongados e localmente fraturados. Diferentes estágios de metamictização são visualizados em cristais de zircão, sendo raros os cristais inalterados. Os grãos de zircão associam-se aos máficos e alanita ou, ainda, aos feldspatos e anfibólios como inclusões. Algumas seções mostram zoneamento eudral.

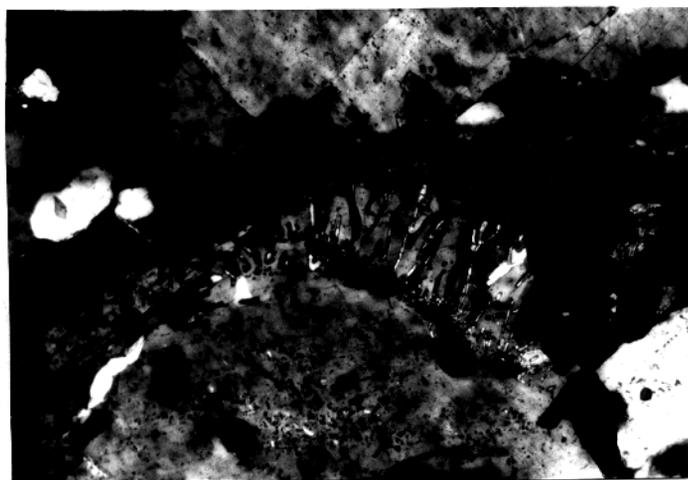
3.2. Piroxênio-hornblenda gnaiss monzogranítico

As rochas pertencentes a esta variedade localizam-se na porção leste do domínio do corpo gnáissico, tendo uma distribuição relativamente limitada. Como texturalmente estas rochas são muito semelhantes aos hornblenda gnaisses monzograníticos, somente serão relatadas aqui as particularidades verificadas nesta variedade petrográfica.

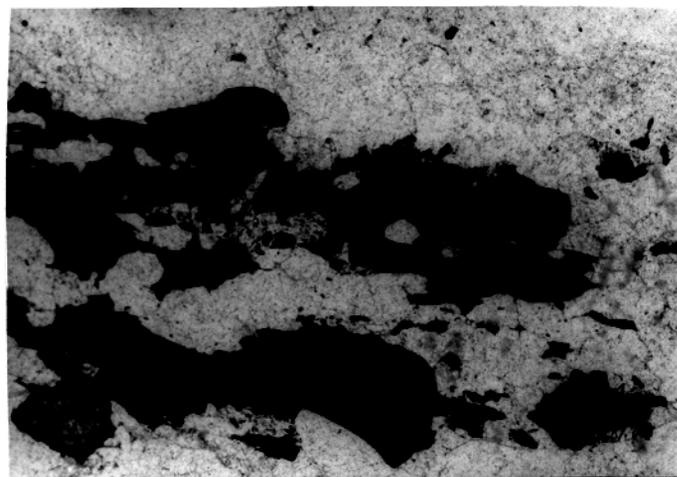
O piroxênio, ausente nos outros termos petrográficos, apresenta-se nestas rochas como cristais ineqüigranulares, de granulação fina a média, subédricos e anédricos. As propriedades óticas deste mineral são as seguintes: coloração verde claro pálido com pleocroísmo fraco, extinção de aproximadamente 39°, birrefringência variando entre 0,020 e 0,030 e sinal ótico positivo com ângulo 2V de aproximadamente 60°. Estas características sugerem que este mineral pertença à série diopsídio-hedenbergita ou augita-ferroaugita.



Figura 14: Hornblenda gnaiss monzogranítico caracterizado por foliação milonítica, a qual é definida por níveis ricos em máficos e níveis essencialmente quartzo-feldspáticos (escala 5 cm)



15a 0,3mm



15b 0,3mm

Figura 15a: Detalhes em hornblenda gnaiss monzogranítico em que se observa intercrescimento simplectítico desenvolvido em contatos entre grãos de hornblenda e plagioclásio. Os simplectitos são formados por vermiculas de epidoto (?) intercrescidas com plagioclásio, cuja orientação ótica é coincidente com a do cristal adjacente. **Figura 15b:** Cristais de hornblenda e opacos parcialmente substituídos para titanita. Na hornblenda esta substituição dá-se na borda dos cristais e nos opacos a transformação pode ser total, mas geralmente restam núcleos de opacos.

A proporção de piroxênio nas rochas desta variedade de gnaisses varia de 4,0% em amostras relativamente mais ricas em máficos, até quantidades acessórias. A diminuição das percentagens de piroxênio pode estar refletindo diferentes graus de transformação deste mineral.

As relações texturais entre anfibólios e piroxênios sugerem geralmente equilíbrio entre estas fases minerais; entretanto, localmente, observam-se substituições parciais de piroxênios por cristais muito finos de anfibólio verde acinzentado de baixa birrefringência, fazendo com que o primeiro assumia um aspecto mosqueado. Esse processo corresponde a uma uralitização incipiente, que se desenvolve melhor ao longo de fraturas no piroxênio.

O anfibólio também pode ocorrer sob a forma de pequenos grãos em contato com os cristais de piroxênio, sugerindo uma substituição relacionada à deformação. A uralitização tanto pode estar ligada a este processo, quanto a transformações tardi-magmáticas ou metamórficas.

Aos cristais de piroxênio geralmente associam-se finos cristais de alanita e titanita, além de estiplonmelano em fraturas. A alanita pode apresentar-se concentrada em alguns níveis sob a forma de agregados de vários cristais associados com piroxênio e anfibólio. Geralmente há orientação preferencial moderada a forte dos cristais de piroxênio, os quais podem participar, juntamente com anfibólios e acessórios, na formação de níveis finos e descontínuos paralelizados que definem a foliação.

Uma feição particular e muito localizada, encontrada nestes gnaisses, possivelmente de origem magmática, diz respeito à presença de zoneamento oscilatório normal eudral em alguns cristais de plagioclásio.

Os teores de anortita no plagioclásio dos piroxênio-hornblenda gnaisses monzograníticos apresentam ampla variação, sobretudo se comparados aos teores de anortita nos plagioclásios das outras variedades petrográficas. Nas rochas com maior quantidade de máficos, principalmente aquelas com 4,0% de piroxênio, o teor de anortita pode atingir 30%. Por outro lado, nas rochas com quantidades menores de piroxênio os teores variam de An₁₆ a An₇, similares, portanto, aos observados nos hornblenda gnaisses monzograníticos.

3.3. Biotita-hornblenda gnaisse monzogranítico

Essa variedade possui distribuição restrita no corpo gnáissico, com ocorrências isoladas conforme mostra o mapa de amostragem (Anexo 2). Algumas amostras de ocorrência localizada possuem

uma textura diferente daquela predominante no Gnaiss Estrela. Esta textura é caracterizada por nódulos formados por cristais de magnetita com hábito cúbico e biotita circundados por agregados arredondados quartzo-feldspáticos (Figs. 16a e 16b). Quando a deformação das rochas é mais forte, tais estruturas são alongadas e paralelizadas, concorrendo para a definição de uma foliação mais marcante.

3.4. Hornblenda-biotita gnaiss monzogranítico

Esta variedade petrográfica distribui-se principalmente nas proximidades do contato sul destes gnaisses, embora sejam encontradas, em outras áreas, algumas amostras esparsas, como pode-se verificar no mapa de amostragem. Texturalmente esta variedade petrográfica assemelha-se muito aos outros gnaiss ricos em biotita, diferindo destes, somente nas proporções relativas de hornblenda e biotita.

3.5. Biotita gnaiss monzogranítico

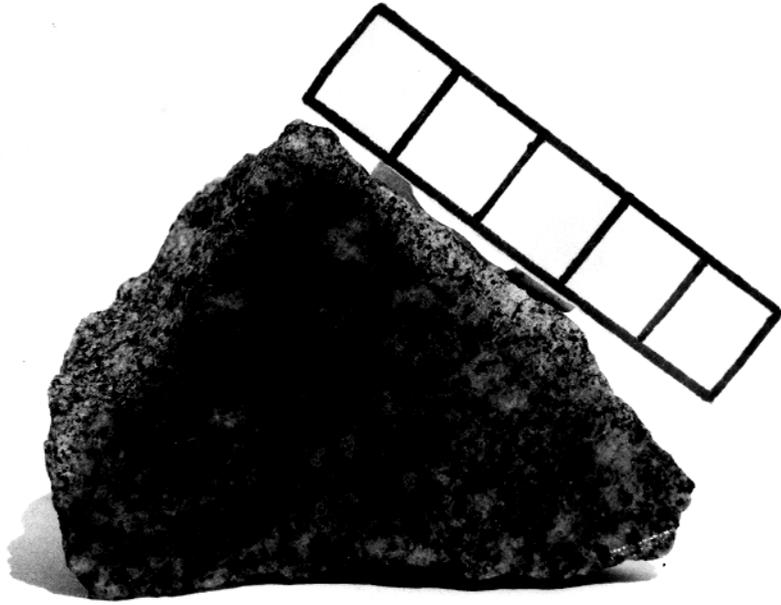
Esta variedade petrográfica apresenta ampla distribuição dentro da área estudada, concentrando-se no quadrante sudoeste da mesma (ver mapa de amostragem - Anexo 2).

Uma das características macroscópicas das rochas em apreço é a coloração cinza claro, que traduz a diminuição relativa na quantidade de máficos (Fig. 17); tonalidades cinza rosado claro também são encontradas. A granulação é fina a média e a foliação fraca a moderada, sendo evidenciada, sobretudo, pela orientação de biotita.

Em muitos afloramentos destas rochas encontram-se mobilizados aplíticos dispostos concordantemente à estruturação imposta pela deformação. Também percebe-se uma nítida diminuição na quantidade das frações pegmatóides com megacristais de anfibólio, compensada por uma frequência maior na aparição de porções pegmatóides graníticas sem anfibólio que se dispõem discordantemente à foliação.

As características microscópicas desta variedade petrográfica são muito semelhantes às aquelas presentes nos hornblenda gnaisses monzograníticos, entretanto algumas diferenças devem ser ressaltadas.

16a



16b

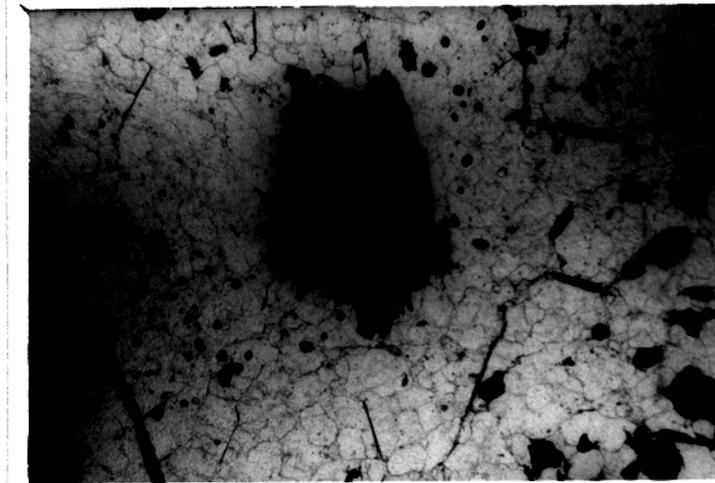
 1 mm

Figura 16a) Biotita hornblenda gnaiss monzogranítico com nódulos de opacos e biotita circundados por agregados quartzo-feldspático (escala 5 cm). Figura 16b) Fotomicrografia da mesma amostra mostrando o aspecto microscópico da textura observada na figura anterior.

A principal particularidade destes biotita gnaisses monzograníticos diz respeito à predominância de biotita em detrimento da hornblenda, a qual comparece apenas como mineral acessório. Uma diminuição da quantidade de minerais máficos é perceptível em amostras de mão, sendo melhor evidenciada no diagrama Q-(A+P)-M, no qual se notam dois grupos principais. Um grupo menos populoso representado pelos biotita gnaisses monzograníticos e pelos hornblenda-biotita gnaisses monzograníticos que se situam mais próximo da aresta Q-(A+P) do diagrama e o outro, mais populoso, que engloba as outras variedades de gnaisses que são comparativamente mais ricos em máficos.

A biotita merece uma discussão mais aprofundada dentro deste grupo, uma vez que os outros constituintes não apresentam diferenças texturais significativas com relação às outras variedades.

Os cristais de biotita são inequigranulares, anédricos e subédricos e possuem granulação fina a muito fina. Geralmente observa-se orientação preferencial que varia de fraca a marcante, sendo que, no último caso, a biotita define níveis finos, descontínuos e anastomóticos (Fig. 18a).

Geralmente ocorrem associados à biotita cristais de alanita, zircão, apatita, epidoto e opacos. Quando zircão e alanita estão inclusos na biotita pode haver formação de halos pleocróicos no mineral hospedeiro. A hornblenda pode estar presente em quantidades acessórias e estar associada à biotita.

A coloração da biotita é verde acastanhada e tende a assumir tonalidades esverdeadas quando é afetada por cloritização parcial, processo este, comum e verificado em diferentes intensidades. Quando a cloritização das biotitas é total há formação de cristais de opacos muito finos euédricos e subédricos associados à clorita. Esta transformação da biotita está relacionada a esforços rúpteis seguidos de manifestações hidrotermais. A biotita também pode apresentar substituições fusiformes de quartzo, opacos, estilpnomelano e epidoto, as quais dispõem-se paralelamente às clivagens da biotita (Fig. 18b). Em alguns casos há forte corrosão dos cristais de biotita e, localmente, as suas bordas são constituídas por franjas de estilpnomelano.

Em rochas mais fortemente deformadas os cristais de biotita experimentaram cominuição e exibem forte orientação preferencial. Em alguns casos esta orientação pode dar-se segundo duas direções oblíquas que definem as superfícies S e C.

Os mobilizados graníticos, mencionados anteriormente, ocorrem na forma de lentes de espessura centimétrica e comprimento decimétrico a métrico que, na maioria das vezes, dispõem-se concordantemente à foliação presente nos gnaisses. As rochas que constituem estes mobilizados são de granulação muito fina e coloração cinza rosado claro.

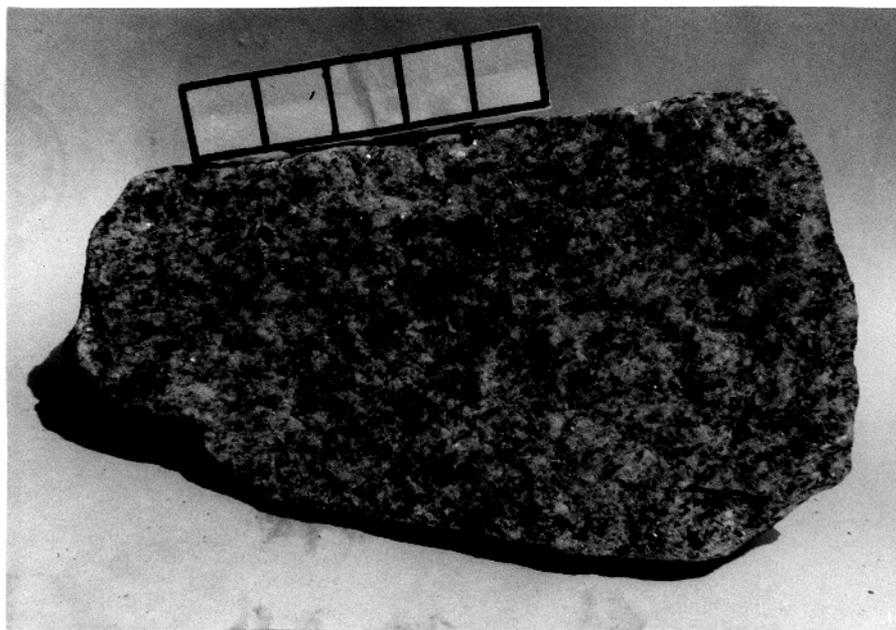
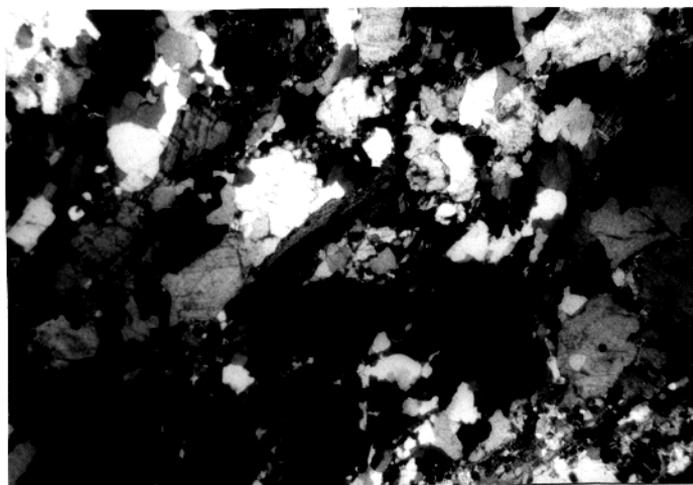
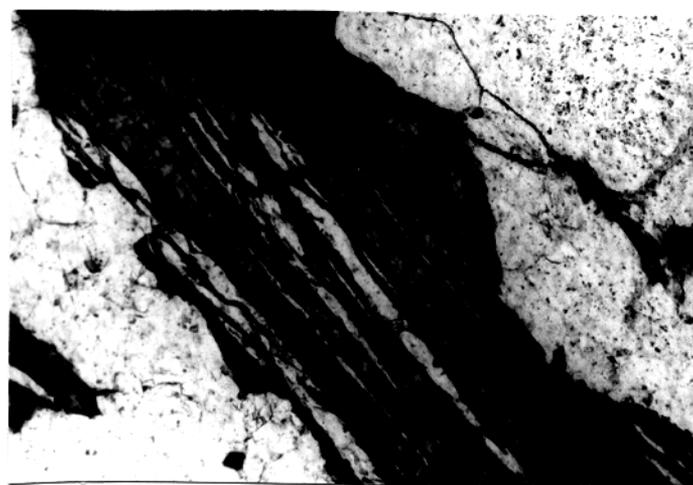


Figura 17: Biotita gnaiss monzogranítico de coloração cinza claro em que se observa diminuição do teor de máfico com relação às outras variedades de gnaisses (escala 5 cm).



18a  1 mm



18b  0,3 mm

Figura 18a) Fotomicrografia de biotita gnaiss monzogranítico em que se observa orientação preferencial dos cristais de biotita dispostos em níveis preferenciais alternados por níveis quartzo-feldspáticos recristalizados. **Figura 18b)** Fotomicrografia de biotita substituída parcialmente por cristais fusiformes de quartzo dispostos paralelamente à sua clivagem.

A composição destes mobilizados varia desde hololeucomonzogranítica a álcali-feldspato granítica. Nos primeiros, a mineralogia é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (An₁₂), além de biotita em pequenas quantidades, e opacos, zircão, alanita e apatita como acessórios. Nas rochas de composição álcali-feldspato granítica ocorrem quartzo, albita (An₂) e, subordinadamente, biotita ± clorita.

Os minerais máficos existentes nestes mobilizados geralmente são representados por biotita e, em alguns casos isolados, por anfibólio. A biotita não raramente encontra-se parcial ou totalmente transformada para clorita ± opacos.

As feições ligadas à deformação dúctil, presentes nos mobilizados, são relacionadas à extinção ondulante e "kink" em plagioclásio e formação de subgrãos em quartzo. A recriсталização dinâmica é muito marcante, sendo responsável pela textura granular xenomórfica, onde predominam neoblastos poligonais.

Estes mobilizados também foram afetados por deformação rúptil não penetrativa, a qual é traduzida pela presença de fraturas esparsas. Nas proximidades destas fraturas os minerais podem experimentar quebraimento e alteração mais pronunciada. Também são comuns preenchimentos de fraturas por epidoto e clorita.

3.6. Frações pegmatóides com anfibólio

As rochas pegmatóides com anfibólio apresentam-se sob a forma de veios de espessuras decimétricas e comprimentos métricos que ora dispõem-se concordantemente com a foliação, ora discordantemente a esta. Estas frações pegmatóides geralmente ocorrem associadas aos hornblenda gnaisses monzograníticos e tornam-se menos abundantes nas áreas de predominância dos gnaisses ricos em biotita.

Estas rochas têm coloração cinza esbranquiçado, refletindo a matriz quartzo-feldspática, mosqueada com pontuações grossas de coloração preta, que correspondem aos megacristais de anfibólio, os quais podem atingir 5 cm de comprimento.

As frações pegmatóides mais deformadas, mostram-se paralelizadas e nelas há redução de granulação da rocha devido à recristalização e cominuição. Em alguns casos, onde a deformação é muito intensa, há formação de verdadeiros milonitos, os quais podem resultar em "augen"-gnaisses, cuja estrutura é definida por uma alternância de níveis quartzo-feldspáticos e níveis de anfibólio.

Há porções menos deformadas, em que as frações pegmatóides não se acham paralelizadas aos gnaisses. Nesses casos as feições deformacionais, embora presentes, são pouco pronunciadas em amostra de mão. Entretanto, em lâmina delgada são observadas diversas microestruturas relacionadas à deformação.

O exame microscópico destas porções pegmatóides mostra que tanto nas rochas grossas que desenvolveram incipiente orientação preferencial dos minerais, como naquelas em que se verifica uma foliação moderada ou mesmo muito forte, estão presentes feições relacionadas à deformação. Obviamente nas primeiras há ainda várias feições ígneas preservadas, ao passo que nas últimas prevalecem as texturas ligadas à deformação.

Uma textura particular, aparentemente ígnea, preservada nestas rochas, corresponde a agregados de material quartzo-feldspático englobados pelos megacristais de anfibólio, e dispostos paralelamente ao eixo c dos mesmos.

Nas frações pegmatóides com orientação preferencial incipiente, os cristais de quartzo apresentam-se recristalizados, podendo formar agregados juntamente com neoblastos de feldspato potássico e plagioclásio.

A matriz da rocha é composta por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em proporções análogas, porém nos agregados quartzo-feldspáticos englobados por megacristais de anfibólio não há cristais de feldspato potássico, ocorrendo somente quartzo e plagioclásio.

Há cristais de plagioclásio, possivelmente de origem ígnea, que apresentam granulação média a grossa, ao passo que os neoblastos resultantes de recristalização possuem granulação muito fina e formas poligonais.

Os plagioclásios primários são subédricos, dotados de zoneamento normal moderado, revelado pelas transformações mais intensas no núcleo dos cristais e por extinção concêntrica. Estas transformações dão origem a sericita, epidoto e, subordinadamente, carbonatos.

No interior de cristais maiores de feldspato potássico e anfíbólio podem ser encontrados cristais euédricos de plagioclásio.

Nestas rochas também são observados, com grande frequência, intercrescimentos simplectíticos entre plagioclásio e anfíbólio.

Os cristais de feldspato potássico são de granulação grossa a média, havendo neoblastos finos e poligonais em rochas mais fortemente deformadas. Nos cristais maiores há pertitas dos tipo "stringlets" e "patchy", além de criptopertitas (Alling, 1932). Mirmequitas com forma de bulbo (tipo F de Phillips, 1980) também estão presentes nas bordas do feldspato potássico, quando este apresenta-se em contato com plagioclásio.

Os cristais de anfíbólio destas frações pagmatóides apresentam propriedades óticas que se assemelham muito com aquelas dos anfibólios das variedades descritas anteriormente. Localmente, as bordas de anfibólios são parcialmente substituídas por biotita, agulhas de estilpnomelano e, subordinadamente, opacos e epidoto.

Raros cristais de biotita podem estar presentes na matriz da rocha. Geralmente este mineral apresenta-se fortemente transformado para quartzo e epidoto, os quais se dispõem paralelamente à sua clivagem.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. Apresentação das Estruturas Regionais

O arcabouço estrutural da Região de Carajás começou a ser melhor compreendido na medida em que se passaram a aplicar conceitos modernos de geologia estrutural voltados para a caracterização dos quadros geométricos e cinemáticos desta região (Araújo et al., 1988; Costa et al., 1990; Costa & Siqueira, 1991), cuja interpretação envolve a atuação de componentes de cavalgamento oblíquo e direcional em escala regional.

Araújo et al. op. cit. reconheceram, na folha Serra dos Carajás, dois domínios estruturais no contexto do Cinturão Itacaiúnas; o Domínio I situa-se entre o paralelo 7°S e a Serra do Sul, e o Domínio II, a norte do primeiro, compreenderia a região da Serra dos Carajás. O Domínio I engloba um conjunto de unidades regularmente alternadas, as quais definem um bandamento tectônico de direção geral E-W e mergulho da ordem de 60° para S, bem como outros elementos planares e lineares, a exemplo de foliação milonítica, bandamento e lineação de estiramento, além de dobras intrafoliais. Em escala regional este domínio foi interpretado pelos autores como um sistema imbricado de zonas de cisalhamento com componentes de cavalgamento oblíquo, desenhando um par antiformal-sinformal.

No Domínio II foram descritas diversas zonas de cisalhamento caracterizadas pela presença de foliação milonítica, aleitamento composicional e xistosidade, além de lineações de estiramento e dobras em olho. Tais estruturas têm caráter de cavalgamento oblíquo e definem um arranjo divergente, o qual foi interpretado como uma estrutura em flor positiva, vinculada a um sistema transcorrente sinistral.

Costa e Siqueira (1991) mostraram que o Lineamento Cinzento, parte integrante do Cinturão Itacaiúnas, é constituído por feixes de zonas de cisalhamento sinistrais, as quais compõem o Duplex Distensivo Igarapé Salobo; o Duplex Compressivo Cururu, e o Rabo de Cavalo Compressivo Serra Pelada (Fig. 19).

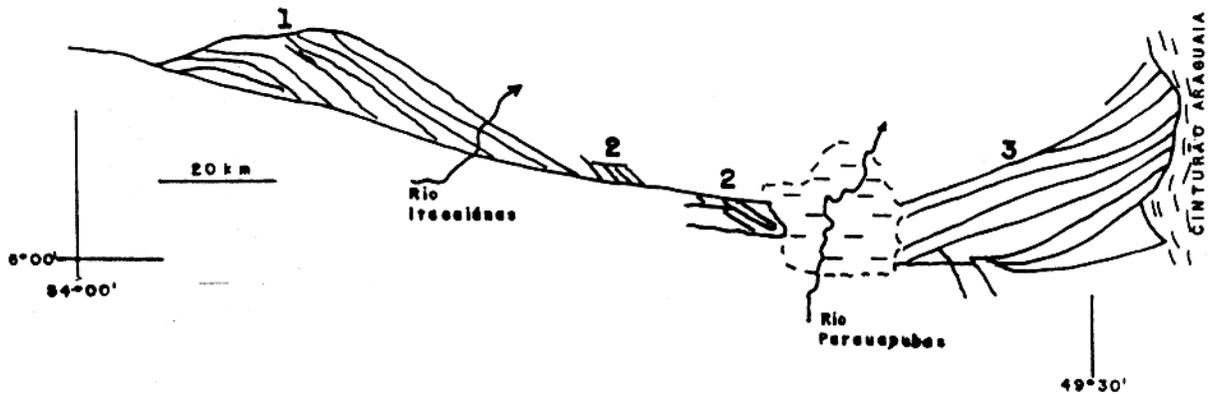


Figura 19 - Arranjo estrutural do Lineamento Cinzento proposto por Siqueira (1990) e Costa & Siqueira (1991), o qual inclui: Duplex Distensivo Igarapé Salobo (1), Duplex Compressivo Cururu (2) e o "Rabo de Cavallo" Compressivo Serra Pelada (3).

O Duplex Distensivo Igarapé-Salobo corresponde a uma estrutura elíptica, que expressa a terminação oeste do linimento, formada por zonas de deslocamento normal e que convergem para a transcorrência E-W do sistema principal. A história cinemática desta estrutura, de acordo com os autores citados, envolve duas fases de transtração alternadas com uma fase de transpressão.

Na parte intermediária do lineamento ocorre o Duplex Compressivo Cururu o qual tem forma romboédrica e é formado por zonas de cavalgamento que se ajustam às transcorrências maiores. Sua origem é relacionada à articulação de zonas transcorrentes Y ou D (E-W) e P (NW-SE) e sua história cinemática compreende transtração, seguida de transpressão, além de um pulso essencialmente direcional.

Na extremidade leste do lineamento Cinzento foi individualizada uma estrutura alongada na direção NE-SW, composta por zonas de cavalgamentos oblíquos que divergem da zona transcorrente maior (E-W). Sua evolução cinemática inclui movimentos transtrativos, seguidos de transpressivos e, finalmente, deslocamentos ao longo de zonas anti-Riedel R'.

Costa et al. (1990) estudaram a porção leste dos lineamentos Cinzento e Carajás, na região de Curionópolis, onde estão presentes partes da estrutura em rabo de cavalo de Serra Pelada e da estrutura em flor positiva de Carajás, além de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais submeridianas

(anti-Riedel). A estrutura em flor positiva foi caracterizada a partir da identificação de um conjunto de zonas de cisalhamento com orientação, predominantemente, E-W e com variações para NE-SW, resultando numa geometria sigmoidal divergente em grande escala e envolvendo rochas supracrustais e o Gnaiss Estrela.

4.2. Geologia Estrutural da Área

4.2.1. Encaixantes do Gnaiss Estrela

As rochas supracrustais que ocorrem a norte e a sul do Gnaiss Estrela foram pouco investigadas neste trabalho. Entretanto, sua importância para a compreensão da evolução estrutural da área proposta faz com que seja necessária a apresentação das principais feições deformacionais.

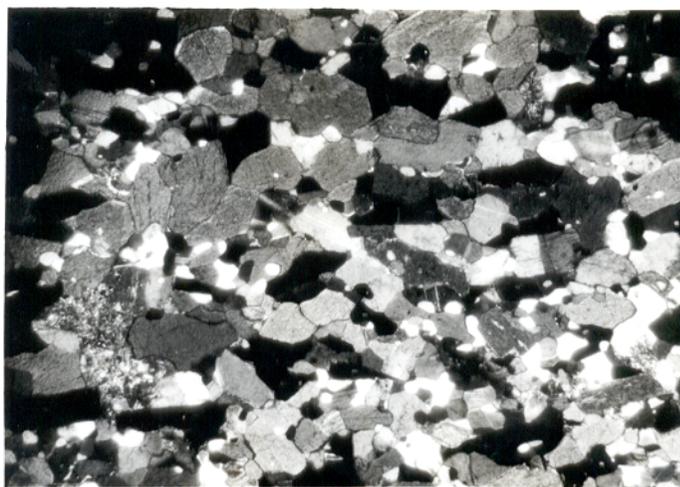
De modo preliminar, foi caracterizado um arranjo geométrico fortemente anastomótico em grande escala no setor norte da área, cuja estruturação exibe um padrão fortemente ondulante, e constitui-se por megalentes de formações ferríferas em meio a anfibólitos, orientadas segundo a direção E-W e que se flexionam para NNW-SSE (Anexo 1).

Os anfibólitos deste setor são caracterizados por uma foliação moderada a forte, definida pela presença de níveis alternados, ora enriquecidos em cristais de anfibólio, ora em plagioclásio. A foliação destas rochas supracrustais tem disposição espacial complexa, com atitudes N-S, NNE-SSW e NNW-SSE. Nos anfibólitos, localmente ocorrem zonas de cisalhamento discretas que interseptam a foliação acima referida. Localmente, observam-se "pods" centimétricos de frações de anfibólitos pouco deformadas englobadas por material mais fortemente deformado e de mesma composição (Fig. 20). Nestas rochas são descritas dobras em olho e dobras assimétricas. As dobras em olho são centimétricas a decimétricas e seus eixos verticalizados apresentam-se paralelos às lineações minerais. As dobras assimétricas são desenhadas por veios de quartzo de espessuras milimétricas e comprimentos centimétricos.

Na escala microscópica os anfibólitos do setor norte mostram textura granoblástica e localmente granonematoblástica (Fig. 21) segundo a classificação textural de Bard (1985), sendo poligonais os contatos entre os grãos, refletindo recristalização sob condições de equilíbrio.



Figura 20 - Zona de cisalhamento discreta em anfibolitos da parte norte da área envolvendo "pods" de material menos deformado.



1 mm

Figura 21 - Fotomicrografia de anfibolito do norte da área, mostrando textura granonematoblástica.

A sul do Gnaise Estrela ocorrem rochas supracrustais fortemente deformadas, que apresentam estruturação geral com direção E-W e mergulhos de 80° N. Neste setor a foliação das rochas supracrustais é concordante com a foliação impressa no Gnaise Estrela, sugerindo que os dois conjuntos rochosos experimentaram a mesma deformação. Nas escalas mesoscópicas estas encaixantes caracterizam-se por uma fábrica milonítica e ultramilonítica e podem ser classificados em tectonitos S e LS (Davis, 1984). Neste contexto, são descritos granada-biotita-anfibólio gnaisses penetrativamente foliados e com forte lineação impressa. Os cristais de granada de dimensões centimétricas, tiveram o seu crescimento sintectônico, haja vista a presença de inclusões rotacionadas no interior dos porfiroblastos de granada, resultando em típico crescimento de minerais em "bola de neve".

Nas rochas supracrustais as lineações minerais e de estiramento são desenhadas pela orientação preferencial de cristais de anfibólio ou biotita sobre o plano da foliação. Nas rochas encaixantes da parte sul ao Gnaise Estrela a atitude da lineação de estiramento é de $80^{\circ}/330^{\circ}$ (Fig. 20), concordante com as medidas obtidas por Oliveira (1991), entretanto variações nas atitudes destas lineações podem ser esperadas. No âmbito das rochas supracrustais da parte norte da área a disposição espacial da lineação mineral é variável, sendo por vezes encontradas lineações com alto ângulo ($85^{\circ}/240^{\circ}$).

4.2.2. Gnaise Estrela

4.2.2.1. Estruturas Mesoscópicas

4.2.2.1.1. Estruturas Planares

O corpo gnáissico é caracterizado por uma foliação penetrativa, distinguindo-se frações foliadas em diferentes intensidades, como resultado da heterogeneidade da deformação. Ainda que de modo descontínuo, é possível estabelecer uma variação gradual na intensidade da deformação, a qual também é verificada microscopicamente.

Nos termos pouco deformados verifica-se uma orientação preferencial incipiente dos minerais máficos. Progressivamente, com o aumento da deformação, observa-se uma orientação mais pronunciada dos minerais máficos, os quais passam a definir finos níveis descontínuos alternados com níveis quartzo feldspáticos.

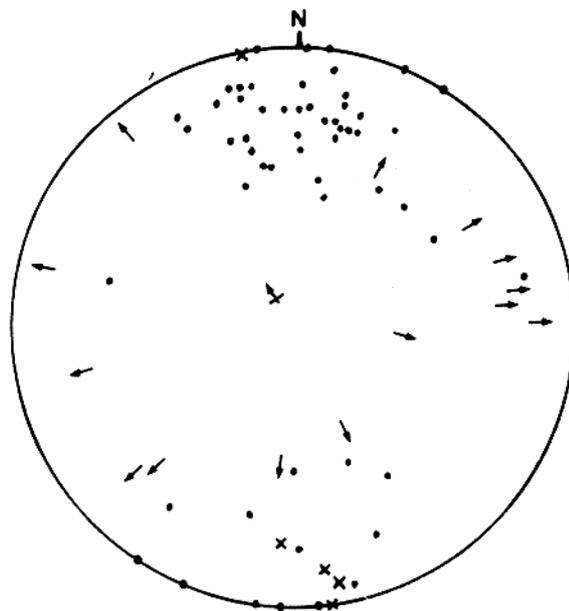


Figura 22 -Estereograma com projeções polares da foliação e estereográficas das lineações minerais. Nota-se o comportamento concordante das foliações no Gnaiss Estrela (● pólo da foliação, 48 medidas; ↓ lineação, 14 medidas) e nas encaixantes situadas a sul, notando-se também o mergulho para norte da foliação e da lineação das encaixantes (× pólo da foliação, 5 medidas; † lineação, 1 medida).

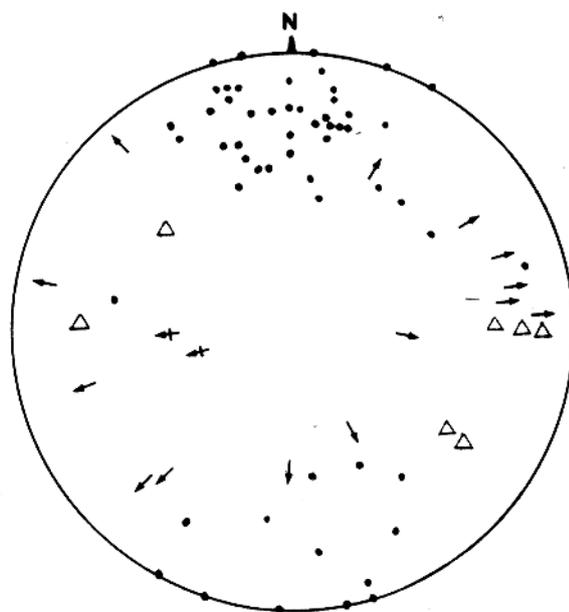


Figura 23 -Estereograma com projeções polares da foliação e estereográficas das lineações minerais. Notam-se as duas principais orientações da foliação impressa no Gnaiss Estrela, com predomínio da direção E-W (● ,48 medidas), correspondente à zona de cisalhamento transcorrente da parte sul dos gnaisses, e a zona de cisalhamento NNE-SSW (× , 7 medidas). Observar o comportamento diferente das lineações nas zonas de cisalhamento E-W (↓ , 14 medidas) e NNE-SSW († , 2 medidas).

Nas rochas fortemente deformadas, o desenvolvimento dos níveis enriquecidos em máficos e dos níveis quartzo-feldspáticos são mais expressivos, definindo um bandamento composicional conspícuo. Em função da recristalização dinâmica, tal estruturação é acompanhada por forte redução da granulação.

Com base no comportamento espacial da foliação são individualizados dois domínios estruturais no corpo gnáissico. Na sua porção sul há um controle considerável da disposição da foliação, a qual apresenta orientação, predominantemente E-W e mergulhos que variam de 65° S a subverticais. A norte desta grande zona de cisalhamento, o arranjo estrutural do Gnaiss Estrela é mais complexo, havendo forte mudança de orientação da estruturação, com a foliação adquirindo direções NNE e NNW e mergulhos que variam de 50° SE a 70° W. Esta variação nas atitudes da foliação impressa no Gnaiss Estrela é mostrada na figura 23, na qual se nota predominância da foliação com orientação aproximadamente E-W, da zona de cisalhamento do setor sul.

Em alguns afloramentos observa-se uma forte concordância entre os veios e sua foliação interna e a foliação dos gnaisses, definindo um bandamento composicional proeminente (Fig. 24), resultando em verdadeiros gnaisses bandados (Myers, 1978; Watkins et al., 1991). Em particular os gnaisses bandados pegmatíticos estudados pelos últimos autores, são muito semelhantes, às rochas do Gnaiss Estrela.

Localmente, as rochas mais deformadas e recristalizadas apresentam delgados níveis de máficos orientados obliquamente em relação ao bandamento composicional (Fig. 25). Tais elementos planares representam respectivamente as superfícies S e C (Berthé et al., 1979; Lister & Snoke, 1984).

A presença de veios pegmatóides com megacrists de anfibólio é muito comum em meio aos gnaisses, principalmente nos termos petrográficos em que a hornblenda é abundante. A disposição destes veios pode ser tanto concordante com a foliação impressa nas rochas gnáissicas encaixantes, quanto discordante. Como eles também foram envolvidos em processos deformativos, em ambos os casos é verificada deformação interna.



Figura 24 - Bandamento composicional definido por camadas de porções pegmatóides em meio aos gnaisses de granulação fina a média.

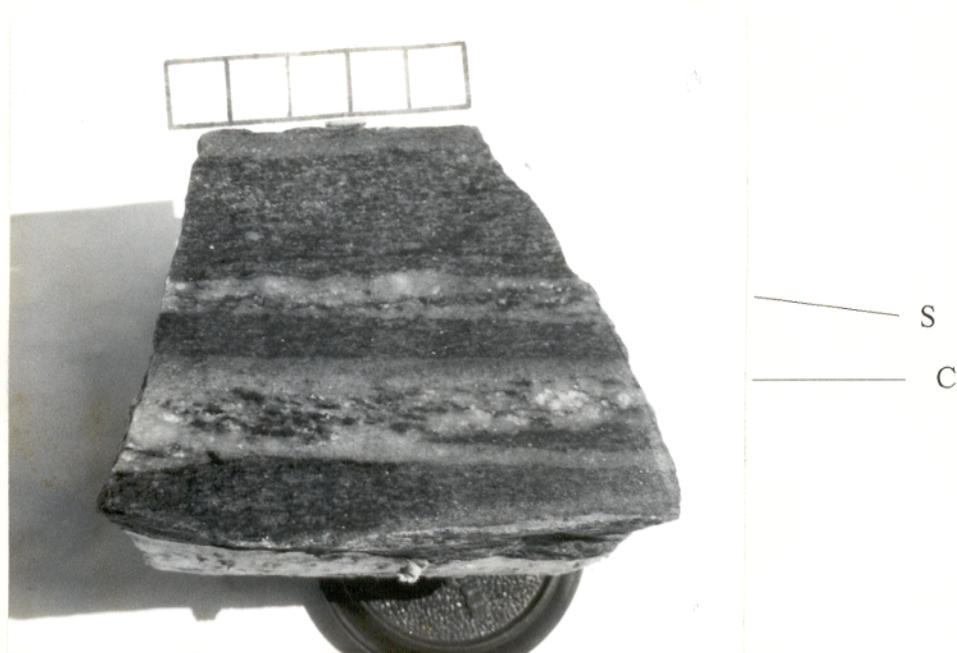


Figura 25 - Aspecto mesoscópico da foliação milonítica caracterizada pelas superfícies S e C, as quais são representadas, respectivamente, por níveis discretos de anfibólios recristalizados e

Segundo Myers (1978), a disposição dos veios pegmatóides é um parâmetro que pode ser empregado na determinação da taxa da deformação. Com o aumento na intensidade da deformação há maior tendência para a disposição paralela destes veios com a foliação das encaixantes gnáissicas. Em taxas de deformação ainda maiores este paralelismo é acompanhado de redução da granulação e da formação de uma foliação milonítica nas rochas envolvidas.

Tal evolução estrutural verifica-se com freqüência no Gnaisse Estrela, sendo que a mesma transição no desenvolvimento de um elemento planar é observada nas suas rochas pegmatóides. Mesmo nos casos em que estas não se apresentam foliadas, estando preservadas, em amostras de mão, as texturas primárias, são passíveis de identificação as microestruturas relacionadas à deformação (ver adiante). Neste estágio a rocha possui estrutura anisotrópica e granulação grossa.

Gradacionalmente há melhor definição de uma foliação traduzida pela orientação preferencial de anfibólios cujos cristais começam a caracterizar níveis descontínuos constituídos por cristais relictos e por esteiras de finos grãos recristalizados.

Quando estes veios pegmatóides são afetados por altas taxas de deformação, há a formação de gnaisses com forte foliação milonítica, a qual é caracterizada por um padrão anastomosado e ondulante. Estes gnaisses também exibem fortes redução da granulação e bandamento composicional. Nestes casos, a presença de níveis fortemente recristalizados e orientados alternados com porfiroclastos em "ribbon" e subordinadamente globulares, permite que se classifique estas rochas como "augen"-gnaisses.

4.2.2.1.2. Estruturas Lineares

A caracterização das lineações é imprescindível para o entendimento da evolução tectônica de uma região, pois a disposição destas estruturas lineares contidas nos planos da foliação é um critério valioso no que diz respeito à direção da movimentação das massas rochosas durante a implantação de zonas de cisalhamento, bem como no que se refere ao estilo da movimentação entre estas massas (Shackleton & Ries, 1984; Brunel, 1986).

As estruturas lineares presentes nas rochas que constituem o Gnaisse Estrela são representadas por lineações minerais que, nas rochas menos deformadas, embora presentes, são pouco desenvolvidas e caracterizam-se pela fraca orientação preferencial de máficos.

Com o aumento na intensidade da deformação, as lineações mostram-se de maneira proeminente, havendo melhor orientação dos cristais de anfibólio, agora sob a forma de agregados alongados de cristais recristalizados. Neste estágio as lineações também são definidas pela orientação preferencial dos agregados quartzo-feldspáticos e por "ribbons" de quartzo. Segundo McLelland (1984), estas lineações são típicas em rochas quartzo-feldspáticas deformadas que sofreram redução tectônica da granulação em condições elevadas de metamorfismo. Tais estruturas são denominadas de lineações de "ribbon" de alongação e parecem predominar nas rochas estudadas (Figs. 26 e 27). A origem destas feições envolve a participação de cisalhamento dúctil não coaxial.

Nos domínios do Gnaiss Estrela existem dois conjuntos principais de lineações quanto à posição espacial. Na parte sul de ocorrência do Gnaiss Estrela predominam lineações minerais de baixo ângulo ($15^{\circ}/85^{\circ}$ e $5^{\circ}/280^{\circ}$). Na porção norte destes gnaisses as atitudes das lineações minerais assumem caimentos de maior ângulo ($50^{\circ}/175^{\circ}$ e $40^{\circ}/255^{\circ}$) (Fig. 21).

As rochas da unidade em estudo apresentam na escala da amostra de mão tanto foliação milonítica como lineação mineral. Desta forma, os tectonitos que constituem o Gnaiss Estrela podem ser enquadrados dentro do tipo S-L.

4.2.2.1.3. Estruturas de contração e extensão

Dentro dos domínios do Gnaiss Estrela, as feições de extensão e encurtamento são representadas respectivamente, por estruturas "pinch-and-swell" e por dobras. A geração destas feições durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento tem sido amplamente discutida por vários autores (Berthé & Brun, 1980; Ghosh & Sengupta, 1987; Ramsay & Huber, 1987; Hudleston, 1989).

a) Estruturas de contração

Para a melhor caracterização de dobras é necessária uma observação tridimensional dos elementos envolvidos. Esta situação raramente verifica-se no caso das rochas graníticas deformadas em questão, onde as exposições correspondem a superfícies bidimensionais. No Gnaiss Estrela são caracterizados dois tipos principais de dobras: um desenhado pela flexão do bandamento e da foliação e o outro representado por um conjunto de dobras ptigmáticas.

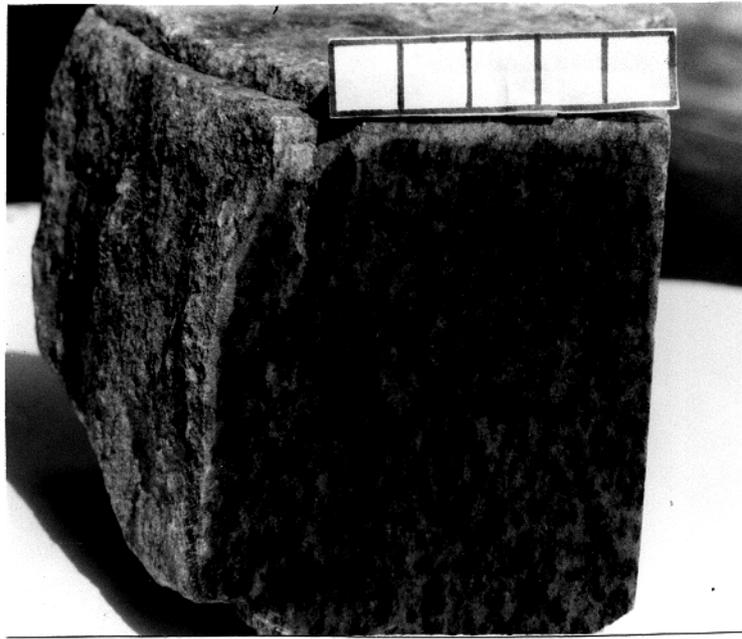


Figura 26 - Lineação tipo "ribbon" de elongação sobre o plano da foliação no Gnaiss Estrela. A lineação é caracterizada pela orientação de agregados de anfibólios recristalizados e agregados quartzo-feldspáticos (escala 5 cm).



Figura 27 - Lineação mineral definida por barras de quartzo dispostas obliquamente no plano da foliação.

Quanto ao ângulo formado entre as abas das dobras podem ser encontradas dobras suaves (ondulações) (180° - 120°), dobras abertas (120° - 70°), dobras fechadas (70° - 30°), dobras apertadas (30° - 0°) e dobras isoclinais (0°) (Park, 1989). Nos gnaisses em consideração podem ser encontrados os três primeiros tipos (Figs. 28, 29, 30).

As dobras suaves ocorrem quando veios de material aplítico e/ou pegmatítico, relativamente mais competentes, associam-se concordantemente à sua encaixante gnáissica, formando ondulações suaves da foliação milonítica (Fig. 25). Tais ondulações também são verificadas na escala do corpo, como discutido anteriormente, pois ao longo das zonas de cisalhamento maiores, a direção geral do cisalhamento também é suavemente flexionada.

Nas rochas fortemente deformadas, em que há maior quantidade de frações pegmatóides e/ou aplíticas, ocorrem dobras abertas e fechadas (Figs. 29 e 30). Nestes casos as superfícies dobradas são a foliação milonítica e o bandamento composicional, definido pela alternância entre os gnaisses e as porções pegmatíticas ou aplíticas. Estas dobras mostram espessuras variáveis de seus flancos e nota-se forte tendência para o espessamento dos seus ápices (Fig. 30), onde se encontram porções quartzo-feldspáticas de granulação grossa, mais competentes.

As dobras ptigmáticas desenvolvem-se quando da presença de finos veios leucocráticos dispostos discordantemente à direção da foliação milonítica, como resultado da diferença de competência das rochas envolvidas na deformação, bem como da sua posição original com relação à direção dos esforços. A natureza não coaxial destes esforços é traduzida pela associação de componentes de extensão e encurtamento. Os primeiros são representados pelo estiramento de porfiroclastos de feldspato e os últimos pelo forte dobramento de veios leucocráticos (Fig. 31). Geralmente o plano axial destas dobras é paralelo à foliação milonítica e a posição da sua charneira mostra-se subverticalizada, perfazendo alto ângulo com a lineação mineral. Este estilo de dobra é classificado por Ghosh & Sengupta (1987) como dobra reclinada.

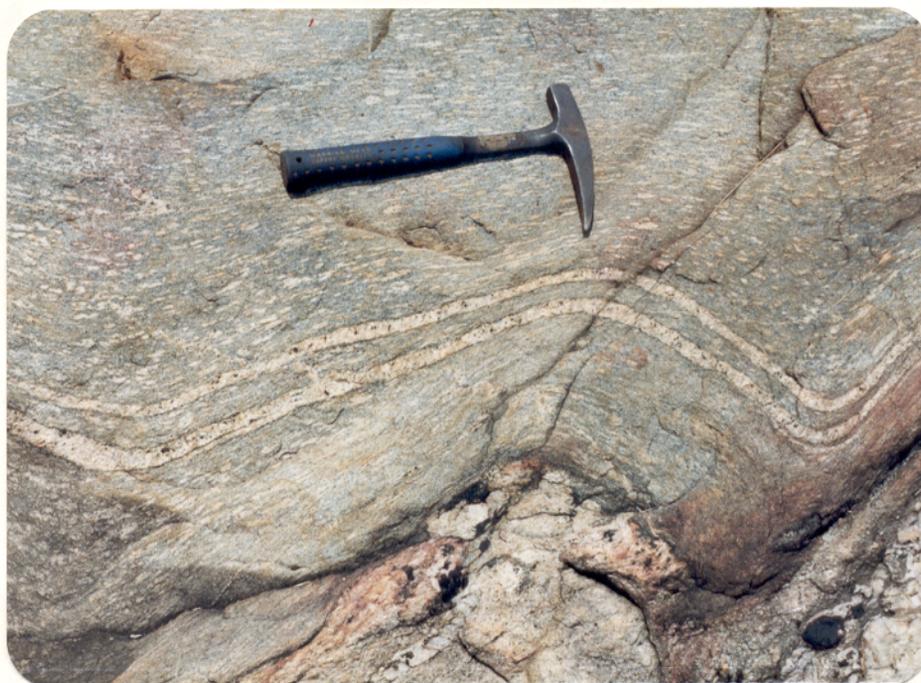


Figura 28 - Dobras suaves desenhadas por finos veios pegmatóides e a pela foliação milonítica do hornblenda gnaiss monzogranítico.



Figura 29 - Dobras abertas também envolvendo finas frações aplíticas em meio aos gnaisses, representando um estágio mais evoluído que o mostrado na figura 28.



Figura 30 - Afloramento de Gnaiss Estrela com intercalações de gnaisses finos e porções pegmatóides desenhando dobras fechadas. Nota-se espessamento apical das dobras representado por concentrações locais de porções pegmatóides.

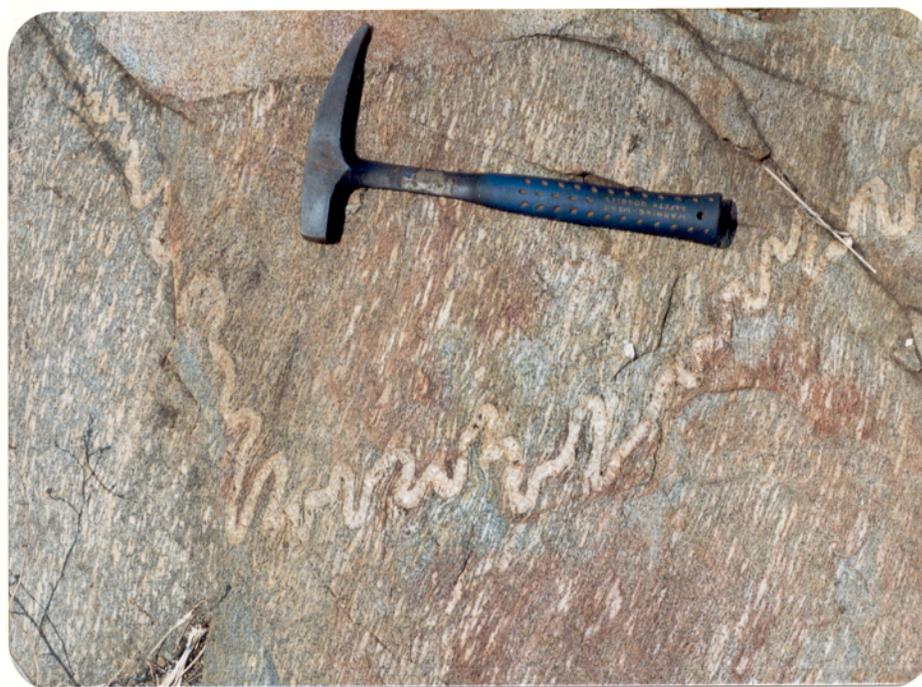


Figura 31 - Dobras ptigmáticas expressas por fino veio pegmatóide fortemente encurtado sob a forma de dobras apertadas. Nesta figura observa-se que durante a deformação participaram esforços de compressão (dobras) e estiramento (cristais de feldspato potássico estirados). Segundo Simpson (1986), esta feição pode ser usada como critério cinemático, neste caso indicando movimentação sinistral.

b) Estruturas de extensão

Dentro do conjunto de estruturas de extensão destacam-se as estruturas do tipo "pinch-and-swell" e os "boudins". Estas feições são formadas quando da presença de intercalações de porções rochosas com diferenças no comportamento reológico que, após submetidas a esforços extensionais, mostram formas elípticas (Ramsay, 1967). No Gnaiss Estrela, os exemplos de estruturas tipo "pinch-and-swell" são caracterizados pela presença de frações pegmatóides intercaladas com ortognaisses de granulação fina a média. As frações pegmatóides representaram, durante a deformação, corpos reologicamente mais competentes em relação à sua encaixante gnáissica, a qual se comportou como uma matriz relativamente mais dúctil. Este comportamento é deduzido pelo fato de a foliação da matriz gnáissica amoldar-se à forma elíptica de frações pegmatóides alongadas (Fig. 32).

Com o prosseguimento do cisalhamento há formação de "boudins" (Fig. 35), os quais são estágios mais evoluídos de estruturas "pinch-and-swell". Em alguns casos, tais feições apresentam formas assimétricas como resultado da deformação não coaxial, gerando "boudins" assimétricos. Estas estruturas foram utilizadas por Goldstein (1988) como critério cinemático e, como será visto adiante, também puderam ser empregadas para tal finalidade no presente trabalho.

4.3. Cinemática da Deformação

Um dos pontos principais para o entendimento da evolução tectônica de qualquer terreno afetado por cisalhamento envolve a determinação da cinemática da deformação. Diversas feições, observadas em diversas escalas, podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos.

Para esboçar a cinemática da deformação que afetou o Gnaiss Estrela, foi imprescindível a observação dos critérios de movimentação durante a etapa de campo, através da descrição detalhada dos afloramentos e, sempre que possível, estudando-se lâminas delgadas de amostras orientadas. Os parâmetros cinemáticos podem ser subdivididos em mesoscópicos e microscópicos.



Figura 32 - Estrutura tipo "pinch-and-swell" caracterizada por veios pegmatóides alongados em formas elípticas em meio aos gnaisses, os quais se comportaram como um matriz mais dúctil em relação à fração pegmatóide, reologicamente mais competente.

4.3.1. Critérios Mesoscópicos

As foliações S-C (Berthé et al. , 1979; Lister & Snoke , 1984), caracterizam-se por um conjunto de duas superfícies dispostas obliquamente. Nas rochas que constituem o Gnaiss Estrela a situação mais comum é aquela em que há somente uma foliação. Entretanto, de modo muito localizado, pode ser observado o par S-C, com a superfície C sendo definida por bandas milimétricas a centimétricas, ora mais ricas em minerais máficos, ora predominantemente quartzo-feldspáticas (Fig. 25). A superfície S, não penetrativa, é representada por níveis finos de anfibólio oblíquos às bandas maiores da superfície C. Em alguns casos, a orientação oblíqua dos anfibólios dá à rocha um aspecto muito semelhante ao descrito por Blumenfeld & Bouchez (1988) em rochas granitóides deformadas e migmatitos.

Em biotita gnaisses monzograníticos a foliação S-C pode ser expressa através de níveis finos e descontínuos de biotita dispostos obliquamente e de modo discreto em relação aos níveis quartzo-feldspáticos.

Algumas feições assimétricas podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos: assimetrias de cristais rotacionados (Simpson & Schmid, 1983), lentes assimétricas (Ghosh & Sengupta, 1987) e "boudins" assimétricos (Goldstein, 1988). No Gnaiss Estrela tais feições também foram observadas.

Localmente, megacristais de feldspato potássico orientados paralelamente à foliação apresentam suas extremidades dispostas de modo assimétrico, permitindo a determinação do sentido de movimentação (Fig. 33). Deve-se ressaltar que nos afloramentos em que tais feições foram encontradas, as mesmas não mostraram penetratividade, não tendo rigor estatístico o sentido definido a partir deste critério. Entretanto, outras feições confirmaram o sentido sinistral da movimentação obtido a partir da assimetria dos porfiroclastos.

Lentes centimétricas de material aplítico, com um aspecto muito semelhante ao dos porfiroclastos, ocorrem em meio aos gnaisses. A forma assimétrica destas lentes também evidenciou movimentação sinistral (Fig. 34).

Quando ocorre alongamento de porções mais competentes podem formar-se "boudins" assimétricos (Fig. 35). Nas rochas estudadas este processo foi verificado em frações pegmatóides de maior competência que sua encaixante gnáissica fina.



Figura 33 - Megacristal assimétrico de feldspato potássico indicando movimentação sinistral. A orientação do megacristal é paralela à foliação milonítica do ortognaisse.



Figura 34 - Lente de material aplítico com forma assimétrica disposta paralelamente à foliação do ortognaisse, indicando sentido sinistral de movimentação.

A fragmentação de cristais maiores e mais resistentes, englobados por uma matriz mais fina e mais dúctil, pode, com algumas ressalvas, ser empregado como critério cinemático (Simpson & Schmid, 1983; Hasui & Costa, 1991). Nas frações pegmatóides deformadas, o "entelhamento" assimétrico de porfiroclastos de feldspato potássico, ainda que de ocorrência localizada possibilitou a caracterização do sentido sinistral do cisalhamento, posteriormente comprovado por feições microestruturais.

Outro critério de movimentação observado diz respeito à vergência de dobras ptigmáticas. Esta feição é adotada como critério cinemático por Simpson (1986). No caso do Gnaiss Estrela, corpos previamente tabulares, ao serem submetidos à deformação, foram dobrados e a vergência das dobras indica sentido cinemático sinistral (Fig. 31).

Simpson (1986), ao listar uma série de critérios cinemáticos, também aventou a possibilidade da utilização de dobras assimétricas. Tais estruturas mesoscópicas são quantitativamente mais importantes na área abrangida por este trabalho. Estas dobras ocorrem quando porções aplíticas ou pegmatíticas, englobadas pelos gnaisses graníticos são submetidos a esforços de contração, dobrando-se assimetricamente. Tais feições indicaram um sentido de movimentação sinistral e, de modo subordinado, um sentido dextral (Fig. 36).

4.3.2. Critérios Microscópicos

As seções delgadas, utilizadas no estudo cinemático na escala microestrutural, foram confeccionadas a partir de amostras orientadas em cortes paralelos à lineação mineral e perpendiculares ao plano da foliação.

A grande maioria das lâminas orientadas do Gnaiss Estrela não apresenta feições capazes de contribuir para a compreensão da cinemática da deformação. Esta situação é comum em rochas desta natureza, deformadas em condições de temperatura e pressão elevadas (Ji & Mainprice, 1990).



Figura 35 - "Boudins" assimétricos representados por frações pegmatóides intercaladas nos gnaisses de granulação fina. Estas estruturas possuem formas alongadas e sigmoidais, podendo ser usadas como critérios cinemáticos, neste caso indicando movimentação sinistral.

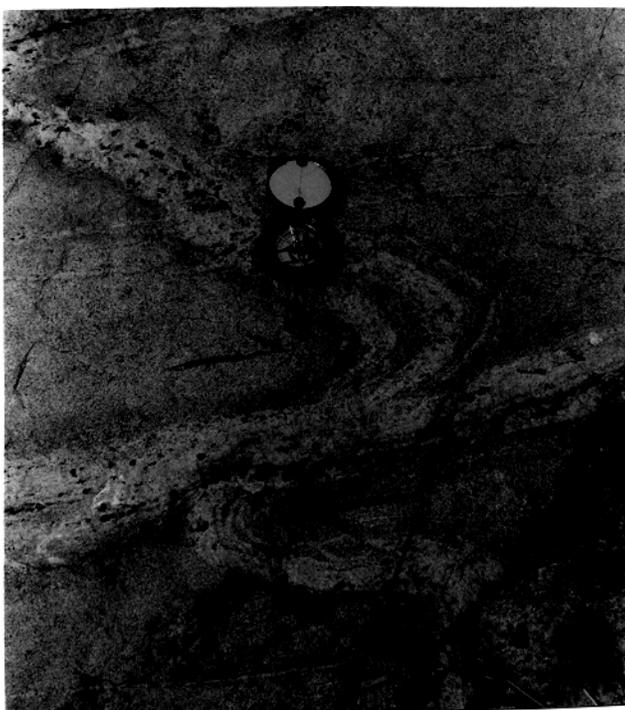


Figura 36 - Dobra assimétrica envolvendo veios pegmatóides em meio aos ortognaisses, indicando sentido dextral de movimentação.

Segundo Simpson (1986) e Simpson & Schimid (1983), a obliquidade entre os novos grãos/subgrãos e a foliação pode ser perfeitamente adotada como parâmetro de movimentação. Nas rochas pegmatóides esta situação configurou-se pela presença de "ribbons" de quartzo (Fig. 37). A direção geral destes "ribbons", paralela aos níveis de minerais recristalizados e aos demais porfiroclastos define uma superfície C. Internamente, estes "ribbons" apresentam bandas de deformação ou subgrãos/neoblastos, cuja disposição oblíqua em relação ao "ribbon" indica a presença de uma foliação secundária (Simpson, 1986), configurando um elemento cinemático microscópico.

As superfícies S e C são mais claramente identificadas em outras seções delgadas, em que níveis finos de anfibólio dispõem-se obliquamente em relação aos outros níveis de anfibólios intercalados com níveis quartzo-feldspáticos da superfície C (Fig. 38).

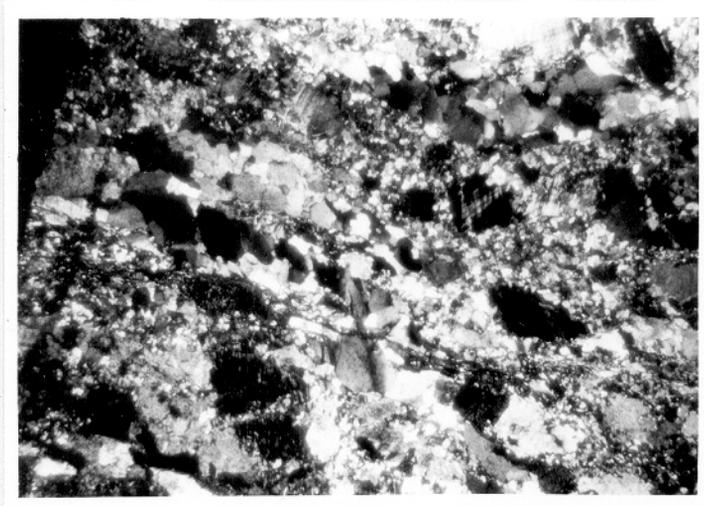
Os porfiroclastos assimétricos com caudas de recristalização podem ser, em alguns casos, empregados na determinação da evolução cinemática de zonas de cisalhamento. Os anfibólios mostram-se mais propensos à disposição assimétrica de suas caudas de recristalização que, aliada à forma assimétrica do cristal, assemelham-se às feições do tipo "fish" de Lister & Snoke (1984).

As evidências microestruturais obtidas durante a descrição das lâminas delgadas confirmaram a movimentação deduzida pelas feições mesoscópicas, refletindo a predominância de esforços com cinemática sinistral.

4.4. Interpretação dos Dados Estruturais

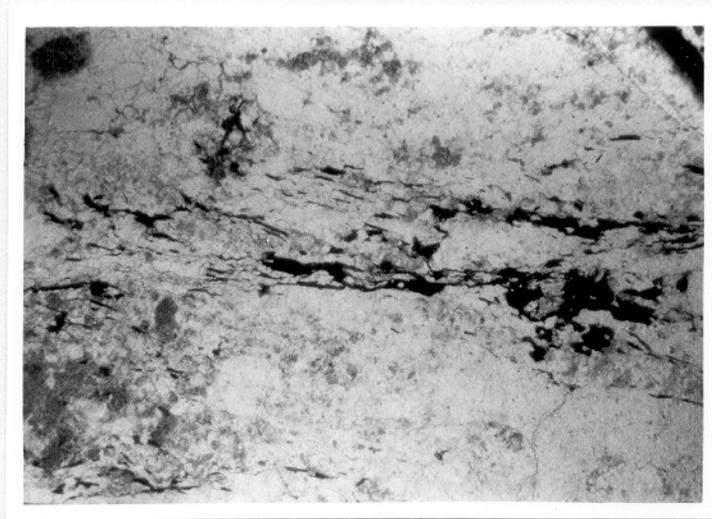
O arranjo geométrico das estruturas, descritas acima permite que se façam algumas considerações sobre a evolução tectônica da área estudada.

Com base na disposição das estruturas planares e lineares descritas, pode-se dizer que o arcabouço tectônico, do qual faz parte o Gnaisse Estrela, é constituído por grandes zonas de cisalhamento dúctil de natureza direcional e, subordinadamente oblíqua. Os dados de lineações conjugados com critérios cinemáticos descritos em alguns afloramentos permitiram que fosse estabelecida a movimentação sinistral para as zonas de cisalhamento E-W que ocorrem na parte sul da área. Além de componentes direcionais, estas zonas de cisalhamento mostram, de modo localizado, feições ligadas a esforços oblíquos.



1 mm

Figura 37 - Fotomicrografia (nicol X) de porção pegmatóide mostrando "ribbons" de quartzo com bandas de deformação dispostas obliquamente à direção do primeiro. A orientação do "ribbon" define uma superfície C, ao passo que a obliquidade das bandas de deformação representa uma foliação secundária. Neste caso, obtém-se sentido sinistral da movimentação.



1 mm

Figura 38 - Fotomicrografia (nicol X) do Gnaiss Estrela mostrando níveis enriquecidos em anfibólio, dispostos obliquamente e definindo as superfícies S e C e indicando movimentação sinistral.

No setor norte do Gnaiss Estrela ocorrem zonas de cisalhamento com direção NNE e NNW, nas quais atuaram esforços compressivos responsáveis pela movimentação das massas rochosas de SE para NW. Duas hipóteses podem ser aventadas para a evolução estrutural destas zonas de cisalhamento NNE e NNW. Inicialmente poder-se-ia dizer que as mesmas estão amoldadas à forma irregular das encaixantes. Outra interpretação atraente para a disposição destas zonas é que as mesmas sejam zonas de cisalhamento conjugadas à transcorrência da parte sul. As zonas conjugadas poderiam ser interpretadas como sintéticas de Riedel (R) rotacionadas na medida em que prosseguissem os movimentos transcorrentes. Entretanto, a variação das atitudes de mergulho da foliação torna difícil a adequação perfeita dos dois modelos acima propostos para tais zonas. Quando estas desenvolviam-se, as condições reológicas dúcteis poderiam ser responsáveis pela acomodação destas zonas conjugadas, resultando nestas ondulações fortes com mergulhos variáveis.

A heterogeneidade da deformação nestas zonas de cisalhamento é traduzida pela presença de rochas gnáissicas diferentemente deformadas, onde são identificadas frações de rochas com foliação moderadamente desenvolvida até termos muito deformados, os quais são caracterizados por bandamento tectônico, recristalização dinâmica e redução da granulação.

Os estudos preliminares sobre as estruturas presentes nas rochas supracrustais da parte norte ainda não permitem que se façam considerações conclusivas. Tais rochas apresentam dobras assimétricas rompidas que indicam movimentação dextral (quando o observador está voltado para norte). A combinação dos dados de lineação, dobramentos assimétricos e eixos de dobra sugere que componentes de cavalgamento associados a esforços compressivos foram responsáveis pela estruturação de parte destas encaixantes.

Ao sul do Gnaiss Estrela, as encaixantes mostram-se fortemente deformadas, sendo encontrados milonitos e ultramilonitos. A estruturação destas rochas é concordante com aquela dos ortognaisses, sugerindo que ambas unidades litológicas foram envolvidas no mesmo evento de deformação. Porém, deve-se ressaltar a mudança nas atitudes do mergulho e das lineações nas rochas supracrustais, o que parece evidenciar a presença de uma estrutura em flor, haja vista a mudança do sentido do mergulho. Os dados referentes à lineação e movimentação sinistral observados por Oliveira (1991) nestas supracrustais ($80^{\circ}/330^{\circ}$) confirmam a existência de uma movimentação oblíqua que

resultou em feições de ejeção associados à estrutura em flor positiva, anteriormente definida por Araújo et al. (1988) e Costa et al. (1990). Entretanto, ainda existe a necessidade de estudos adicionais, no sentido de compreender a organização estrutural das rochas encaixantes ao norte do Gnaiss Estrela, a fim de uma melhor caracterização da extensão de tais estruturas em flor.

4.5. Microestrutural

Para o estudo microestrutural do Gnaiss Estrela foram selecionados dois grupos de amostras: gnaisses de composição monzogranítica e frações pegmatóides deformadas. Para cada grupo foram coletadas amostras em pontos distintos da área. A escolha teve como base a variação da intensidade da deformação imposta dentro dos dois grupos de amostras referidos, o que se traduziu no aumento transicional da deformação e, conseqüentemente, na intensificação das feições microtectônicas.

Deseja-se, desta forma, compreender a evolução das feições microestruturais com o aumento da deformação durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, partindo-se de termos menos deformados até porções fortemente deformadas.

Vários trabalhos têm abordado a questão da deformação de rochas granitóides e pegmatóides (Debat et al., 1978; Berthé et al., 1979; Wilson, 1980; Vidal et al., 1980; Vernon et al., 1983; Burg et al., 1984; Hackspacher & Legrand, 1989), bem como a deformação dos minerais em separado. Existe considerável quantidade de trabalhos ligados à deformação de quartzo (Bell & Etheridge, 1973; Tullis et al., 1973; White, 1977, 1979; Bouchez & Pecher, 1981), plagioclásio (Seifert, 1965; Vernon, 1975; Brown et al., 1980; Olsen & Kohlstedt, 1985; Olesen, 1987; Ji & Mainprice, 1990, etc) e feldspato potássico (Debat et al., 1978; Vidal et al., 1980; Tullis, 1983).

Técnicas baseadas na utilização da platina universal (Burg, 1986; Olsen & Kohlstedt, op. cit.; Jensen & Starkey, 1985; Ji & Mainprice, 1990) e do microscópio eletrônico (Vidal et al. 1980; Brown et al. 1980) têm sido aplicadas no estudo da fábrica cristalográfica, dos mecanismos de deformação e na caracterização das submicroestruturas. Estes métodos poderão futuramente ser empregados no

estudo microestrutural do Gnaiss Estrela, porém, neste trabalho, empregou-se, apenas, microscopia ótica. Apesar disso, acredita-se que foram obtidas informações valiosas para o entendimento da evolução microestrutural destas rochas.

4.5.1. Gnaisses Monzograníticos

4.5.1.1. Rochas pouco deformadas

As rochas pouco deformadas são caracterizadas por orientação preferencial incipiente de máficos e as feições de recristalização mostram-se pouco desenvolvidas, permitindo que as rochas sejam classificadas como protomilonitos (Fig. 39a).

-Quartzo: os grãos de quartzo nestas rochas pouco deformadas apresentam extinção ondulante (Fig. 39b) forte com formação generalizada de bandas de deformação e subgrãos associados. Não há forte orientação preferencial de forma dos grãos e seus limites são planos, levemente curvos ou serrilhados, mostrando a forma aproximada dos cristais originais.

As bandas de deformação são retangulares e seus limites retilíneos são muito bem definidos. A recristalização, quando presente, é muito incipiente.

Com um pequeno aumento da intensidade da deformação observa-se uma tendência incipiente para a orientação preferencial. Os cristais originais vão transformando-se em agregados de subgrãos/novos grãos, os quais possuem limites retos ou levemente curvos e bem definidos. Os novos grãos apresentam formas poligonais e podem ser unidos por pontos tríplexes. Não existem feições de deformação nestes novos grãos.

-Feldspato Potássico: os grãos originais de feldspato potássico possuem granulação média (1mm-2mm), forma subédrica a anédrica, orientação preferencial fraca a ausente. É muito comum a presença de pertitas tectônicas (Vidal et al., 1980), as quais possuem formas irregulares ("em chamas") (Fig. 39b) e são muito semelhantes a pertitas em veio ou em mancha. Formas sigmoidais também são típicas destes intercrescimentos.

Também são comuns pertitas do tipo "string" e "stringlets" (Alling, 1932), as quais se distinguem das pertitas tectônicas pelo fato de serem muito finas e fortemente orientadas dentro de um grão, porém, muitas vezes, é difícil fazer tal separação. As pertitas tectônicas ora dispõem-se paralelamente às pertitas tipo "stringlets", ora estão perpendicularmente a estas.

Outras feições encontradas são extinção ondulante, "kink bands" suaves e subgrãos. As evidências de recristalização são ausentes ou muito incipientes, em bordas de grãos.

Com pequeno aumento da deformação formam-se subgrãos e neoblastos e as pertitas em chama apresentam-se de modo mais desenvolvido. Os subgrãos são muito finos e desenvolvem-se a partir das bordas de cristais, formando agregados de grãos muito finos, cujos limites mútuos não são bem marcados e que apresentam ligeiros desvios de orientação ótica, tanto entre si, quanto em relação ao grão original. À medida que se individualizam dos cristais hospedeiros e, sobretudo, nas bordas destes, os subgrãos evoluem para neoblastos, o que ocorre ainda timidamente neste estágio.

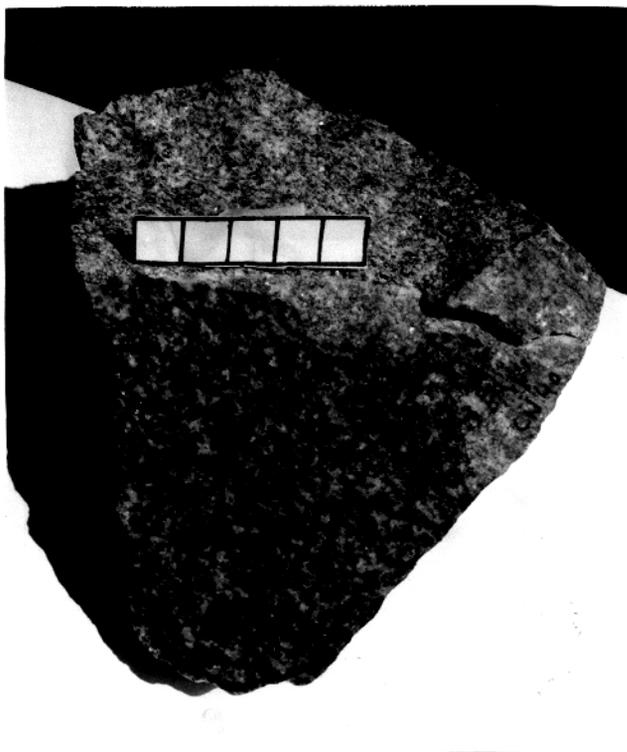
-Plagioclásio: este mineral ocorre sob a forma de grãos comparativamente pouco deformados. As feições ligadas à deformação, encontradas em alguns grãos, são extinção ondulante, fraturamento localizado e "kink" moderado, não penetrativo na escala da lâmina delgada. Não há orientação preferencial destes cristais nem mesmo indícios de recristalização (Fig. 39b).

-Anfibólio: nesta fase predominam cristais anédricos e subédricos, localmente euédricos e pouco fraturados. Há fraca a moderada orientação preferencial dos anfibólios os quais definem uma foliação incipiente (Fig. 39b). Neste mineral, a fragmentação parece ter sido o mecanismo de deformação mais importante nesta fase.

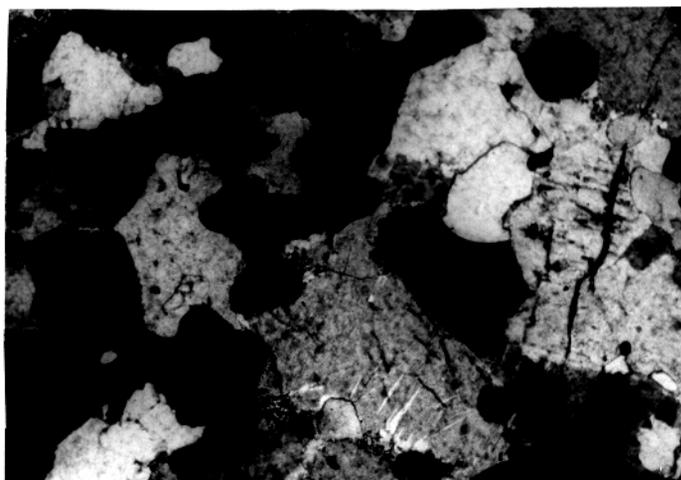
-Biotita: os cristais de biotita se apresentam sob a forma de clastos com orientação preferencial moderada e fraca corrosão.

4.5.1.2. Rochas moderadamente deformadas

Nesta fase, a rocha já apresenta foliação conspícua definida pela orientação preferencial dos minerais, os quais se dispõem em níveis enriquecidos em máficos, alternados com níveis quartzo-feldspáticos (Fig. 40a). A proporção de minerais recristalizados é consideravelmente maior com relação ao estágio anterior, encontrando-se termos protomiloníticos a miloníticos (Fig. 41a).



39a



39b

1 mm

Figura 39a) Amostra de Gnaiss Estrela pouco deformado, o qual apresenta foliação fraca definida pela orientação preferencial de anfibólios (escala 5 cm). Figura 39b) Fotomicrografia (nicol X) da mesma amostra, onde não se observa orientação preferencial marcante dos minerais. Neste estágio os cristais de quartzo mostram somente bandas de deformação e subgrãos. Podem-se notar localmente pertitas tectônicas em forma de "chama" em feldspato potássico. Os cristais de plagioclásio não mostram evidências de deformação dúctil, podendo muitas vezes, apresentarem-se quebrados.

-Quartzo: os cristais originais têm bandas de deformação relativamente freqüentes e estão intensamente recristalizados, ou transformados em agregados de finos neoblastos, que tendem a mostrar uma orientação preferencial. Os grãos que constituem estes agregados são poligonais ou retangulares e seus limites são bem definidos e retilíneos, configurando uma feição em mosaico, com os neoblastos unindo-se por junções trípliques.

Alguns neoblastos poligonais de quartzo podem estar associados a agregados de neoblastos de feldspato potássico e, em menor quantidade, de plagioclásio. Não são observadas evidências significativas de deformação nestes novos grãos de quartzo.

Com o aumento da deformação, acentua-se a orientação preferencial dos agregados de neoblastos, os quais podem assumir formas oclares ou alongadas, configurando estruturas do tipo "ribbon" (Fig. 41b). Nestes casos, as características dos neoblastos são semelhantes às descritas no estágio precedente. A deformação destes grãos recristalizados pode estar ausente ou ser representada por bandas de deformação ou extinção ondulante fraca.

Progressivamente, observa-se uma tendência para o desaparecimento dos agregados de neoblastos, os quais passam a fazer parte da matriz. Nesta fase há redução geral da granulação da rocha e a deformação dos neoblastos mostra-se, gradativamente, mais intensa e penetrativa.

-Feldspato potássico: os cristais de feldspato potássico originais apresentam incipiente redução na granulação (1mm-0,5mm) (Fig. 40b) e melhor orientação preferencial, podendo assumir formas amendoadas assimétricas, alongadas ou arredondadas. Nos dois primeiros casos podem ser denominados de porfiroclastos em "ribbon" e, no último, de porfiroclastos globulares (Ji et al., 1988; Ji & Mainprice, 1990). Nestes porfiroclastos há melhor desenvolvimento de mirmequitas, pertitas tectônicas e pertitas tipo "stringlets".

Com relação à etapa anterior, há um aumento considerável na proporção de neoblastos, os quais se desenvolvem preferencialmente na forma de diminutos cristais entre grãos adjacentes de feldspato potássico nas bordas de grãos preexistentes de feldspato potássico, caracterizando a feição de manto e núcleo (White et al, 1980; White & Mawer, 1986).

-Plagioclásio: nesta etapa predominam porfiroclastos em "ribbon" em relação aos porfiroclastos globulares (Fig. 40b). As dimensões de ambos variam de 0,5 a 1,0 mm. Os grãos de plagioclásio mostram fraturamento moderado, extinção ondulante e, localmente "kink". Comparativamente, nota-se uma orientação preferencial mais marcante.

Localmente, desenvolvem-se sombras de pressão ao redor de porfiroclastos globulares de plagioclásio (Fig. 41c), os quais são envolvidos de modo assimétrico por agregados de neoblastos de feldspato potássico, quartzo e, subordinadamente, de plagioclásio. Observa-se formação inicial de novos grãos em bordas de clastos. Estes neoblastos são semelhantes aos descritos anteriormente. Um ponto a ser destacado é a ausência de alteração nestes grãos recristalizados, contrastando com os seus hospedeiros que mostram graus variados de alteração.

-Anfibólio: neste estágio tem-se uma orientação preferencial pronunciada dos cristais de anfibólio, os quais passam a constituir níveis enriquecidos em grãos originais e caudas de finos grãos recristalizados (Figs. 40a e 40b). Com o aumento da deformação, estes níveis tornam-se cada vez mais finos e descontínuos e, à medida que contornam porfiroclastos de feldspatos, tornam-se fortemente ondulados, podendo, em alguns casos, gerar feições do tipo S-C (Fig. 41d).

Os clastos de anfibólio mostram considerável redução na granulação com relação ao estágio anterior. Esta redução de tamanho está relacionada com a recristalização parcial dos grãos originais. A forma destes grãos é alongada e, em algumas rochas, podem assumir feições oclares assimétricas do tipo "augen" (Fig. 41d).

É mais constante neste estágio a presença de simplectitos (ver petrografia) nos contatos de anfibólio-plagioclásio e anfibólio-feldspato potássico, além da substituição parcial de anfibólio por titanita.

Os neoblastos de anfibólio são de granulação muito fina e constituem níveis delgados e descontínuos. Possuem forma alongada paralelamente à foliação, assumindo, em alguns casos, feição sigmoidal. O avanço da recristalização faz com que os grãos de anfibólio sofram drástica redução na granulação, havendo uma diminuição concomitante da quantidade de clastos.

O piroxênio, quando presente, ocorre somente na forma de clastos, em cujas extremidades também são encontradas caudas de novos grãos de anfibólio. Para esta transformação do piroxênio, o termo "neomineralization" pode ser empregado (White et al., 1980; Tullis, 1983).

-Biotita: nas rochas cujo mineral máfico dominante é a biotita, a mesma ocorre em níveis finos e descontínuos, fortemente orientados, constituídos por finas lamelas recristalizadas e por alguns cristais maiores, provavelmente primários. Estes níveis de biotita são fortemente sinuosos, pois amoldam-se a porfiroclastos de feldspatos ou agregados quartzo-feldspáticos.

Em cristais relictos verificam-se "kink" incipiente, extinção ondulante fraca e fraturamento não penetrativo. Ao redor de grãos primários são encontradas caudas de grãos recristalizados, os quais são alongados e muito orientados. São comuns as substituições fusiformes, dispostas paralelamente à clivagem da biotita, compostas por quartzo, estilpnomelano e epidoto. A cloritização, presente em graus variados de intensidade está, provavelmente, ligada a processos hidrotermais posteriores, relacionados à cataclase.

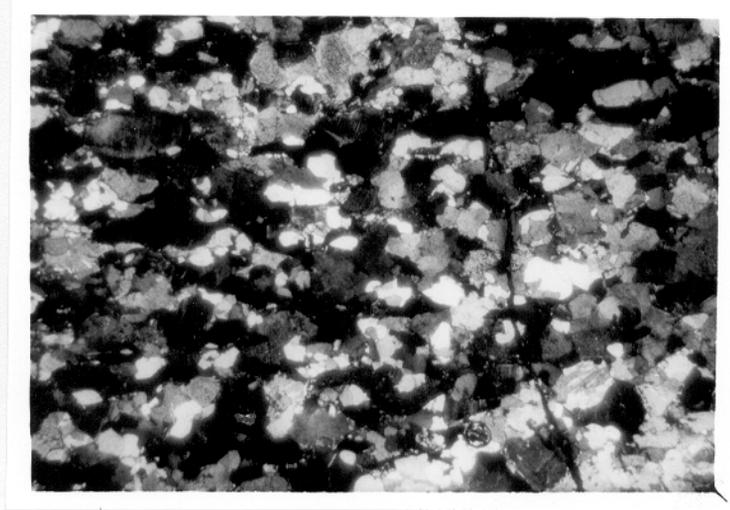
4.5.1.3. Rochas fortemente deformadas

Neste estágio, a deformação intensa foi acompanhada de recristalização total dos minerais e forte redução na granulação dos mesmos, resultando em uma rocha com matriz ultramilonítica homogênea (Fig. 42a).

-Quartzo: os cristais de quartzo relictos são raros ou ausentes e, quando presentes, acham-se fortemente deformados e orientados segundo à direção da foliação. Em alguns casos, a deformação heterogênea é traduzida por alternâncias de bandas fortemente cominuídas, constituídas por neoblastos muito finos, e bandas com espessuras variadas onde ainda são observados cristais reliquiares ou "ribbons" fortemente orientados. Os novos grãos formadores dos "ribbons" são retangulares e orientados segundo a direção destes agregados; têm granulação variável e seus limites são retos a levemente serrilhados. Tanto os neoblastos da matriz, como os pertencentes aos "ribbons" mostram-se fortemente deformados e apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Localmente os neoblastos apresentam-se fortemente estirados ou, ainda, novamente recristalizados, gerando grãos ainda mais finos.



40a



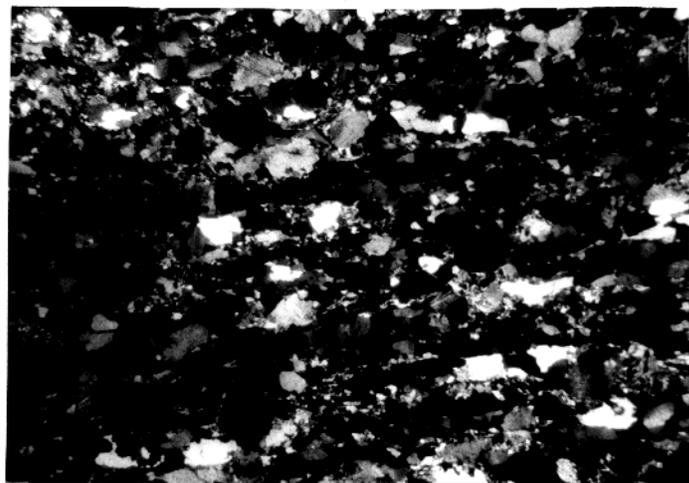
40b

1 mm

Figura 40a) Amostra de Gnaiss Estrela moderadamente deformado cuja foliação milonítica define-se pela orientação preferencial de finos níveis descontínuos de minerais máficos alternados com níveis quartzo-feldspáticos (escala 5 cm). Figura 40b) Fotomicrografia (nicol X) da mesma amostra. Nesta escala a orientação preferencial dos minerais também é conspicua, definindo a foliação a qual se apresenta aproximadamente paralela à base da foto. Nota-se início de diminuição da granulação como resposta à recristalização dinâmica. Neste exemplo, observa-se fraturamento posterior caracterizado por descontinuidades discordantes da foliação, visíveis também na amostra de mão.

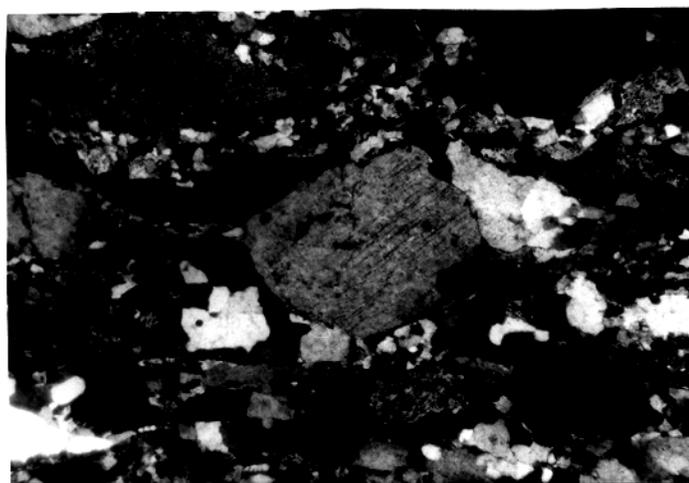


Figura 41a Amostra de piroxênio-hornblenda gnaisse monzogranítico num estágio transicional entre as porções moderada a fortemente deformadas. Neste caso é nítida a presença de um bandamento composicional definido pela alternância de níveis de minerais máficos e níveis quartzo-feldspáticos. Neste estágio, é mais acentuada a redução da granulação como resposta à recristalização dinâmica (escala 5 cm).



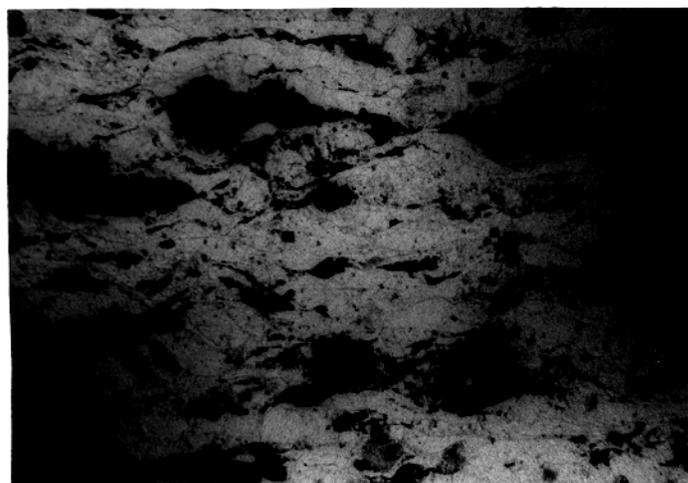
1 mm

Figura 41b - Fotomicrografia (nicol X) da mesma amostra na qual se nota estiramento de quartzo, podendo formar "ribbons", recristalização dinâmica mais intensa, embora parcial, permanecendo alguns porfiroclastos em "ribbon" e globulares de feldspato potássico, plagioclásio e anfibólios.



0,3 mm

Figura 41c - Fotomicrografia (nicol X) de piroxênio-hornblenda gnaisse monzogranítico mostrando sombra de pressão constituída por agregados de neoblastos poligonais de quartzo, dispostos assimetricamente ao redor de porfiroclasto globular de plagioclásio.



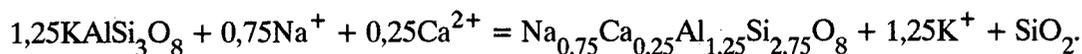
1 mm

Figura 41d - Fotomicrografia (nicol //) da mesma amostra em que são melhor identificados os porfiroclastos de anfibólio e piroxênio com formas amendoadas, de cujas extremidades partem caudas de finos grãos recristalizados de anfibólio caracterizando o par S-C.

Com o aumento progressivo da deformação, existe uma tendência à recristalização total, traduzida pela presença de uma matriz muito fina, quase equigranular (Fig. 42b). Nestes casos, os diminutos grãos recristalizados já não formam domínios nítidos e, juntamente com os outros minerais concorrem para a formação de uma matriz de granulação aproximadamente homogênea. Os neoblastos de quartzo são poligonais e, subordinadamente, alongados, possuindo contatos retos ou levemente curvos com junções tríplexes. Não existem feições deformacionais marcantes nestes novos grãos, os quais podem apresentar extinção ondulante fraca e, localmente, formar subgrãos.

-Feldspato potássico: nas rochas em que a deformação do feldspato potássico não se deu por completo, sobrevivem alguns porfiroclastos em "ribbon" fortemente orientados e, subordinadamente, porfiroclastos globulares. Nestes grãos são comuns pertitas tectônicas (em chamadas), as quais, nos porfiroclastos em "ribbon", são orientadas paralelamente à direção de seu maior comprimento. Nos cristais primários são vistas pertitas tipo "stringlets" e criptopertitas, possivelmente primárias. Estes grãos podem apresentar extinção ondulante e "kink" localizados.

Preferencialmente nos gnaisses com biotita há formação de mirmequitas sintectônicas (Fig. 43), as quais se associam finos neoblastos. Estes intercrescimentos possuem forma de bulbo e podem ser classificados como do tipo F de Phillips (1980). O desenvolvimento de mirmequitas durante a deformação dúctil foi descrita em outros trabalhos que tratam da deformação de rochas granitóides (Vidal, et al., 1980, Hackspacher & Legrand, 1989; Simpson & Wintsch, 1989). Para explicar a formação destes intercrescimentos, Simpson & Wintsch op cit. admitiram processos de substituição relacionados à formação de subgrãos/novos grãos, envolvendo mecanismos de "dislocation glide" e "dislocation climb". Estes autores propuseram, ainda, uma reação baseada no modelo de substituição de Becke (Smith, 1974; Smith & Brown, 1988).



Nas rochas em que a recristalização não foi total, a formação de neoblastos verifica-se de modo nitidamente heterogêneo, havendo bandas em que a proporção de novos grãos é maior relativamente às bandas adjacentes. Nestas rochas, os neoblastos são distribuídos em agregados ou "ribbons" orientados. Quando a recristalização é total, os neoblastos tornam-se muito finos, quase equigranulares e

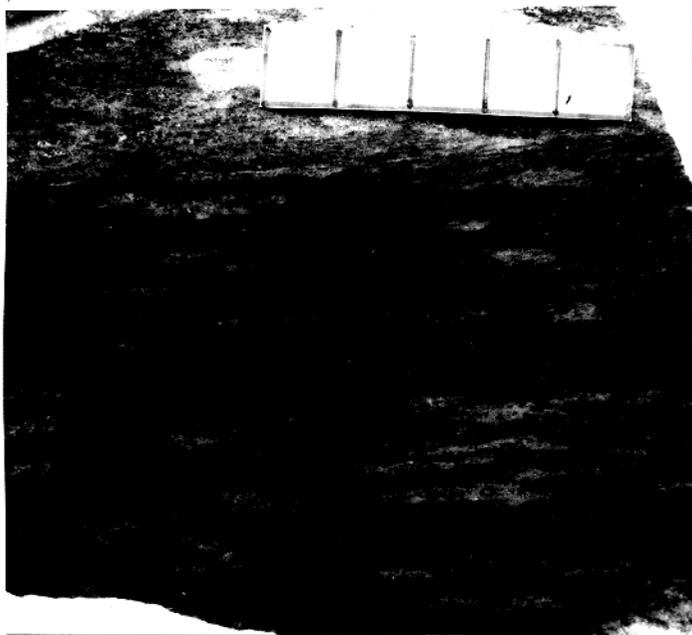
constituem uma matriz milonítica/ultramilonítica. Os neoblastos caracterizam-se por terem granulação fina, forma poligonal com junções tríplexes e contatos retos entre si e com os outros minerais (Fig. 42b). Alguns grãos recristalizados possuem pertitas em chama e macla xadrez sem feições penetrativas de extinção ondulante ou "kinking".

-Plagioclásio: onde a recristalização não foi total os grãos de plagioclásio ocorrem como porfiroclastos em "ribbon", fortemente orientados e, em menor quantidade, como porfiroclastos globulares. Estes grãos remanescentes de plagioclásio apresentam forte extinção ondulante e "kink" moderado. Os porfiroclastos globulares, por não terem orientação favorável à formação de porfiroclastos em "ribbon" (Ji & Mainprice, 1990) mostram efeitos deformacionais com mais intensidade e, em alguns cristais, observa-se "kink" moderado das maclas albita (seção (100)).

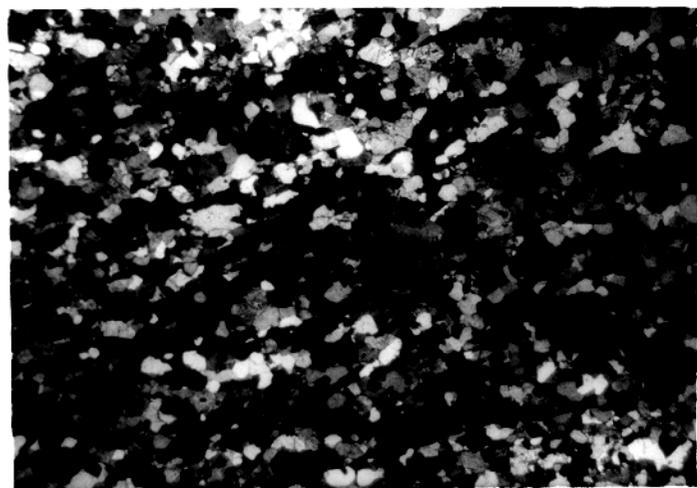
Nestas rochas os "ribbons" são constituídos por subgrãos ou neoblastos poligonais. Com a recristalização avançada, há o desaparecimento dos grãos originais, gerando finos grãos de granulação quase uniforme e equidimensionais, com formas poligonais, os quais são unidos por contatos tríplexes e cujos limites são retilíneos ou levemente curvos e melhor definidos (Fig. 42b). Localmente, observam-se "kinks" em neoblastos, fraca extinção ondulante, e a presença de maclas albita. Em alguns casos foi possível determinar, opticamente, o teor de anortita dos grãos recristalizados e valores de An_8 a An_{10} foram registrados. Alguns autores sugerem que quando ocorre mudança considerável na composição do neoblasto relativamente ao grão original, seja adotado o termo "neomineralization" em detrimento do termo recristalização (Allison et al., 1979, in Tullis, 1983).

-Anfibólio: a recristalização avançada faz com que desapareçam os grãos primários, gerando-se cristais muito finos dispostos em uma matriz de granulação homogênea, embora ainda possam existir alguns níveis de neoblastos, cuja orientação é herdada dos porfiroclastos (Fig. 42b).

-Biotita: da mesma maneira que os anfibólios, os cristais de biotita experimentam recristalização total, transformando-se em neoblastos muito finos constituintes de uma matriz milonítica (Fig. 42b). Há forte orientação preferencial dos grãos recristalizados de biotita. Não são observadas feições de deformação nos novos grãos. Nas rochas em que originalmente os minerais máficos eram representados por biotita e anfibólio, após a recristalização, estes minerais permanecem coexistindo em equilíbrio.



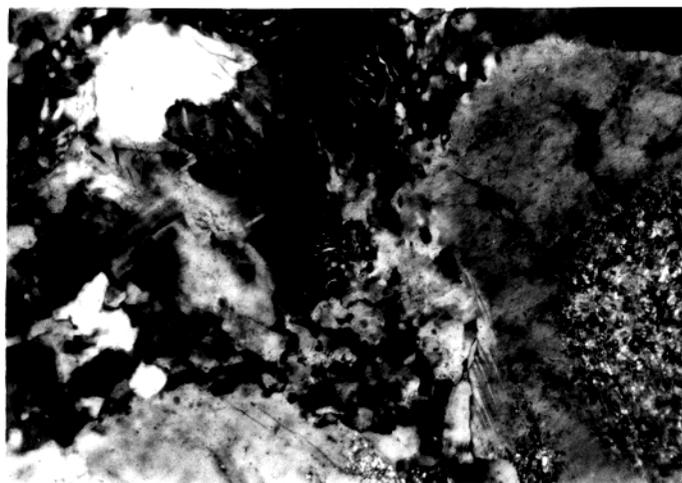
42a



42b

1 mm

Figura 42a) Amostra de biotita-hornblenda gnaíse fortemente deformado, representando um estágio ultramilonítico. Nesta fase, a recristalização é quase completa, fazendo com que a rocha transforme-se em uma matriz milonítica de granulação muito fina. Figura 42b) Fotomicrografia (nicol X) de rocha ultramilonítica constituída por uma matriz dinamicamente recristalizada, formada por neoblastos poligonais de granulação muito fina, cujos limites podem assumir formas levemente denteadas.



0,5 mm

Figura 43 - Fotomicrografia do Gnaíse Estrela mostrando formação de mirmequita sintectônica associada a neoblastos poligonais de granulação fina.

4.5.2. Rochas pegmatóides

4.5.2.1. Porção não foliada

A amostra selecionada da fração pegmatóide em um exame macroscópico não demonstra sinais evidentes de deformação (Fig. 44a), entretanto a análise microscópica revela que estas rochas experimentaram esforços consideráveis. Outros aspectos texturais foram sumarizadas no item Petrografia.

-Quartzo: nestas rochas sem foliação pronunciada o quartzo ocorre como agregados de cristais finos recristalizados (Fig. 44b), equidimensionais a levemente alongados, cujos contatos são retos a levemente curvos. Estes agregados são provavelmente grãos relictos que foram submetidos à recristalização. A sua distribuição é intersticial e não se verifica orientação preferencial, entretanto tais agregados podem ter formas ocelares e limites regulares.

Os novos grãos que fazem parte destes agregados podem ou não apresentar orientação ótica coincidente. Suas características são muito semelhantes àquelas dos neoblastos dos gnaisses monzograníticos, porém suas dimensões são consideravelmente maiores (0,1mm-0,5mm). Estes neoblastos podem apresentar leve extinção ondulante e bandas de deformação discretas.

Os grãos de quartzo inclusos em feldspato potássico deformado, apresentam extinção ondulante forte e subgrãos, indicando que a deformação da rocha foi realmente importante (Bell & Etheridge, 1973).

-Feldspato potássico: os porfiroclastos de feldspato potássico mostram extinção ondulante moderada a forte (Fig. 44c), pertitas tectônicas, por vezes muito desenvolvidas, "kink" localizado e formação de mirmequitas nos contatos entre cristais de feldspato potássico ou destes com o plagioclásio. Pertitas dos tipos "stringlets", em veio, "patchy" pertitas e criptopertitas losangulares (Alling, 1932; Smith, 1974; Smith & Brown, 1988) supostamente primárias, também estão presentes.

Os neoblastos presentes nestas rochas são desenvolvidos descontinuamente em bordas de megacristais (Fig. 44b, 44d e 44e). Nota-se uma tendência para a formação de neoblastos nos contatos entre feldspatos potássicos ou entre feldspato potássico e plagioclásio, ao passo que eles se acham ausentes nos contatos entre feldspato potássico e quartzo.

-Plagioclásio: os cristais primários não mostram deformação intensa, pois os mesmos não se encontram envolvidos por megacristais de anfibólio, notando-se apenas extinção ondulante localizada, moderada a forte, leves "kink bands" e recristalização incipiente, gerando neoblastos poligonais. Os cristais de plagioclásio, que não se encontram englobados por anfibólio, mostram-se menos deformados.

-**Anfibólio:** não há, ao menos aparentemente, orientação preferencial dos megacristais; suas formas parecem ser uma característica herdada do estágio magmático. Seus cristais podem mostrar moderado fraturamento e incipiente recristalização.

4.5.2.2. Fração Pegmatóide Foliada

As amostras selecionadas apresentam foliação bem desenvolvida, definida pela orientação dos anfibólios os quais se dispõem em níveis preferenciais alternados com níveis quartzo-feldspáticos (Fig. 45a). Nesta fase os minerais sofrem recristalização de suas bordas formando a textura do tipo manto e núcleo.

-**Quartzo:** nesta rochas o quartzo ocorre como agregados de neoblastos moderadamente orientados, às vezes esboçando uma forma de "ribbons". Os novos grãos presentes nestes agregados são equidimensionais, poligonais e retangulares, seus limites são retos e unidos por junções tríplices. Estes neoblastos podem ter extinção ondulante e bandas de deformação com subgrãos associados.

-**Feldspato potássico:** embora não haja uma orientação preferencial muito forte dos cristais, percebe-se uma tendência à paralelização segundo à direção da foliação. As formas dos porfiroclastos são alongadas ou globulares. As feições de recristalização de bordas (Fig. 45b) similares à estrutura manto e núcleo (White, 1975) e o aparecimento de pertitas tectônicas e "kink bands", em cujos limites podem ser formados subgrãos, são mais constantes (Fig. 45b). Os neoblastos são mais numerosos do que no estágio anterior e suas formas são similares àquelas dos novos grãos descritos anteriormente, não exibindo orientação ótica preferencial, porém, em alguns locais, os subgrãos apresentam orientação próxima a dos porfiroclastos.

-**Plagioclásio:** alguns porfiroclastos de plagioclásio, sem orientação preferencial, apresentam extinção ondulante forte e "kink bands" deformando as maclas albita (Fig. 44e). A recristalização é verificada somente nas suas bordas (Fig. 45b) e os neoblastos resultantes deste processo apresentam formas poligonais com junções tríplices. Subordinadamente, ocorrem subgrãos em limites de "kink bands" (Fig. 44e). Verificou-se pequena mudança composicional nos cristais recristalizados (An₁₀) com relação aos grãos antigos (An₁₇).

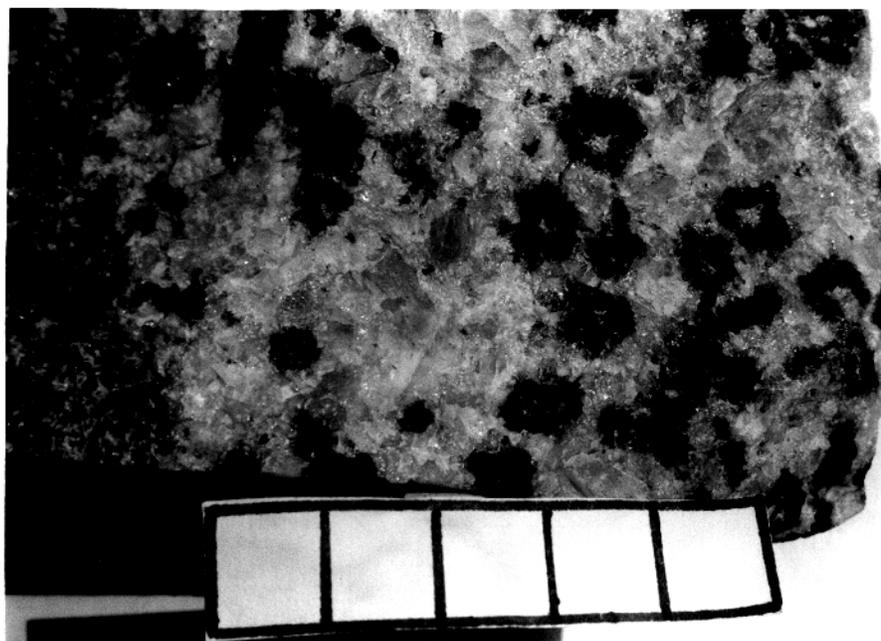
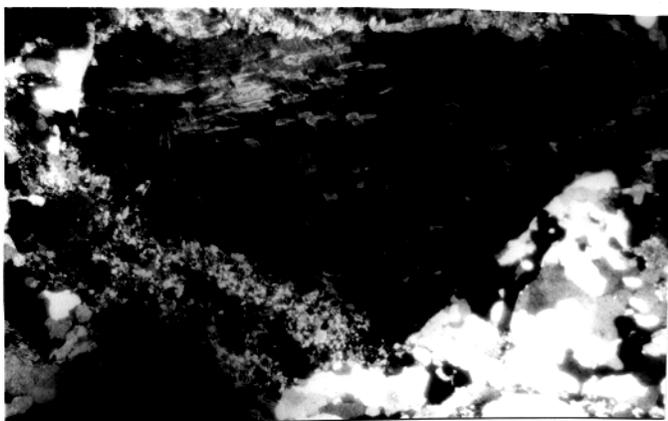
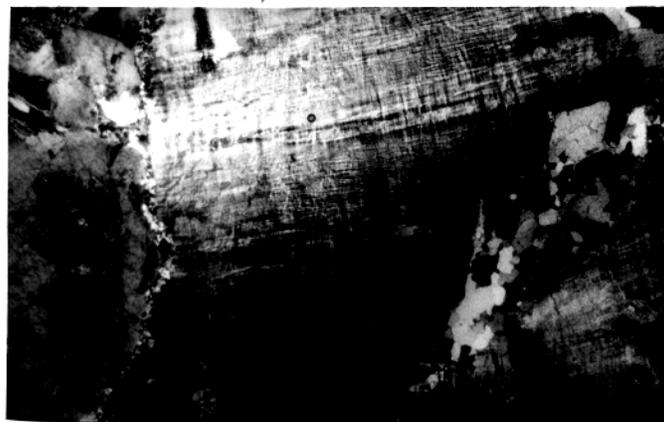


Figura 44a - Porção isotrópica de material pegmatóide com megacristais de anfíbólio com tubos de plagioclásio e quartzo (escala 5 cm).

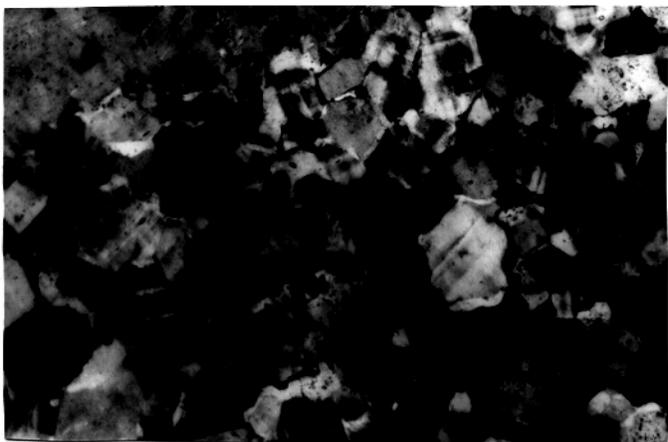


44 b  1 mm

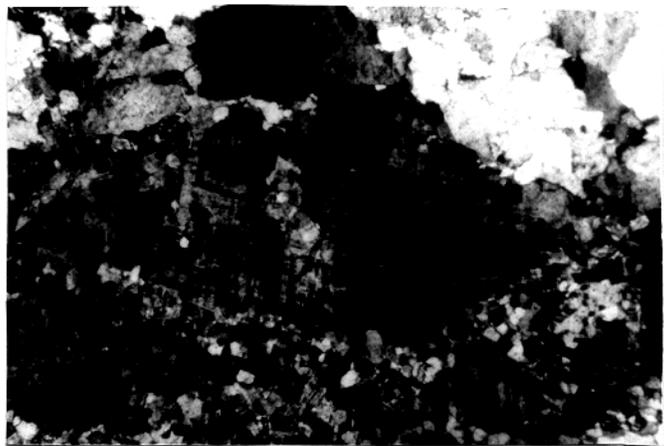


44c  1 mm

Figura 44b - Fotomicrografia (nicol X) da mesma rocha mostrando grandes cristais de feldspato potássico com bordas parcialmente recristalizadas. Nestes cristais ocorrem perlitas em "patch", "string" e em veio. Ao lado há agregados de grãos recristalizados de quartzo. **Figura 44c)** Fotomicrografia (nicol X) de fração pegmatóide não foliada mostrando extinção ondulante marcante em megacristal de feldspato potássico. Também observa-se início de recristalização parcial das bordas de feldspato potássico e plagioclásio, e agregado de cristais recristalizados de quartzo.



44d  1 mm



44e  1 mm

Figura 44d) Fotomicrografia (nicol X) mostrando detalhe dos neoblastos poligonais de feldspato potássico em fração pegmatóide não foliada. Nota-se que os limites entre os neoblastos são retilíneos a levemente curvos e que a disposição destes limites obedece a ângulos de aproximadamente 120°. **Figura 44e)** Fotomicrografia (nicol X) de porção pegmatóide deformada mostrando detalhe de deformação interna de porfiroclastos de plagioclásio, o qual apresenta extinção ondulante forte e a formação de neoblastos poligonais em limites de "kink band".

-Anfibólio: os cristais de anfibólio possuem orientação preferencial marcante. Eles foram afetados por processos de fragmentação e fraturamento, importantes neste mineral, teriam causado "pulling apart" e, provavelmente, rotação rígida no sentido de melhor acomodar a forma dos cristais aos esforços aplicados.

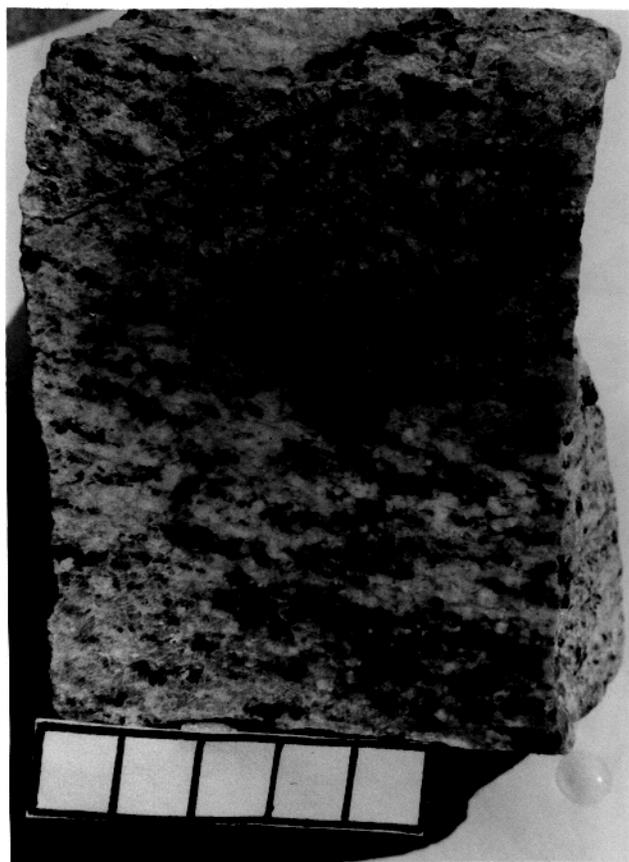
4.5.2.3. Porção Pegmatóide Fortemente Deformada

As porções pegmatóides submetidas à intensa deformação mostram uma foliação conspícua definida pela orientação dos porfiroclastos e pela presença de níveis preferenciais constituídos por material finamente recristalizado. O aspecto macroscópico destas rochas permite classificá-las como "augen" gnaisses (Fig. 46a).

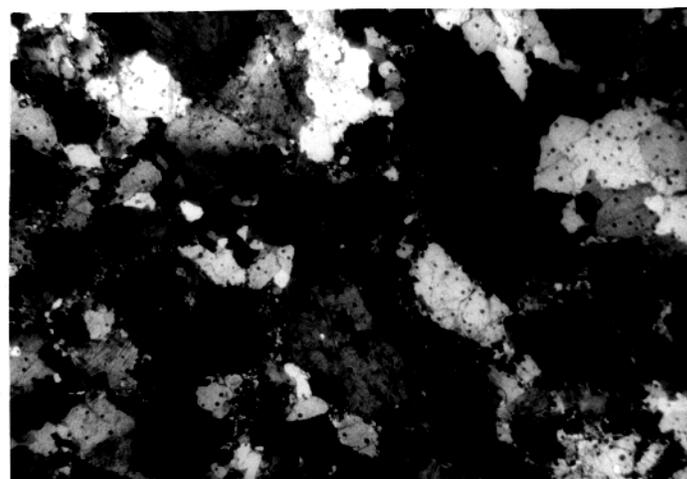
-Quartzo: os cristais primários de quartzo encontram-se totalmente recristalizados e transformados em agregados alongados ("ribbons") paralelamente à foliação (Fig. 46b). Os novos grãos constituintes destes agregados são tipicamente poligonais a retangulares e seus limites são retos a serrilhados. O comportamento do quartzo nesta etapa assemelha-se em muito aquele descrito por Wilson (1980) em rochas pegmatóides deformadas.

Em alguns "ribbons" pode haver intensa formação de novos grãos, que são alongados e orientados obliquamente à direção da foliação, definindo a existência de uma foliação secundária como a descrita por Simpson (1986), oblíqua à superfície C, definida pela orientação dos "ribbons" e pelos níveis de anfibólios recristalizados (Fig. 38). Também é importante destacar que a heterogeneidade da deformação imposta sobre tais rochas é evidenciada pela presença, em uma mesma seção delgada, de bandas alternadas, nas quais a diminuição dos grãos resultou da recristalização dinâmica intensa e heterogênea, gerando níveis cuja granulação é extremamente fina, intercalados com bandas de granulação relativamente maior (Fig. 46b). Nos neoblastos que constituem alguns "ribbons", podem ser descritas feições como extinção ondulante, bandas de deformação, bem como a nova formação de subgrãos/novos grãos.

Localmente, formam-se agregados de grãos recristalizados, dispostos assimetricamente ao redor de porfiroclastos de feldspato potássico, caracterizando sombra de pressão em que, com certa dificuldade, pode-se obter o sentido de movimentação.



45a



45b 1 mm

Figura 45a - Amostra de porção pegmatóide com uma foliação marcante caracterizada pela orientação preferencial de cristais de anfíbólio dispostos em níveis preferenciais (escala 5 cm). Figura 45b) Fotomicrografia (nicol X) da mesma amostra. Neste estágio há início da recristalização das bordas dos minerais os quais apresentam estrutura tipo núcleo e manto de modo mais penetrativo. A orientação preferencial também é melhor definida através da disposição dos cristais de anfíbólio.

Com o aumento da deformação, verifica-se marcante redução do tamanho dos grãos, gerando uma matriz milonítica, envolvendo os porfiroclastos residuais, caracterizando uma distribuição bimodal da granulação.

-Feldspato potássico: os cristais reliquiares geralmente ocorrem na forma de porfiroclastos dos tipos "ribbon" ou globulares, geralmente possuem extinção ondulante, moderada a fraca, localmente evoluindo para "kink bands", em cujos limites podem ser desenvolvidos subgrãos. Em cristais relictos são muito freqüentes as pertitas em chama, cuja origem é interpretada como sendo relacionada à deformação (Debat et al., 1978).

Em amostras de mão e na escala microscópica pode-se verificar "pulling apart" de megacristais de feldspato potássico, evidenciando que, em alguma extensão, estes porfiroclastos comportaram-se rutilmente. As fraturas desenvolvidas nestes cristais são preenchidas por quartzo.

Os neoblastos possuem granulação fina, formas poligonais, limites retilíneos bem definidos, a levemente curvos, e unidos por pontos tríplexes. A distribuição destes grãos recristalizados ocorre nas bordas de cristais primários ou em níveis preferenciais orientados paralelamente à foliação.

A morfologia e dimensão dos subgrãos são semelhantes àquelas dos neoblastos, sugerindo que o mecanismo de recristalização foi controlado por rotação de subgrãos (Vernon, 1975; Vernon et al., 1983; White et al., 1980). Os subgrãos estão distribuídos preferencialmente em limites de "kink bands", em locais de rompimento de porfiroclastos, ou em limites de grãos originais, onde há gradação entre subgrãos e novos grãos.

-Plagioclásio: a forte recristalização causou a diminuição da quantidade dos porfiroclastos, os quais apresentam formas globulares e em "ribbons" orientados. Feições como extinção ondulante e "kink bands" são melhor desenvolvidas nos porfiroclastos globulares devido ao fato de que no momento da deformação tais cristais não deveriam apresentar orientações favoráveis para acomodarem-se ao fluxo. Seus planos (010) deveriam formar baixos ângulos com a direção de encurtamento.

Os neoblastos são finos, poligonais, com limites retos e junções tríplexes. Seus limites com os hospedeiros são levemente denteados e as orientações óticas dos neoblastos variam consideravelmente com relação aos porfiroclastos adjacentes.

Comparativamente ao estágio anterior, os grãos recristalizados são, quantitativamente, mais importantes estando distribuídos tanto na matriz, juntamente com neoblastos de feldspato potássico e quartzo, como em níveis preferenciais ou, ainda, ao redor de porfiroclastos (Fig. 46b).

Localmente, os grãos recristalizados têm extinção levemente ondulante. As maclas destes novos grãos são albita e raramente periclina. Parece ter havido nesta rocha a mesma mudança composicional dos grãos originais para os recristalizados (An_{10}), verificada no estágio anterior.

-**Anfibólio:** os grãos primários de anfibólio, neste estágio, são reduzidos em tamanho e em quantidade, como efeito da recristalização. Há forte orientação destes cristais relictos de anfibólio (porfiroclastos em "ribbon"), embora também tenham sido observados porfiroclastos globulares, pouco orientados.

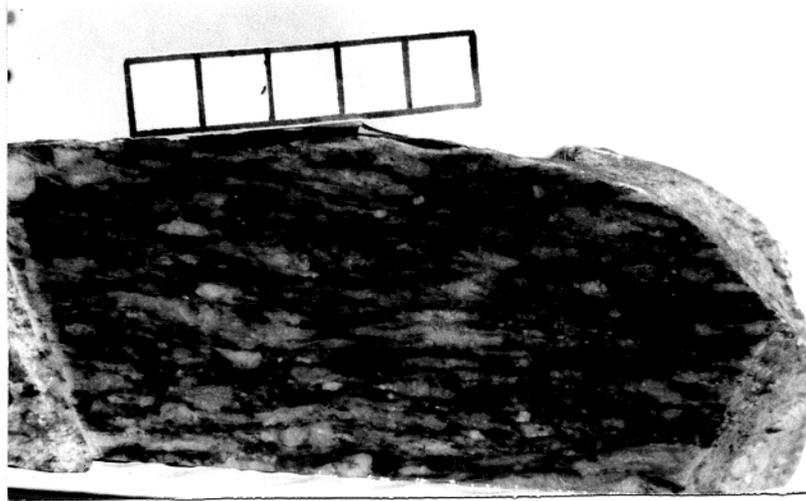
Muitos porfiroclastos de anfibólio mostram-se moderadamente fraturados e bordas localmente recristalizadas. Os grãos recristalizados são anédricos, inequigranulares, e sua distribuição dá-se ao longo de finos níveis preferenciais e de esteiras dispostas assimetricamente ao redor de porfiroclastos. Localmente acompanham porfiroclastos de anfibólio grãos alinhados de titanita com núcleos de opacos.

A deformação heterogênea também traduz-se na presença de níveis de grãos de anfibólio extremamente finos ao lado de níveis com neoblastos relativamente maiores. Estes níveis sofrem ondulações e adelgaçamento quando da presença de porfiroclastos de feldspatos.

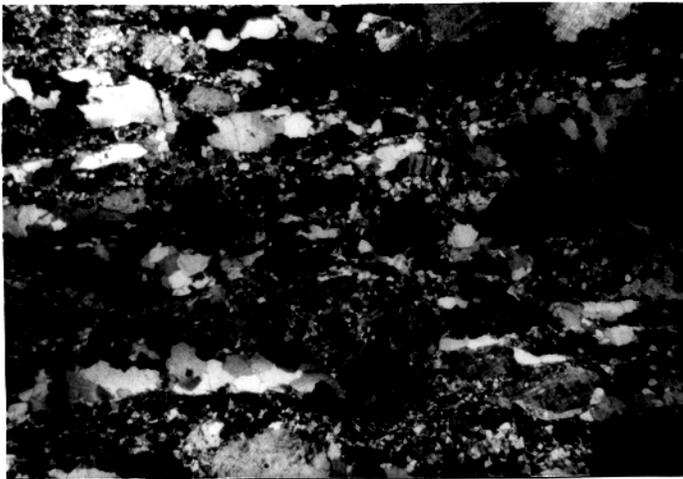
A presença de simplectitos (ver petrografia) nas bordas do anfibólio é mais constante neste estágio relativamente ao estágio anterior.

4.5.3. Mecanismos de Deformação

Uma quantidade expressiva de trabalhos tem tratado da deformação natural e experimental de minerais. Entretanto, foi com o estudo dos materiais metalúrgicos e cerâmicos que os mecanismos da deformação passaram a ser melhor entendidos. Em muitos destes trabalhos têm sido descritas as microestruturas separadamente para minerais diferentes, empregando-se métodos óticos e de microscopia eletrônica de transmissão, no intuito de uma caracterização pormenorizada das microestruturas. Diversos autores têm conseguido fazer ótimas correlações entre as microestruturas e os mecanismos de deformação.

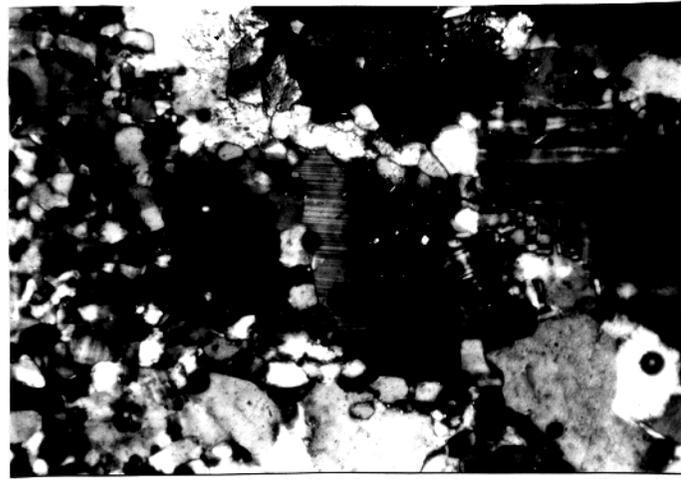


46a



46b

1 mm



46b

1 mm

Figura 46a) "Augen" gnaiss resultante de intensa deformação dúctil de frações pegmatóides com anfibólio mostrando aspecto levemente ondulante e anastomótico da foliação milonítica, a qual é definida pela orientação preferencial dos megacristais de feldspato potássico e dos finos níveis de material recrystalizado (escala 5 cm). Figura 46b) Fotomicrografia (nicol X) da mesma amostra em seção paralela à lineação e perpendicular à foliação. Neste estágio nota-se marcante e heterogênea recrystalização dinâmica dos minerais, além de expressiva orientação preferencial. Observa-se também a presença de "ribbons" de quartzo. Figura 46c) Fotomicrografia de "augen" gnaiss mostrando formação de novos grãos de plagioclásio desenvolvidos em limites de "kink bands" de cristal de plagioclásio.

Na ausência de estudos de microscopia eletrônica, os mecanismos de deformação, atuantes durante a milonitização das rochas estudadas neste trabalho, serão deduzidos unicamente a partir de feições microestruturais vistas no microscópio ótico e de comparações com dados obtidos por outros autores. As diferentes microestruturas encontram-se sumarizadas na figura 47.

-Quartzo: a evolução microestrutural dos grãos de quartzo no Gnaiss Estrela envolveu as seguintes etapas: 1) extinção ondulante; 2) bandas de deformação, 3) subgrãos; 4) novos grãos; 5) extinção ondulante de novos grãos. As etapas 2 e 3 são acompanhadas por alongamento do grão original, podendo evoluir para "ribbons" na etapa 2, 3 e 4 (White, 1977). O início da formação de novos grãos é localizada de modo preferencial em limites de grãos, originando a estrutura em manto e núcleo (Tullis et al., 1973; White, 1977, 1979; White & Mawer, 1986). Com o prosseguimento da deformação há recristalização total dos grãos antigos e, ainda, recristalização adicional dos novos grãos.

Durante os estágios 1 e 2, os mecanismos atuantes estão basicamente associados à recuperação, quando haverá diminuição da quantidade de "dislocations". Este processo de recuperação é controlado por mecanismos de "climb", o qual é responsável pela movimentação não conservativa de "dislocations", produzindo subgrãos (White, 1977).

Os limites retos ou levemente curvos de subgrãos/novos grãos e a forma poligonal destes podem evidenciar deslizamento de limites de grãos, com movimento de um grão relativamente ao grão adjacente, favorecendo o comportamento plástico (White, 1979).

Nos estágios mais avançados, os subgrãos dão lugar aos novos grãos. Quando estes apresentam formas e dimensões similares às daquelas dos primeiros, os mecanismos de recristalização devem estar relacionados à rotação de subgrãos (White, 1977; Dell'Angelo & Tullis, 1989), ou, alternativamente, envolver migração de limites de grão e processo difusos (White, 1975; Tullis, 1983; Jensen & Starkey, 1985). No caso do Gnaiss Estrela parecem ser mais efetivos os mecanismos de rotação de subgrãos, pois é verificada a condição de semelhança de dimensões e forma de subgrãos e neoblastos. Entretanto, não deve ser descartada a hipótese da participação, ainda que subordinada, de mecanismos de deformação relacionados à migração dos limites de grãos.

Gnaisses Monzograníticos			
	Rocha pouco deformada	Rocha moderadamente deformada	Rocha muito deformada
Quartzo	Extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos, novos grãos localizados.	Extinção ondulante, bandas de deformação, recristalização intensa, redução de tamanho e orientação preferencial marcante.	Grãos relictos são raros, matriz ultramilonítica, orientação preferencial marcante
Feldspato potássico	Pertita tectônica, extinção ondulante, subgrãos, raros novos grãos.	Orientação preferencial, pertitas tectônicas, novos grãos em textura manto e núcleo, redução da granulação.	Porfiroclastos são raros, pertitas tectônicas, extinção ondulante, "kink bands", mirmequita sintectônica, granulação fina.
Plagioclásio	Extinção ondulante, fraturamento, "kink band".	Fraturamento, extinção ondulante, "kink band", novos grãos em textura manto e núcleo. Orientação preferencial moderada.	Extinção ondulante, "kink band", recristalização intensa. Orientação preferencial.
Anfibólio	Fraturamento, leve orientação preferencial.	Novos grãos, orientação preferencial moderada	Forte recristalização gerando novos grãos.
Biotita	Raro fraturamento	Raro fraturamento, extinção ondulante, "kink band", orientação preferencial.	Recristalização e orientação preferencial fortes.

Rochas pegmatóides			
	Rocha não foliada	Rocha Foliada	Rocha muito foliada
Quartzo	Extinção ondulante, subgrãos, novos grãos.	Extinção ondulante, bandas de deformação, neoblastos. Orientação preferencial moderada.	Extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos, recristalização intensa e "ribbons".
Feldspato potássico	Extinção ondulante, pertitas tectônicas, "kink band", mirmequitas sintectônicas, novos grãos.	Subgrãos, "kink band" local. Fraca orientação preferencial. Novos grãos formando textura manto e núcleo.	Extinção ondulante forte, Orientação preferencial marcante, recristalização intensa gerando neoblastos.
Plagioclásio	Extinção ondulante, "kink band" localizado e incipiente formação de neoblastos.	Extinção ondulante, "kink band" localizado, novos grãos formando textura manto e núcleo. Fraca orientação dos clastos.	Clastos orientados, com extinção ondulante, "kink band" e forte recristalização.
Anfibólio	Fraturamento e recristalização localizada.	Fraturamento e marcante orientação preferencial. Recristalização das bordas de clastos.	Forte orientação preferencial, redução de granulação e recristalização intensa.

Figura 47 - Quadro resumindo a evolução microestrutural do Gnaisse Estrela

-Plagioclásio: o entendimento das propriedades reológicas dos feldspatos e dos mecanismos de deformação atuantes sobre eles é de grande importância, pois este mineral representa 51% da crosta. Portanto, o comportamento deste mineral e o seus mecanismos de fluxo são muito similares ao da crosta como um todo (Tullis, 1979, in Olsen e Kohlstedt, 1985).

A mesma evolução gradativa das microestruturas, verificada nos grãos de quartzo, foi observada nos cristais de plagioclásio. Entretanto, no plagioclásio, as várias feições começam a ser produzidas em estágios mais avançados, relativamente ao quartzo; ou seja as condições de ductibilidade são alcançadas mais prontamente nos cristais de quartzo do que nos feldspatos.

Para Olsen & Kohlstedt (op. cit.) as feições microestruturais análogas presentes no quartzo e no plagioclásio têm um mesmo significado geológico. Deve-se ressaltar, contudo, que quando tais feições começam a ser formadas nos feldspatos, já são marcantes no quartzo.

Para que se entenda o desenvolvimento, muitas vezes heterogêneo, das microestruturas em plagioclásio de uma mesma lâmina, deve-se atentar para os aspectos cristalográficos deste mineral e para a sua morfologia. A presença ou não de determinadas microestruturas em plagioclásio está relacionada com a orientação original dos cristais em relação às direções de compressão e estiramento.

Os cristais orientados favoravelmente com relação a estas direções poderão dispor-se orientados paralelamente à foliação, auxiliando a defini-la. A morfologia dos cristais de plagioclásio faz com que os seus planos (010) tenham tendência a orientar-se paralelamente à direção da foliação (Borg & Heard, 1971, in Vernon, 1975; Olsen & Kohlstedt op cit.; Ji et al, 1988; Ji & Mainprice, 1990). Os cristais sem esta orientação apresentarão, geralmente, extinção ondulante, curvamento das maclas e, localmente bandas de deformação (Seifert, 1965).

Com o aumento da intensidade da deformação nota-se uma tendência de os cristais de plagioclásio ocorrerem como novos grãos ou, subordinadamente, como porfiroclastos em "ribbon". Nesta fase os processos de recristalização são predominantes (Olesen, 1987).

Da mesma forma que no caso dos grãos recristalizados de quartzo, acredita-se que os neoblastos de plagioclásio formaram-se por rotação de subgrãos. Todavia, não deve ser descartada a possibilidade de que a recristalização tenha sido auxiliada por mecanismos de migração de limites de grãos.

Todas as feições e mecanismos, acima referidos, evidenciam que, durante o desenvolvimento do cisalhamento, o comportamento do plagioclásio foi preponderantemente dúctil.

-**Feldspato potássico:** as diversas feições presentes no feldspato potássico mostram que, durante a deformação, este mineral comportou-se ductilmente (Debat et al., 1978; Vidal et al, 1980; White et al., 1980; Tullis, 1983).

Também é verificada uma evolução microestrutural progressiva para o feldspato potássico com a recuperação precedendo a recristalização, e gerando, respectivamente, subgrãos e neoblastos. Tullis e Yund (1977, in Tullis 1983) observaram o mesmo comportamento em feldspato potássico e oligoclásio deformados experimentalmente.

Nos estágios intermediários entre as rochas pouco deformadas e as totalmente recristalizadas, observou-se que o desenvolvimento de estruturas deformacionais ocorre mais prontamente no feldspato potássico que no plagioclásio. A mesma evolução foi verificada por outros autores (Debat et al., 1978; Etheridge e Wilkie, 1981, in Tullis, 1983; Vernon, 1983).

Segundo Tullis (op. cit.), a recuperação é um processo verificado em altas temperaturas e seu desenvolvimento seria controlado por "cross slip" e "dislocation climb". Os processos de recuperação favoreceriam a migração de defeitos intracristalinos e, conseqüentemente, a propagação de planos do cristal. Tais mecanismos são chamados de deslizamento de limites de grãos e sua importância está relacionada ao fato de contribuírem para o aumento da ductibilidade global da rocha.

Quanto aos mecanismos de recristalização do feldspato potássico, existem algumas controvérsias. Tullis (op. cit.) entende que a recristalização dinâmica é favorecida principalmente por rotação de subgrãos a altas temperaturas, quando a recuperação é mais fácil, e por migração de limites a baixas temperaturas. Por outro lado, Vidal et al. (1980) são mais favoráveis à hipótese que envolve a migração dos limites do grão como fator responsável pela recristalização.

Os processos discutidos acima funcionam no sentido da diminuição da energia intracristalina, permitindo que sejam atingidas condições de ductibilidade com maior facilidade. Quando essas condições são atingidas com a participação conjunta e importante de recuperação e recristalização, acredita-se que há o favorecimento do fluxo dúctil, o qual seria promovido por "dislocation creep". Porém tais processos somente podem ser melhor avaliados pela utilização de microscópio eletrônico de transmissão.

A presença de mecanismos de recuperação e recristalização faz-se necessária na medida em que, durante os esforços cisalhantes, os grãos originais passam a acumular defeitos, aumentando a energia intracristalina e a quantidade de "dislocations". A recristalização é precedida pela recuperação, porém ambos mecanismos podem atuar conjuntamente contribuindo para a redução desta energia acumulada (White, 1977).

Em estágios avançados da deformação e "stress" elevado, podem ser criadas condições de fluxo plástico, gerando mecanismos de recristalização cíclica, com redução da granulação e deslizamento dos limites do grão (White, 1979). Isso facilitaria o comportamento dúctil das rochas envolvidas. Estes processos parecem ter sido importantes nas rochas do Gnaiss Estrela que foram mais intensamente deformadas.

Quando a recristalização dinâmica é total, o produto final será uma rocha de granulação fina e equigranular, na qual se observa forte tendência para a formação de uma matriz homogênea (Bell & Etheridge, 1973). A formação desta matriz penetrativa também é um critério disponível para demonstrar a superplasticidade (White, 1977). Exemplos de matriz homogênea foram encontrados em diversas amostras do Gnaiss Estrela que sofreram total recristalização.

Com base em critérios microestruturais, tem-se discutido a aplicação do termo milonito para as rochas deformadas (White et. al., 1980; Tullis et al., 1982; Mawer, 1986). Segundo estes autores os milonitos devem ser gerados em zonas de cisalhamento dúctil, nas quais atuaram processos intracristalinos, tais como: "dislocation" e "diffusion creep", recobrimento e recristalização/"neomineralization" dinâmicos, plasticidade cristalina, etc. Sendo resultante dos processos acima citados, os milonitos devem, na maioria das vezes, ser constituídos por uma matriz de granulação fina, envolvendo ou não porfiroclastos, e possuírem orientação preferencial de forma e de fábrica. As classificações das rochas miloníticas têm atentado, principalmente, para a proporção de material recristalizado em relação ao material reliquiar (Higgins, 1971; Sibson, 1977; Takagi, 1986).

Desta forma, na gradação observada dentro do Gnaiss Estrela, em que ocorrem termos pouco deformados até totalmente recristalizados, podem, perfeitamente, ser encontrados protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, resultantes da deformação dúctil.

4.6. Estruturas Rúpteis

Após a instalação das zonas de cisalhamento dúctil as rochas da área estudada foram submetidas à deformação rúptil traduzida por fraturas e falhas.

As fraturas apresentam-se com grande frequência na quase totalidade dos afloramentos visitados. Na figura 48 são mostradas as atitudes predominantes destas estruturas, as quais, na maioria das vezes, possuem ângulos elevados de mergulho. Estas estruturas apresentam, geralmente, preenchimentos de quartzo, clorita e, de modo muito localizado, concentrações centimétricas de biotita ou magnetita.

As falhas são caracterizadas por movimentos direcionais, decimétricos a métricos, os quais são melhor visualizados quando veios aplíticos ou pegmatíticos são deslocados (Fig. 49). Não há produção considerável de rochas cataclásticas, ao menos nos afloramentos visitados, embora localmente o fraturamento possa ser marcante.

Em algumas exposições estes esforços rúpteis são traduzidos por fraturas escalonadas (Fig.50) ou por duplexes transcorrentes de dimensões decimétricas.

Microscopicamente, a deformação rúptil é definida por finas descontinuidades preenchidas por clorita, epidoto, quartzo, estilpnomenlano (Fig.40b). Próximo a estas fraturas há quebraimento de grãos e alteração de alguns minerais. Os cristais de plagioclásio podem mostrar-se mais saussuritizados e, localmente, podem sofrer microfalhamentos, revelados por pequenos deslocamentos de suas maclas albita.

Os cristais de anfibólio respondem a esta deformação fraturando-se de modo mais penetrativo e alterando-se parcialmente para clorita, opacos e estilpnomelano. Quando a atividade hidrotermal é mais acentuada, nota-se alteração completa dos cristais de anfibólio, os quais são transformados em agregados de clorita e cristais subédricos de opacos.

Os cristais de biotita também sofrem graus variados de cloritização e, em alguns casos, são substituídos por lamelas fusiformes de quartzo, opacos e estilpnomelano, as quais se dispõem paralelamente às suas clivagens.

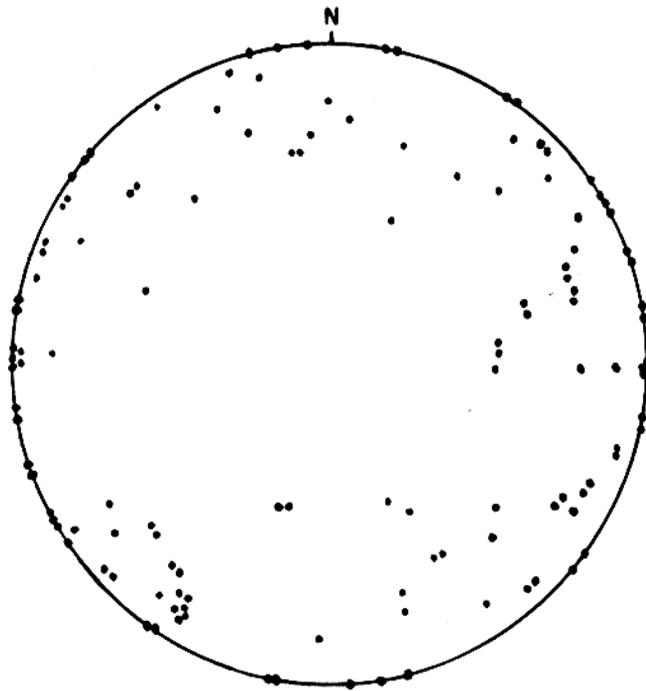


Figura 48 - Estereograma com projeções polares de fraturas no Gnaiss Estrela, mostrando grande variação nas direções das fraturas, as quais possuem geralmente altos ângulos de mergulho



Figura 49 - Falha de pequeno rejeito em rochas do Gnaiss Estrela deslocando veios pegmatóides.



Figura 50 - Fraturas escalonadas em rochas do Gnaiss Estrela.

5. METAMORFISMO

A determinação do metamorfismo de rochas granitóides nem sempre é fácil porque, muitas vezes, elas não exibem paragêneses mineralógicas diagnósticas das condições de temperatura e pressão reinantes durante a milonitização. No entanto, são possíveis estimativas razoáveis a partir do exame das microestruturas presentes.

Nas rochas do Gnaiss Estrela, conseguiu-se caracterizar várias feições microestruturais que, de acordo com muitos autores, somente podem ser desenvolvidas sob condições de temperatura superiores a 500°C-550°C (White et al., 1980; Tullis, 1983; Gapais, 1989). Nestas condições são favorecidos, por exemplo, os mecanismos de recuperação e recristalização dos minerais. Quando estes mecanismos atuam sobre minerais como plagioclásio e feldspato potássico, os mesmos comportam-se ductilmente, indicando cisalhamento sob temperaturas elevadas (Tullis, 1983; Olsen e Kohlstedt, 1985; Behrmann & Mainprice, 1987; Ji & Mainprice, 1990).

Nas variedades petrográficas com hornblenda e que sofreram forte deformação, este mineral ocorre parcial ou totalmente recristalizado, formando níveis de finos neoblastos. O mesmo verifica-se, parcialmente, em rochas com piroxênio envolvidas pela milonitização. A neoformação da hornblenda, descrita também por Jensen & Starkey (1985), ratifica a estimativa feita com base nos feldspatos no que concerne ao grau médio do metamorfismo.

Com o aumento da intensidade da milonitização são verificadas com maior frequência certas transformações parciais de alguns minerais. Nas rochas com hornblenda e opacos, estes minerais podem ter suas bordas substituídas, parcialmente, por titanita. Segundo Barrière e Cotten (1979), estas reações seriam processadas em temperaturas superiores a 550°C, confirmando as evidências obtidas anteriormente, de que as temperaturas de metamorfismo situaram-se no fácies anfíbolito. Podem, portanto, ser estimadas temperaturas entre 550 e 600°C para o metamorfismo das rochas dominantes no corpo gnáissico. A ausência de feições relacionadas à anatexia nas rochas estudadas permite dizer que as

condições de metamorfismo provavelmente não foram superiores às estipuladas acima, ou seja, a deformação deve ter sido processada em condições de metamorfismo dentro dos limites do fácies anfibolito.

Localmente, a hornblenda de rochas deformadas sofre em suas bordas leve substituição para biotita. Isto indica que, em quantidades e distribuição muito limitadas, houve aporte de fluido (água) no sistema durante a instalação das zonas de cisalhamento.

A determinação precisa das condições de pressão, reinantes durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil, nem sempre é um problema fácil de ser resolvido. Entretanto, informações indiretas podem ser obtidas a partir de diagramas que correlacionam temperatura e pressão (Turner, 1968; Winkler, 1979) ou, ainda, que consideram o comportamento reológico dos materiais (Scholz, 1988). Uma melhor caracterização da pressão durante a deformação de rochas quartzo-feldspáticas deve ter como suporte dados experimentais. Segundo Scholz (op. cit.) os feldspatos assumem um comportamento dúctil em profundidades superiores a 22 Km e a temperaturas maiores que 450°C. Sob tais condições, a pressão confinante seria de aproximadamente 7 Kb. Winkler (op. cit.) refere-se a um intervalo de pressão muito amplo para o metamorfismo "dinamotermal".

Atentando-se para as condições de metamorfismo e de ductibilidade dos minerais, assumidas como presentes durante a deformação dos protólitos do Gnaiss Estrela, podem ser inferidas pressões da ordem de 3 a 6 Kb, o que equivaleria a um intervalo de profundidade de 10 a 18 Km.

Quando outras litologias são envolvidas nos mesmos processos tectonotermiais, as condições de metamorfismo podem ser obtidas de modo indireto. Os anfibolitos das encaixantes do Gnaiss Estrela, localizados a sul deste corpo, apresentam texturas miloníticas/ultramiloníticas fortemente desenvolvidas. Esta deformação é interpretada como sendo contemporânea ao processo responsável pela gnaissificação dos protólitos do Gnaiss Estrela. Tal evento está relacionado à instalação dos sistemas transcorrentes e oblíquos presentes na região. As rochas de composição anfibolítica apresentam texturas de total recristalização dinâmica, estiramento e orientação preferencial de cristais de plagioclásio (An₆₃) e anfibólio. (Brown et al., 1980; Jensen & Starkey, 1985).

Intercalados aos anfibolitos são descritos granada-biotita-plagioclásio-anfibólio gnaisses e quartzo-plagioclásio-biotita-granada gnaisses, nos quais são nítidas as evidências de crescimento sintectônico dos cristais de granada. Finalmente, são encontradas, em menor quantidade, rochas ultramiloníticas constituídas por microclina, quartzo e biotita vermelho acastanhado que sugerem condições de temperaturas elevadas. Com este quadro petrográfico parece confirmar-se o metamorfismo de fácies anfibolito estimado para as rochas envolvidas nas zonas de cisalhamento dúctil.

6. GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS

Este capítulo tem como finalidade a apresentação dos dados referentes às análises químicas dos elementos maiores e traços do Gnaiss Estrela, visando o seu estudo geoquímico. Para tal, foram selecionadas vinte amostras não alteradas dos gnaisses, respeitando a sua variação faciológica, bem como a representatividade e a distribuição de cada fácies dentro da porção estudada do corpo. Na tabela 2 são fornecidos os resultados das análises químicas efetuadas e as respectivas normas CIPW.

6.1. Elementos maiores

Para a análise do comportamento dos elementos maiores nas diferentes variedades petrográficas do Gnaiss Estrela optou-se pela utilização dos diagramas de Harker (Fig. 51).

Os teores de sílica do Gnaiss Estrela são elevados (Tabela 2), tendo como valor máximo 75,06%, que corresponde a uma amostra de biotita gnaiss monzogranítico, ao passo que o valor mínimo é de 66,95%, cabendo a uma amostra da fração pegmatóide, relativamente pobre em quartzo. Nos diagramas de Harker (Fig. 51) verifica-se uma nítida superposição entre os valores deste elemento nas principais variedades petrográficas.

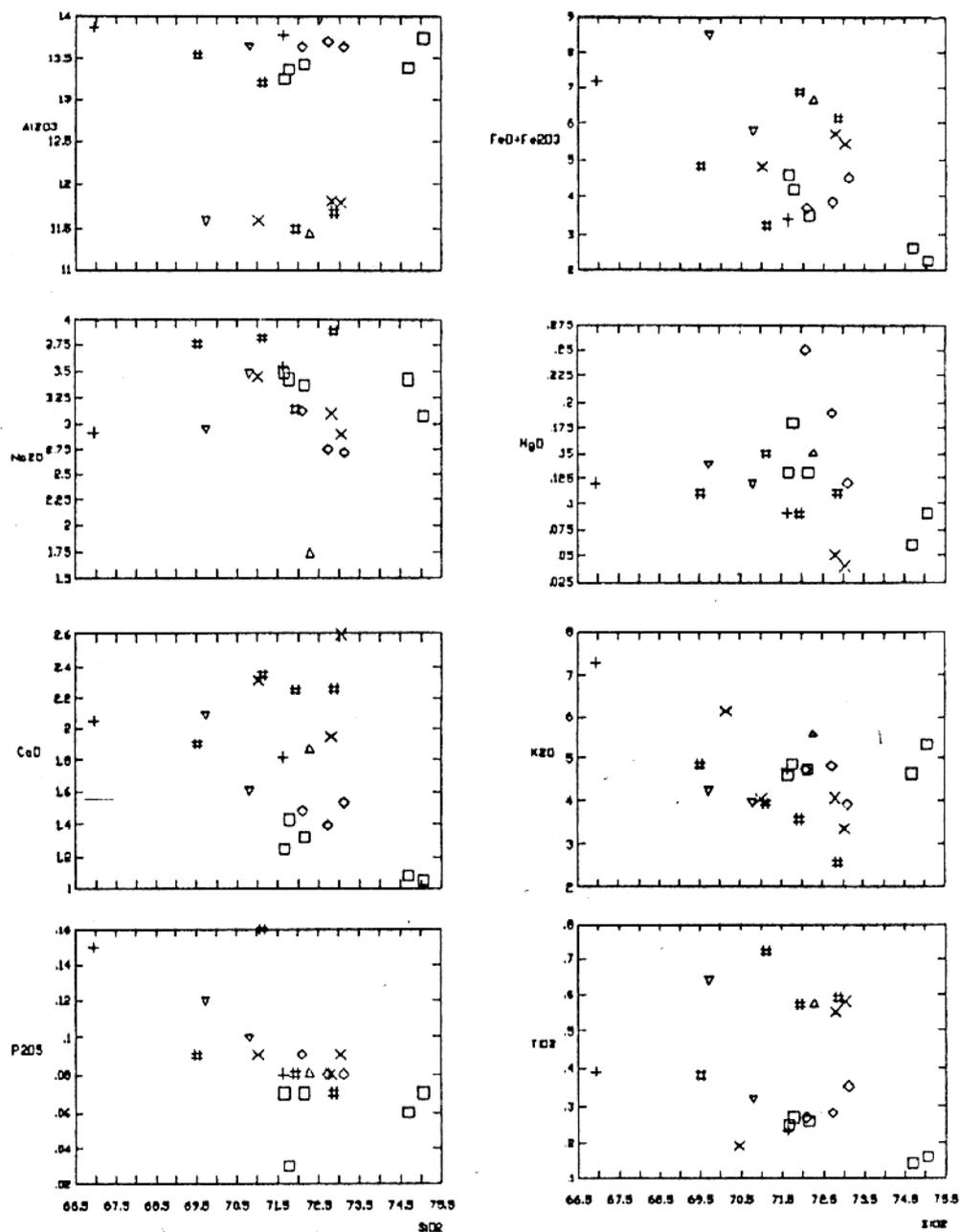
Admitindo-se uma origem ortoderivada para os gnaisses em estudo, o comportamento da sílica nas suas diversas variedades não poderia ser explicado simplesmente por um processo de diferenciação magmática, pois neste caso a sílica deveria crescer das variedades com piroxênio, para aquelas com hornblenda e dessas para aquelas com biotita. É muito provável que a atuação dos processos deformacionais tenha causado uma maior mobilidade da sílica, modificando de modo significativo os seus teores em relação aos dos protólitos. O fato de as amostras de piroxênio-hornblenda gnaisses monzograníticos apresentarem teores excepcionalmente altos de quartzo modal parece confirmar a mobilidade da sílica nas amostras estudadas. Além do aspecto mencionado, deve ser igualmente considerada a hipótese de que os protólitos, mesmo se de origem ígnea, não representassem produtos de diferenciação de um único líquido magmático.

Tabela 2 - Dados químicos do Gnaiss Estrela

	BIOTITA MONZOGRANITO GNAISSE					ANFIBÓLIO-BIOTITA MONZOGRANITO GNAISSE			BIOTITA-HORNBL. MOZOGRANITO GNAISSE	
	II22	IV74	IV77	CRN33B	CN33A	CN40	VI18	CN100	CN104	VI62*
SiO ₂	71,78	72,16	74,69	75,06	71,67	73,12	72,10	72,74	70,81	69,73
Al ₂ O ₃	13,37	13,42	13,38	13,74	13,25	13,64	13,64	13,69	13,65	11,60
Fe ₂ O ₃	1,43	1,40	1,19	0,51	1,12	1,67	1,09	1,33	2,12	3,92
FeO	2,72	2,08	1,44	1,79	2,83	2,83	2,59	2,51	3,69	4,57
MgO	0,18	0,13	0,06	0,09	0,12	0,12	0,25	0,19	0,12	0,14
CaO	1,43	1,32	1,08	1,05	1,25	1,53	1,48	1,39	1,61	2,09
Na ₂ O	3,42	3,36	3,42	3,07	3,48	2,72	3,12	2,76	3,48	2,96
K ₂ O	4,87	4,76	4,65	5,33	4,58	3,92	4,74	4,83	3,98	4,25
TiO ₂	0,27	0,26	0,14	0,16	0,25	0,35	0,27	0,28	0,32	0,64
MnO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	---	0,02	0,02	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,08	0,10	0,12
P.F.	0,47	0,42	0,16	0,30	0,46	0,36	0,44	0,44	0,68	0,10
TOTAL	1,07	99,40	100,28	101,18	99,68	101,34	99,81	100,26	100,58	100,15
Rb	237	200	223	259	331	287	255	265	131	168
Sr	66	81	55	63	62	64	83	84	95	47
Y	86	65	13	42	88	102	61	50	84	131
Zr	273	260	146	147	210	258	237	217	255	640
Nb	33	29	21	30	35	45	27	28	30	34
Qz	28,61	30,86	34,07	33,13	29,15	37,60	31,14	33,82	29,96	30,81
Or	28,92	28,42	27,45	31,23	27,27	23,17	28,19	28,60	23,55	25,11
Ab	29,08	28,73	28,91	25,75	29,67	23,02	26,57	23,60	29,48	25,04
An	6,79	6,15	4,96	4,71	5,79	7,07	6,80	6,39	7,34	5,82
Cn	-	0,52	0,90	1,17	0,47	2,34	0,91	1,59	0,93	-
Di	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	3,31
Hy	3,82	2,62	1,60	2,82	5,40	3,54	4,09	3,57	4,84	2,76
Ma	2,08	2,05	1,72	0,73	1,64	2,42	1,59	1,93	3,08	5,68
Il	0,52	0,27	0,30	0,48	0,30	0,66	0,52	0,53	0,61	1,22
Ap	0,07	0,15	0,13	0,15	0,15	0,17	0,20	0,18	0,22	0,26

Tabela 2 - continuação

	ROCHAS PEGMATÓIDES		HONBLD. GNAISSE SIENOGRA	HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANÍTICO				PIROX-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANÍTICO		
	CN23A	CRN9	CRN8D	VI11	VIII14	VIII75	VIII76	VIII16	VIII22	VIII82
SiO ₂	66,95	71,64	72,28	69,52	71,13	72,88	71,94	73,05	72,81	71,03
Al ₂ O ₃	13,86	13,77	11,44	13,53	13,21	11,68	11,50	11,58	11,80	11,59
Fe ₂ O ₃	3,00	1,10	2,27	1,81	1,0-8	2,34	2,78	1,86	2,20	1,59
FeO	4,16	2,29	4,37	3,00	2,15	3,81	4,09	3,58	3,51	3,23
MgO	0,12	0,09	0,15	0,11	0,15	0,11	0,09	0,04	0,05	0,04
CaO	2,05	1,81	1,86	1,90	2,35	2,26	2,25	2,60	1,95	2,32
Na ₂ O	2,91	3,54	1,72	3,76	3,82	3,89	3,14	2,90	3,10	3,45
K ₂ O	7,29	4,73	5,56	4,86	3,94	2,58	3,57	3,37	4,07	4,05
TiO ₂	0,39	0,23	0,57	0,38	0,72	0,59	0,57	0,58	0,55	0,59
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,08	0,09	0,16	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09
P.F.	0,46	0,22	0,40	0,36	0,22	0,02	0,12	0,10	0,04	0,08
TOTAL	101,28	99,52	100,73	99,35	98,95	100,17	100,16	99,99	100,22	98,42
Rb	151	94	87	182	144	46	66	108	84	117
Sr	73	151	27	85	166	47	33	126	49	92
Y	155	48	79	90	76	109	118	153	106	404
Zr	80	92	505	376	500	546	631	589	545	564
Nb	33	17	23	34	32	31	31	36	29	38
Qz	17,02	28,17	34,85	24,43	29,24	34,46	34,14	36,73	33,99	31,05
Or	42,70	28,15	32,75	29,02	23,59	15,21	21,09	19,94	24,01	24,42
Ab	24,41	30,17	14,45	32,14	32,74	32,84	26,56	24,57	26,19	29,78
An	3,21	7,78	7,06	5,75	7,36	6,78	6,75	9,19	6,26	4,27
Cn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	5,21	0,65	1,43	2,80	2,94	3,49	3,44	2,79	2,55	6,10
Hy	2,08	2,86	4,87	2,28	0,80	2,57	2,73	2,78	2,60	0,68
Ma	4,31	1,61	3,28	2,65	1,59	3,38	4,03	2,70	3,18	2,35
Il	0,73	0,44	1,08	0,73	1,39	1,12	1,08	1,10	1,04	1,14
Ap	0,32	0,18	0,17	0,20	0,35	0,15	0,17	0,20	0,17	0,20



SÍMBOLOS

- × Piroxênio-hornblenda gnaise monzogranítico
- # Hornblenda gnaise monzogranítico
- Δ Hornblenda gnaise sienogranítico
- ∇ Biotita-hornblenda gnaise monzogranítico
- ◇ Hornblenda-biotita gnaise monzogranítico
- Biotita gnaise monzogranítico
- + Frações pegmatóides com anfibólio

Figura 51 - Diagramas de Harker correlacionando SiO₂ com os outros elementos maiores do Gnaise Estrela. Maiores explicações ver no texto.

No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 51a) distinguem-se dois grupos de amostras, um mais rico em Al_2O_3 , que apresenta teores em torno de 13,5%, e o outro, mais pobre em alumínio, com teores em torno de 11,5%. Existe uma distribuição contrastante dos dois grupos no corpo gnáissico, sendo que aquele mais rico em alumina ocupa a porção central e oeste da área, onde predominam as rochas com biotita ou com biotita e hornblenda em quantidades variáveis. Por outro lado, as amostras correspondentes ao grupo mais pobre em alumina ocorrem na parte leste da área, onde são encontradas as rochas com hornblenda e com hornblenda \pm piroxênio. Um contraste, com base nos teores de alumina, semelhante ao observado nas rochas do Gnaiss Estrela, foi utilizado por Maniar & Piccoli (1989) como um critério para a caracterização de granitos pós-orogênicos.

Este contraste nos teores de Al_2O_3 reflete-se, de modo geral, na presença de coríndon normativo nas amostras ricas em biotita e de diopsídio normativo naquelas amostras ricas em hornblenda (Tabela 2). Entretanto, deve ser ressaltado que, duas amostras de hornblenda gnaiss monzogranítico apresentam valores altos de Al_2O_3 e agrupam-se com as rochas mais ricas em biotita no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$. Essas rochas possuem, no entanto, diopsídio normativo e localizam-se em uma posição intermediária entre os dois grupos acima discriminados, em diversos diagramas discutidos a seguir.

A utilização dos parâmetros de Shand permite classificar os dois conjuntos representados pelas rochas ricas em hornblenda e por aquelas ricas em biotita, como metaluminosas e peraluminosas respectivamente (Fig. 52).

Ao serem lançadas no diagrama A-B de Debon & Le Fort (1988) (Fig. 53), as amostras do Gnaiss Estrela distribuíram-se em dois domínios diferentes, um metaluminoso e um peraluminoso, confirmando a separação fornecida pelo diagrama que utiliza os parâmetros de Shand.

Os teores de ferro são altos e, de modo um pouco menos contrastante que no caso do alumínio, observa-se uma tendência ao maior enriquecimento deste elemento nas rochas metaluminosas, comparativamente ao grupo das rochas peraluminosas (Fig. 51e). Os altos teores de ferro contrastam com os valores muito baixos de MgO (Fig. 51f), sugerindo afinidades geoquímicas com rochas graníticas alcalinas (Anderson et al., 1980; Debon & Le Fort, 1988; Dall' Agnol et al., inédito). Este enriquecimen-

to em ferro pode ser explicado pela natureza das hornblendas (Ver petrografia) e a separação em dois grupos traduz a quantidade maior de máficos nas rochas que têm este mineral como fase máfica dominante (Ver diagrama Q-(A+P)-M).

Analogamente ao ferro, também verifica-se a presença de dois grupos com base nos teores de CaO e TiO₂ (Figs. 51c e 51h), que são mais elevados nas rochas metaluminosas e menores naquelas de natureza peraluminosa. O P₂O₅, embora, de modo menos nítido, tem um comportamento similar a destes óxidos mencionados (Fig. 51d). Os valores de K₂O são algo mais elevados nas rochas peraluminosas, nas frações pegmatóides e no gnaissie sienogranítico (Fig. 51g). Este fato, provavelmente, explica-se pela maior proporção modal de biotita no primeiro caso, e de feldspato potássico nos dois últimos casos.

O Na₂O apresenta valores relativamente homogêneos, havendo, no diagrama de Harker (Fig. 51b), sobreposição das amostras dos dois conjuntos acima discriminados.

Nos diagramas R₁-R₂ (La Roche et al., 1980) (Fig. 54), as amostras do Gnaissie Estrela distribuem-se dentro do campo dos granitos e mostram um "trend" muito similar ao das rochas subalcalinas, análogo àquele observado em granitos anorogênicos da Amazônia (Dall'Agnol et al., inédito). Este diagrama demonstra que os gnaisses estudados não possuem nenhuma afinidade geoquímica com séries cálcico-alcalinas.

Quando utilizado o diagrama de Barker (1979) (Fig. 55), obtém-se uma composição granítica para o Gnaissie Estrela, confirmando, tanto a caracterização feita através do diagrama R₁-R₂, quanto os dados de análise modal.

As baixas razões Mg/(Fe+Mg) são expressas no diagrama Fe+Mg+Ti x Mg/(Fe+Mg) de Debon & Le Fort (1988) (Fig. 56), retratam a tendência alcalina das rochas em questão, as quais se posicionam próximo dos quartzos sienitos. Através deste diagrama também consegue-se distinguir o comportamento do Gnaissie Estrela daquele exibido pelas rochas das associações cálcico-alcalinas, relativamente menos enriquecidas em ferro.

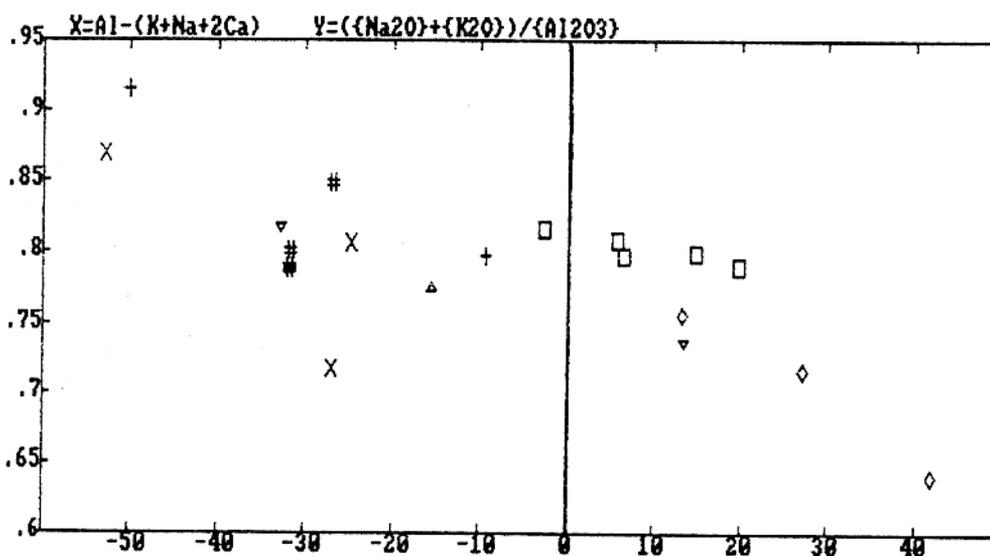


Figura 52 - Diagrama $Al - (K + Na + 2Ca) \times \frac{((Na_2O) + (K_2O))}{(Al_2O_3)}$ (parâmetros de Shand, 1969) no qual se pode discriminar o grupo metaluminoso (variedades com hornblenda \pm piroxênio) e o grupo peraluminoso (variedades com biotita \pm hornblenda) (símbolos como na figura 51).

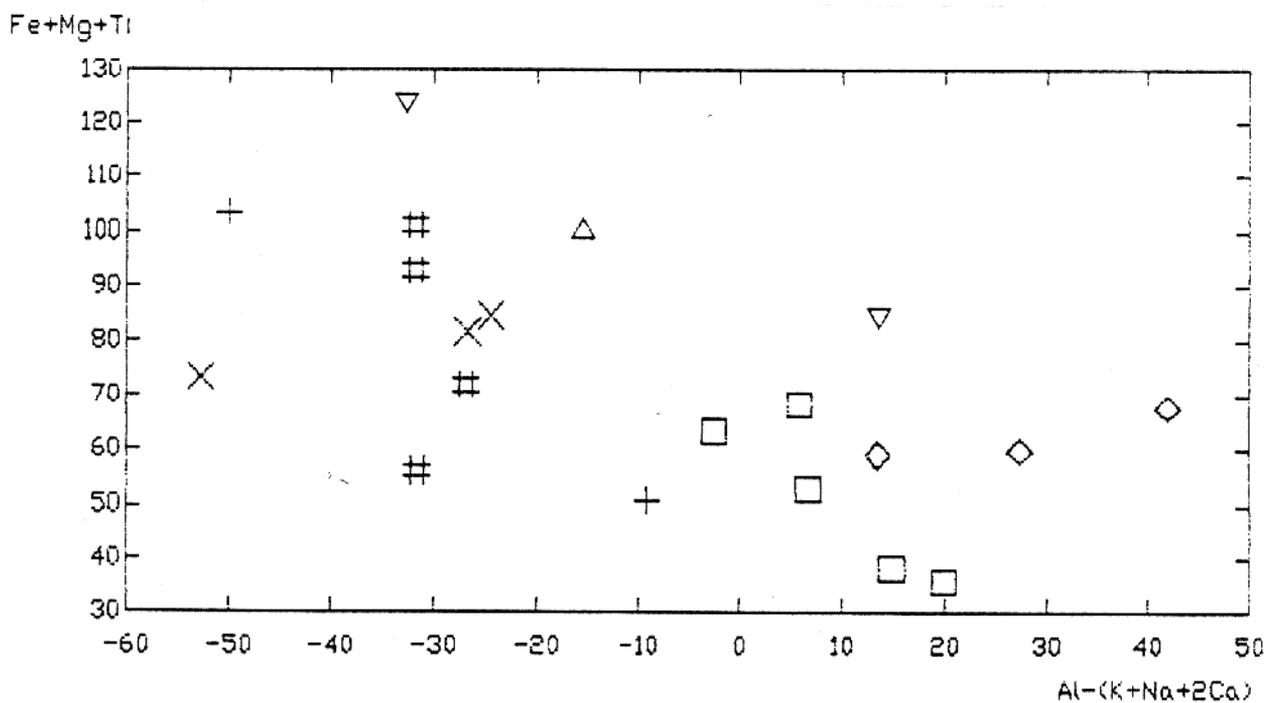


Figura 53 - Diagrama A-B (Debon & Le Fort, 1988) separando os domínios das rochas peraluminosas e metaluminosas, e os domínios caféimicos, alumino-caféimicos e aluminosos. O Gnaiss Estrela posiciona-se dentro dos campos peraluminoso (biotita gnaisses monzogranito) e metaluminoso (hornblenda gnaisses monzogranito) (símbolos como na figura 51).

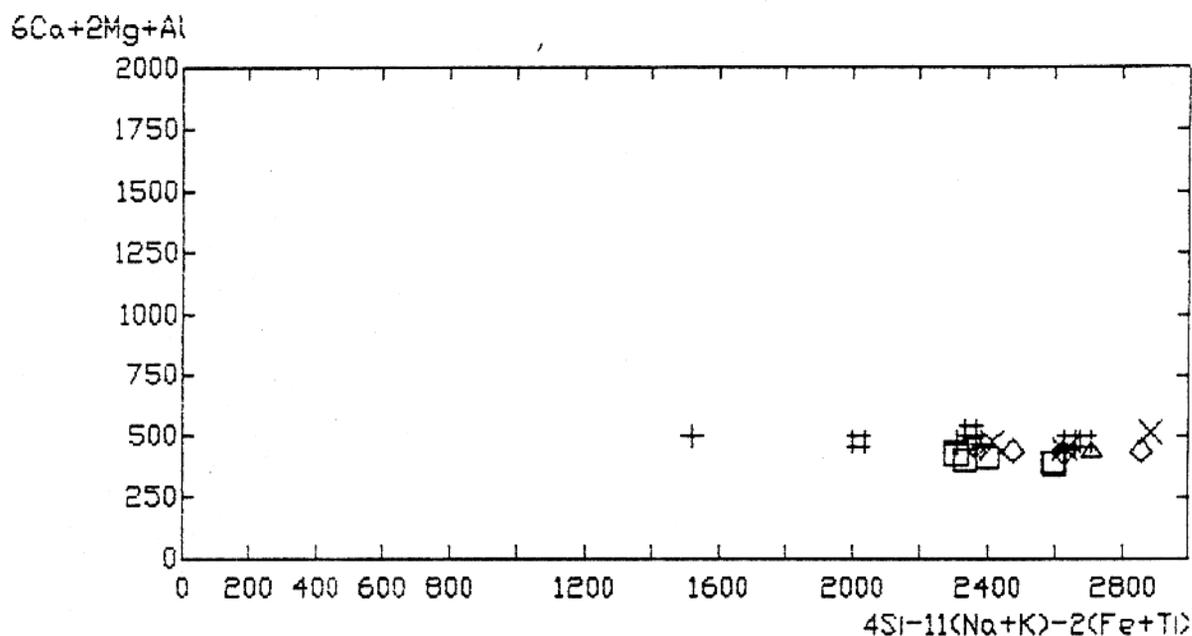


Figura 54 - Diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980) no qual o Gnaiss Estrela ocupa o campo dos granitos, além de apresentar um "trend" similar ao dos granito subalcalinos (símbolos como na figura 51).

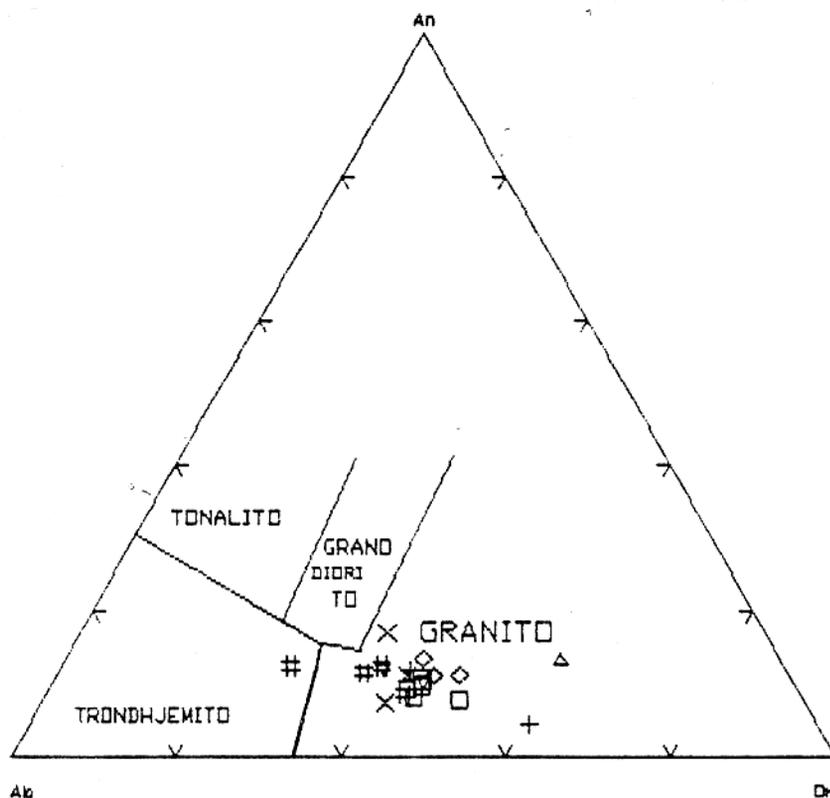


Figura 55 - Diagrama AnxAbxOr (campos cf. Barker, 1979) no qual o Gnaiss Estrela ocupa o campo das rochas graníticas (símbolos como na figura 51).

6.2. Elementos Traços

Os elementos traços analisados (Tabela 2) confirmam ora com nitidez, ora de modo menos claro, a presença de dois grupos de rochas geoquimicamente distintos dentro do Gnaiss Estrela.

O diagrama $Zr+Nb+Y$ x $(FeO+Fe_2O_3)/MgO$ (Fig. 58a) consegue mostrar a existência, nas rochas estudadas, de uma correlação positiva moderada entre tais elementos e a razão indicada, sendo que as rochas metaluminosas são relativamente enriquecidas nesses elementos traços e tendem a apresentar razões $(FeO+Fe_2O_3)/MgO$ mais elevadas. Vale dizer que tal diagrama confirma o caráter rico em ferro dos gnaisses em questão. No diagrama $Zr+Nb+Y$ x $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (Fig. 58b) as amostras analisadas fornecem uma correlação negativa, sendo que as rochas peraluminosas apresentam valores maiores da razão $(K_2O+Na_2O)/CaO$.

Os dois diagramas acima, ao serem comparados com os diagramas de Whalen et al. (1987) (Figs. 58a e 58b), sugerem afinidades geoquímicas entre o Gnaiss Estrela e os granitos do Tipo A. É importante mencionar que estes autores incluíram Ce juntamente aos outros elementos traços e que, caso este elemento tivesse sido analisado no Gnaiss Estrela, as suas amostras seriam deslocadas para a esquerda do diagrama, reforçando as afinidades acima citadas. No diagrama Al_2O_3 x $Y+Nb+Zr$ (Fig. 57) são discriminados dois grupos de amostras de maneira muito nítida. Um deles compreende as rochas ricas em alumina e relativamente empobrecidas nesses elementos traços; o outro grupo engloba as rochas metaluminosas, com exceção de duas amostras de hornblenda gnaiss monzogranítico que, embora sendo metaluminosas, apresentam valores altos de alumina.

A comparação dos teores de Zr e Y com os teores de CaO , TiO_2 , Al_2O_3 e $FeO+Fe_2O_3$ (Fig. 59), também conduzem no sentido da discriminação de dois grupos de rochas. Aquelas metaluminosas mostram-se comparativamente mais enriquecidas em Zr e, em menor grau, Y que as peraluminosas. No caso do Zr, há correlação positiva com CaO , TiO_2 e $FeO+Fe_2O_3$ e correlação negativa com Al_2O_3 . Os dados referentes ao Zr podem traduzir a frequência maior ou menor de zircão nas amostras estudadas, pois este mineral, além de ser uma fase de cristalização precoce, tende a estar mais concentrado nas rochas ricas em hornblenda, tornando-se menos abundantes nas rochas algo mais leucocráticas, cuja fase máfica dominante é a biotita. Nas frações pegmatóides, em que o zircão é raramente encontrado, os teores de Zr são muito baixos. Os altos valores destes elementos traços são típicos de granitos do Tipo A (Whalen et al., 1987) ou de granitos intraplacas (Pearce et al., 1984). Isto parece confirmar as similaridades geoquímicas entre o Gnaiss Estrela e os referidos granitos.

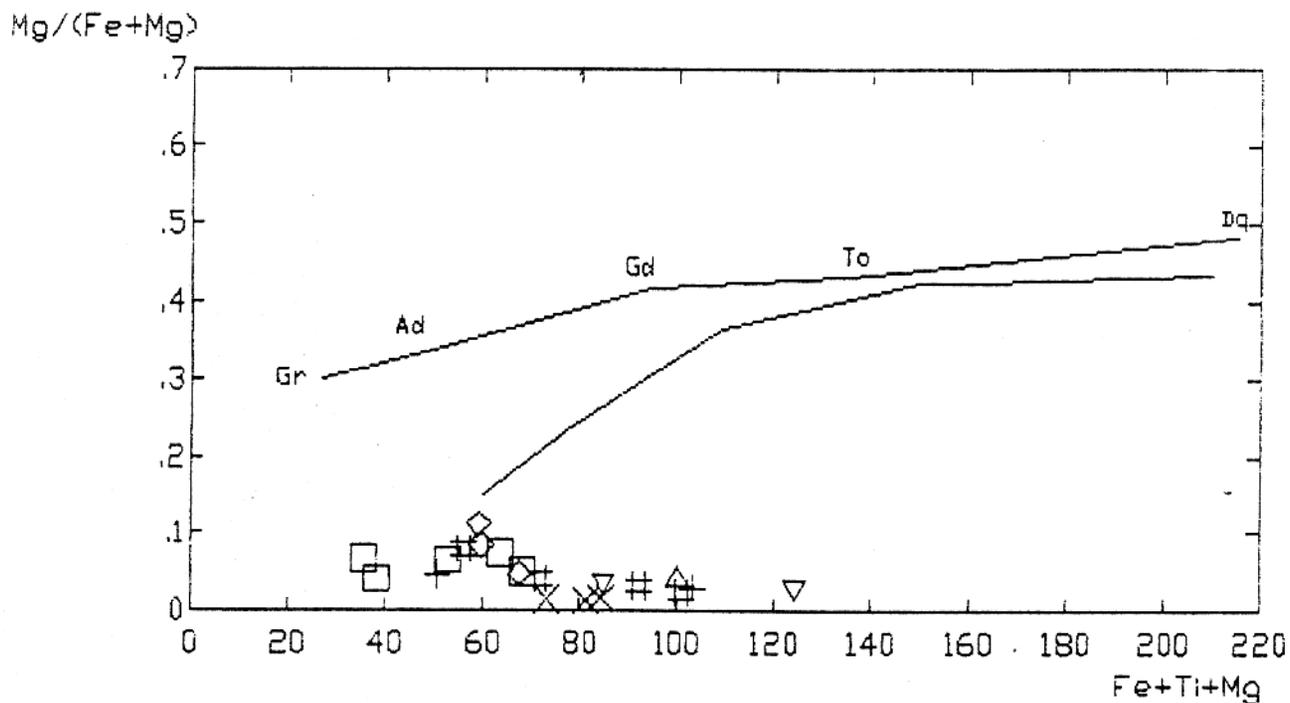


Figura 56 - Diagrama $Fe+Mg+Ti \times Mg/(Fe+Mg)$ (Debon & Le Fort, 1988). O Gnaiss Estrela ocupa o campo da associação ferrífera, comprovando sua alta razão Fe/Mg (símbolos como na figura 51).

Al_2O_3

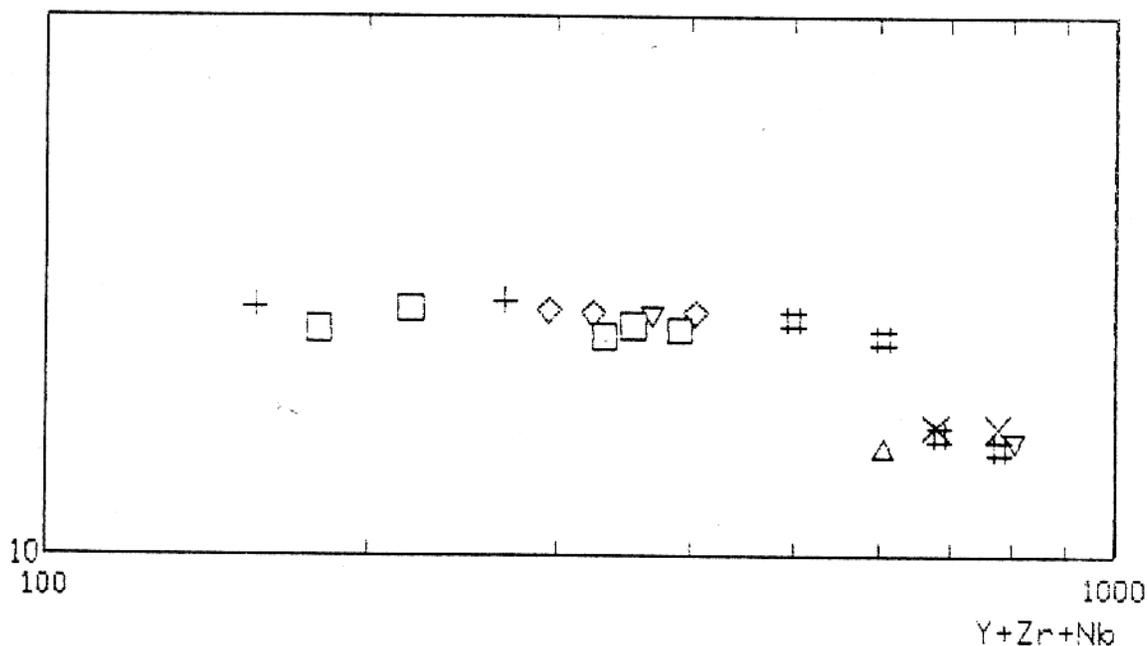
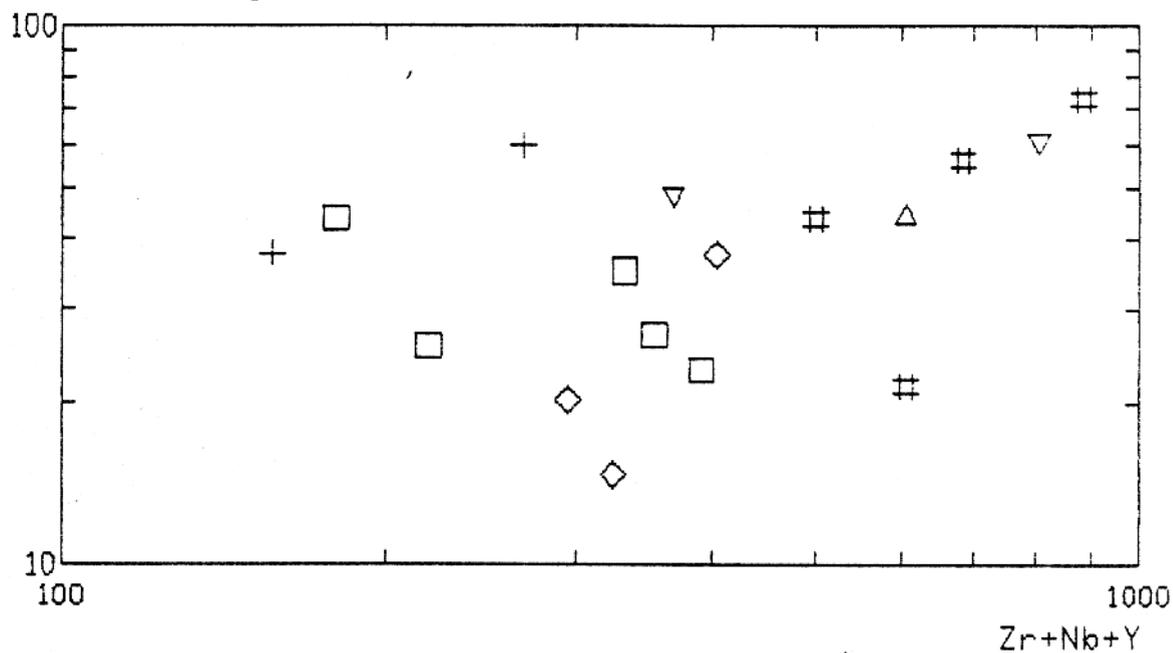
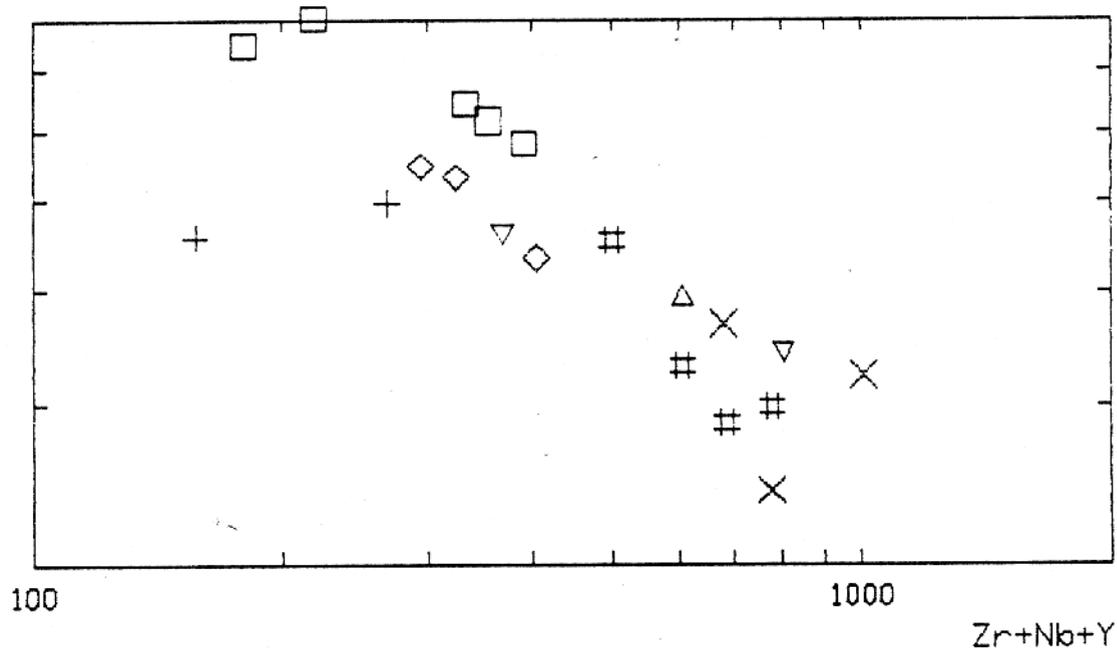


Figura 57 - Diagrama $Al_2O_3 \times Y+Zr+Nb$ separando de modo nítido os dois grupos de amostras (símbolos como na figura 51).

$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{MgO}$ 

58a

 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{CaO}$ 

58b

Figura 58a) Diagrama $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y}_x \{ (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO} \}$. Figura 58b) Diagrama $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y}_x \{ (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{CaO} \}$. Em ambos os diagramas o Gnaiss Estrela ocupa os campos dos Granitos Tipo A de Whalen et al. (1987) (símbolos como na figura 51).

Os valores de Rb são muito variáveis, entretanto este elemento mostra-se mais concentrado nas amostras peraluminosas. Ao comparar os teores de Rb com os de Sr (Fig. 60), confirma-se a distinção entre os dois grupos de amostras e nota-se uma grande dispersão do Sr nas rochas metaluminosas e valores relativamente constantes nos termos peraluminosos. Este comportamento do Sr poderia ser interpretado como evidência de sua mobilidade, devida aos processos de deformação, porém isso não explica, porque não se tem dispersão dos valores de Sr em ambos os grupos.

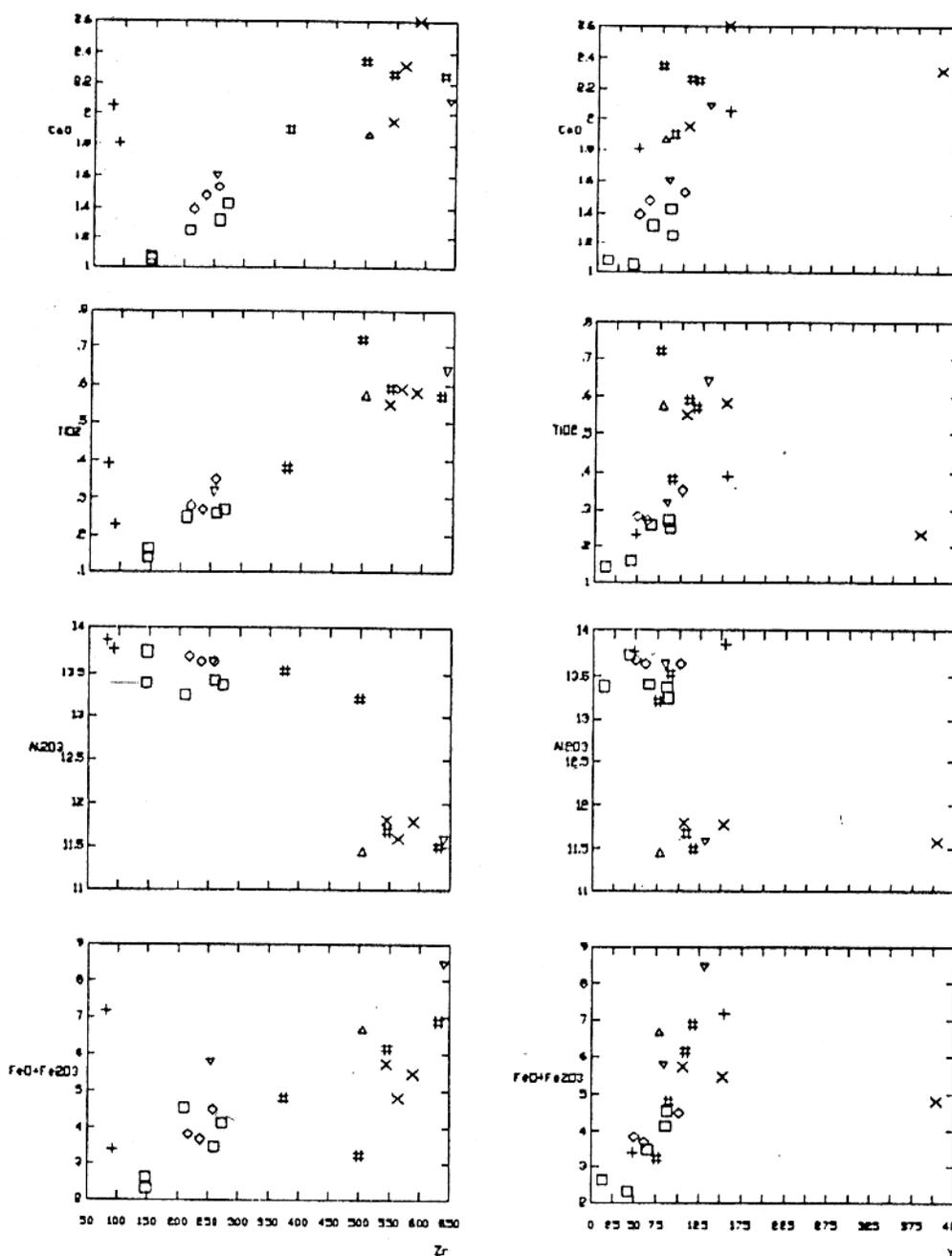
Um aspecto interessante é a correlação negativa mostrada no diagrama Zr x Rb (Fig. 61). No mesmo o grupo de rochas metaluminosas apresenta altos teores de Zr e baixos teores de Rb, ao passo que as rochas peraluminosas exibem um comportamento inverso. Este diagrama também separa com clareza os dois grupos de rochas geoquimicamente distintos.

Nos diagramas YxNb e Y+NbxRb (Figs. 62 e 63), propostos por Pearce et al. (1984) para distinguir geoquimicamente granitos fanerozóicos, formados em diferentes ambientes tectônicos, as amostras do Gnaisse Estrela concentram-se no campo dos granitos intraplaca. Isso revela a existência de semelhanças geoquímicas importantes entre os granitos fanerozóicos do tipo intraplacas e o Gnaisse Estrela.

6.3. Discussão

Com base nos dados fornecidos pelas análises químicas do Gnaisse Estrela, nas interpretações advindas das comparações feitas com a utilização dos diversos diagramas no presente capítulo e com os dados apresentados na petrografia, é possível deduzir que os gnaisses estudados possuem composição granítica. Os mesmos foram separados em dois grupos com características geoquímicas diferentes, um formado por termos metaluminosos e o outro por termos peraluminosos, caracterizados pela dominância modal de hornblenda e biotita, respectivamente. Este contraste, muito provavelmente, reflete diferenças geoquímicas herdadas dos protólitos dos gnaisses, que, segundo as evidências apresentadas anteriormente, eram granitos de tendência alcalina metaluminosos e peraluminosos.

Algumas amostras portadoras de hornblenda ± biotita têm comportamento ambíguo, pois são ricas em alumina, porém metaluminosas. A sua evolução petrogenética parece ser mais complexa, o que exige estudos adicionais. É importante salientar, no entanto, a distribuição destas rochas, pois as mesmas situam-se espacialmente entre o conjunto claramente peraluminoso e o conjunto metaluminoso (Anexo 2).



Figuras 59a) até 59h) Diagramas comparando Zr e Y com CaO, TiO₂ e Al₂O₃ e Fe(total), mostrando as correlações positivas entre os primeiros e os últimos, e maiores teores para as variedades petrográficas com anfíbólio±piroxênio (símbolos como na figura 51).

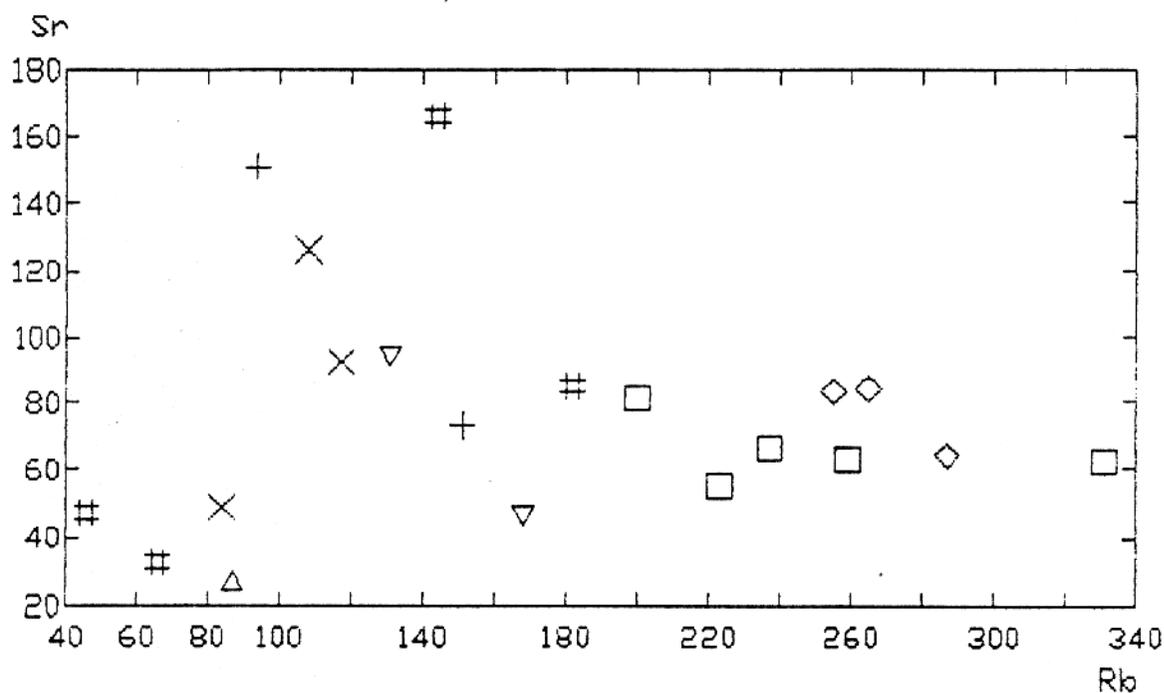


Figura 60 - Diagrama RbSr de amostras do Gnaiss Estrela. Nota-se a separação de dois grupos com base na variação dos teores de Rb (símbolos como na figura 51).

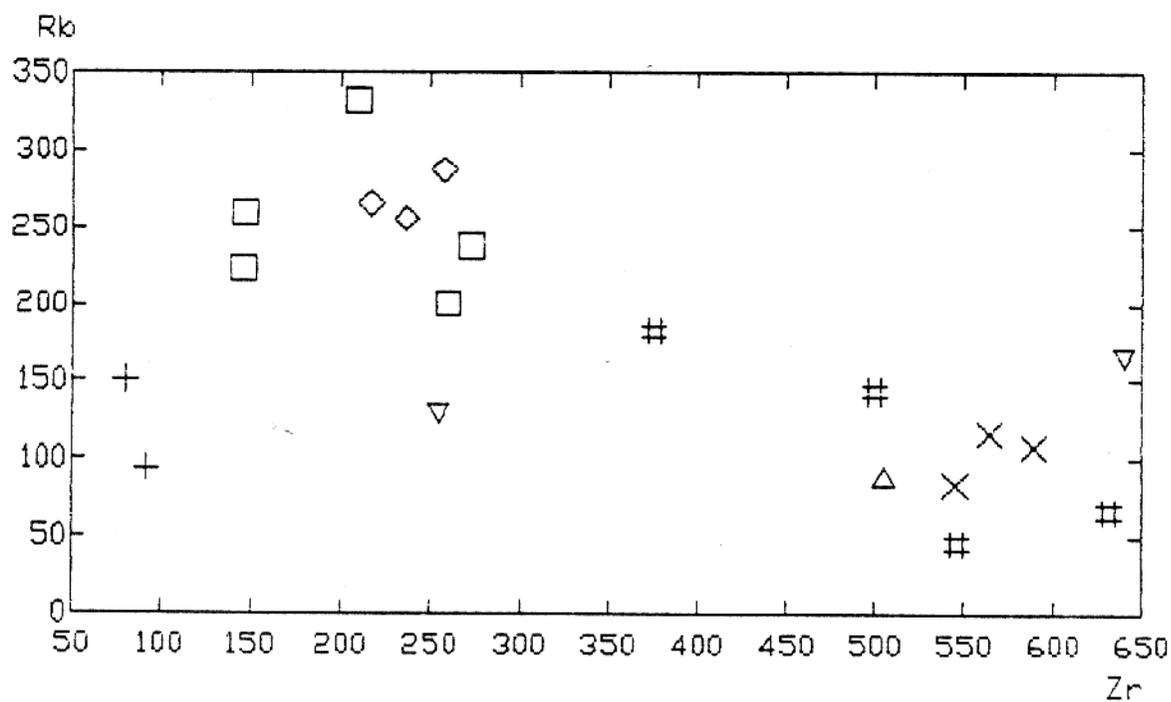


Figura 61 - Diagrama ZrRb de amostras do Gnaiss Estrela, mostrando correlação negativa entre estes elementos (símbolos como na figura 51).

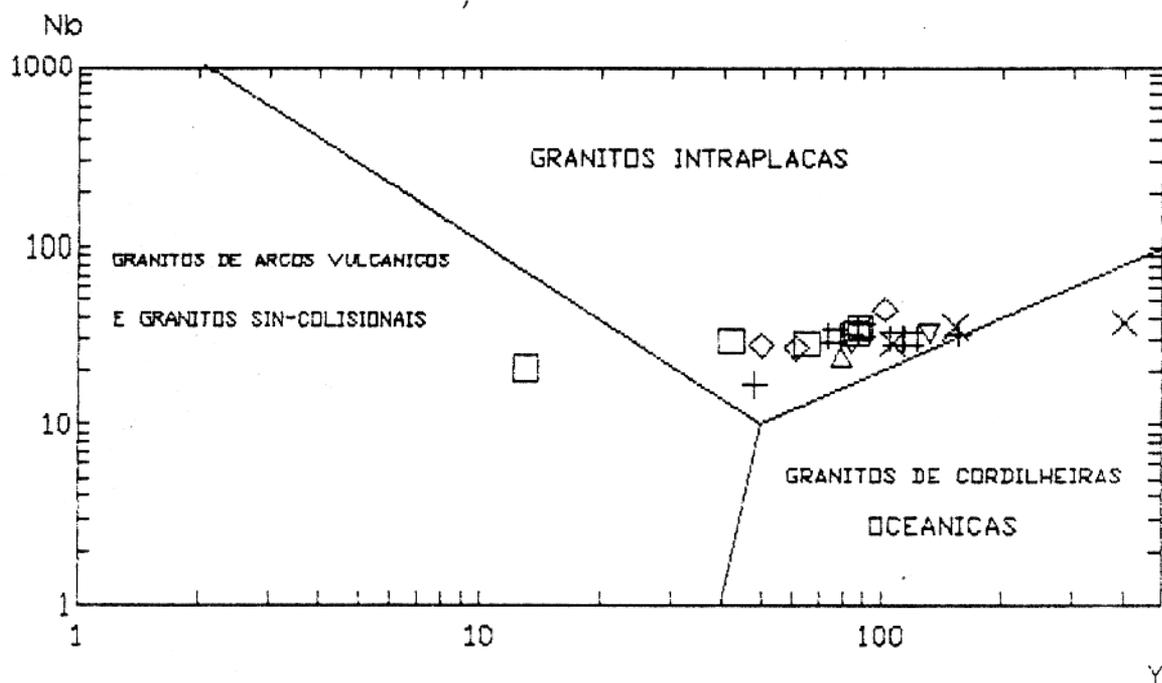


Figura 62 - Diagrama YxNb de amostras do Gnaiss Estrela, mostrando os campos definidos por Pearce et al. (1984). Notar que as amostras do Gnaiss Estrela se concentram no campo dos granitos intraplaca (símbolos como na figura 51).

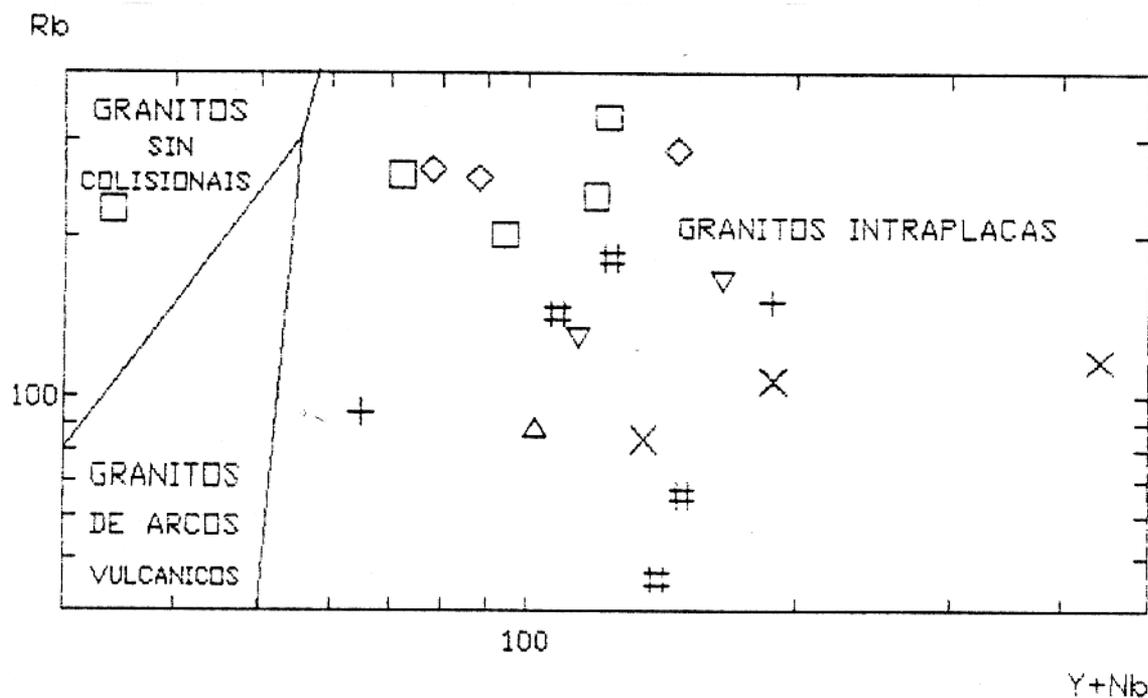


Figura 63 - Diagrama Rbx(Y+Nb) de amostras do Gnaiss Estrela, mostrando os campos definidos por Pearce et al. (1984). As amostras analisadas concentram-se no campo dos granitos intraplacas (símbolos como na figura 51).

A separação dos grupos metaluminoso e peraluminoso, em vários diagramas é feita de modo muito nítido, notando-se, geralmente, a existência de um "gap" entre os dois conjuntos. Tais evidências não fortalecem um modelo envolvendo processos de diferenciação magmática simples, a partir de um único líquido magmático, para explicar a formação dos dois grupos. Anderson et al. (1980), ao estudarem uma associação de rochas granitóides com termos peraluminosos e metaluminosos, entenderam que estas rochas originaram-se por fusão crustal, sendo envolvidas fontes de naturezas diferentes. Esta hipótese parece coerente com os dados disponíveis e poderia explicar igualmente a origem dos protólitos do Gnaiss Estrela.

Um ponto a ser ressaltado, antes de qualquer interpretação conclusiva quanto à origem destes protólitos, diz respeito à necessidade de considerar possíveis efeitos relacionados ao metamorfismo e à deformação que afetaram tal associação, no sentido de permitir migrações de certos elementos, alterando as composições das rochas primitivas. É provável que isso tenha ocorrido e evidências nesse sentido foram apresentadas no caso da sílica. Entretanto, não há razões para crer que tais processos tenham transformado radicalmente as composições dos protólitos, mascarando as assinaturas geoquímicas. Acredita-se, portanto, que as composições dos gnaisses refletem a natureza geoquímica dos granitóides que lhes deram origem e isso é particularmente válido no caso dos dois grupos de rochas, metaluminoso e peraluminoso, que devem ter sido individualizados ainda no estágio magmático.

Caso, como se espera, venha a ser confirmada uma idade Arqueana para estes gnaisses, os mesmos representarão um novo exemplo de rochas graníticas "stricto sensu" com tal idade, presentes na Amazônia Oriental, adicionalmente ao Granito Xinguara (Macambira et al., 1991) e ao Granito Mata Surrão (Duarte et al., 1991a). Além disso, tratar-se-ia do primeiro grupo de granitóides arqueanos da região com uma assinatura geoquímica subalcalina a alcalina e afinidades com granitos do tipo A e intraplacas, o que sugere uma formação em ambiente extensional. Finalmente, cabe destacar que o Gnaiss Estrela é petrográfica, geoquímica e estruturalmente distinto dos granitóides arqueanos da associação trondhjémica-tonalítica-granodiorítica, encontrados na região de Rio Maria (Dall'Agnol et al., 1987; Medeiros, 1987; Souza et al., 1990; Huhn et al., 1988; Althoff et al., 1991).

7. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico do Gnaiss Estrela e o seu estudo estrutural, petrográfico e geoquímico, permitiram caracterizar esta unidade como um corpo circunscrito, o que torna possível a sua individualização do Complexo Xingu. Pelas feições petrográficas e estruturais presentes nos gnaisses em estudo, deve ser, definitivamente, descartada a hipótese de correlação entre o Gnaiss Estrela e os Granitos Anorogênicos do tipo Serra dos Carajás.

As relações de contato entre os gnaisses e as suas encaixantes, em particular a existência de prováveis megaxenólitos de supracrustais englobados pelo gnaiss, bem como de contatos irregulares entre o mesmo e as rochas da seqüência supracrustal da porção norte da área, sugerem fortemente que estas foram cortadas pelos protólitos do Gnaiss Estrela.

A estruturação tectônica da área estudada compreende grandes zonas de cisalhamento simples, penetrativas em todo o corpo; de maneira heterogênea, o que é inerente a estas zonas de deformação.

As atitudes das foliações e lineações permitem concluir que durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúctil predominaram esforços direcionais e, subordinadamente, esforços oblíquos. As zonas de cisalhamento direcional ocupam a parte sul de ocorrência do Gnaiss Estrela e caracterizam-se por uma faixa de deformação com dimensões quilométricas e direção geral E-W, a qual possui altos ângulos de mergulho para sul. Contidas no plano da foliação são encontradas, muitas vezes, lineações com baixos ângulos de mergulho, configurando a movimentação transcorrente. Também é importante na estruturação dos gnaisses, porém de modo subordinado, a presença na parte norte da área, de uma grande zona de cisalhamento de direção geral NNE-SSW, a qual possui uma arquitetura e uma história cinemática algo mais complexa. Neste setor, as atitudes, tanto da foliação, quanto da lineação são muito variáveis. As lineações de "ribbon" de alongação dispõem-se obliquamente em relação à foliação indicando a participação de componentes oblíquos.

Nas escalas mesoscópicas as feições tectônicas descritas no Gnaiss Estrela são representadas por estruturas planares, lineares, de contração e de alongação. As estruturas planares são expressas por uma foliação gnáissica que progride, gradualmente, até atingir estágios miloníticos a ultramiloníticos. Quando as frações pegmatóides são envolvidas nestes processos deformativos a estrutura mesoscópica da rocha assume estruturas do tipo "augen". As feições estruturais lineares são definidas por lineações de "ribbon" de alongação contidas nos planos da foliação e desenhadas por agregados monominerálicos com formas alongadas. No âmbito das estruturas de contração registram-se desde dobras fechadas até ondulações suaves afetando as porções gnáissicas, além de dobras ptigmáticas envolvendo frações pegmatóides ou aplíticas. As estruturas de alongação são representadas por feições do tipo "pinch-and-swell" e por "boudins". Segundo Ramsay (1967), tanto as estruturas de alongação como as de encurtamento são geradas devido à diferença de competência dos materiais envolvidos na deformação.

Com base nos diversos critérios cinemáticos pode-se concluir que a movimentação das zonas de cisalhamento obedeceram esforços de caráter predominantemente sinistral. Estes critérios podem ser subdivididos em mesoscópicos e microscópicos. Os primeiros são expressos por vergência de dobras, "boudins" assimétricos, lentes assimétricas de material aplítico, estiramento e entelhamento assimétricos de megacristais de feldspato potássico, e foliação S-C. Os critérios microscópicos são representados pelas superfícies S-C, feições assimétricas de recristalização e estiramento de minerais do tipo "fish" e a obliquidade entre as orientações de "ribbons" e de suas bandas de deformação.

O estudo microestrutural do Gnaiss Estrela compreendeu a descrição de amostras relativamente pouco deformadas até termos ultramiloníticos. Nas primeiras, as microestruturas mais marcantes são impressas nos cristais de quartzo através de forte extinção ondulante e da formação de subgrãos. Os outros minerais mostram feições deformacionais muito incipientes e a orientação preferencial ainda é pouco desenvolvida. Nas rochas moderadamente deformadas, as feições deformacionais são definidas pela melhor orientação preferencial dos minerais e pela recristalização marcante dos cristais de quartzo, além da recristalização das bordas de plagioclásio e feldspato potássico, os quais podem mostrar extinção ondulante e "kink bands". Os cristais de anfibólio apresentam-se melhor orientados e há incipiente recristalização. Nos estágios miloníticos a ultramiloníticos há gradual redução da granulação da rocha como resposta à recristalização dinâmica intensa dos minerais.

Comparando as feições microestruturais dos diferentes minerais com àquelas descritas por outros autores, pode-se dizer que existem dois mecanismos principais de deformação dos minerais que constituem as rochas do Gnaiss Estrela: rotação de subgrãos e migração dos limites dos grãos. Tais mecanismos atuam no sentido de diminuir o "strain" interno dos minerais, muitas vezes, conduzindo a um comportamento plástico da rocha (White et al., 1980; Tullis, 1983).

As diversas microestruturas descritas indicam o comportamento dúctil dos minerais durante o cisalhamento. Quando tais feições estão presentes em cristais de plagioclásio, feldspato potássico e anfibólios, como observado nas rochas miloníticas estudadas, são necessárias condições de alta temperatura (White et al., 1980, Tullis, 1983, Gapais, 1989), dentro dos limites do fácies anfibolito, ou até mesmo granulito. No Gnaiss Estrela, as condições de fácies anfibolito são confirmadas pela presença de cristais de anfibólio recristalizados dinamicamente.

O Gnaiss Estrela é constituído por rochas de composição predominantemente monzogranítica, destacando-se duas fácies principais: hornblenda gnaiss monzogranítico e biotita gnaiss monzogranítico. Associados aos primeiros ocorrem piroxênio-hornblenda gnaiss monzogranítico e variações locais de composição sienogranítica, granodiorítica e tonalítica. Também são encontrados veios pegmatóides quartzo-feldspáticos, os quais hospedam megacristais de anfibólio. Como variações petrográficas, espacialmente transicionais entre as rochas com anfibólio e àquelas com biotita, observam-se gnaisses monzograníticos, contendo estas duas fases minerais máficas, predominando, ora biotita, ora hornblenda. Os dois grandes grupos são interpretados como sendo herdados dos protólitos, traduzindo, portanto, as variações originais de natureza magmática.

Não houve modificações importantes nas paragêneses minerais primárias como resposta à deformação. Entretanto, algumas reações minerais são localmente observadas. Dentre estas reações destacam-se a formação de titanita às expensas da substituição parcial de opacos e de anfibólios. Segundo Barrière e Cotten (1979), as primeiras reações, quando processadas em ambientes tardi a pós-magmáticos, indicam temperaturas superiores a 500°C. No caso dos gnaisses, mesmo considerando-se as diferenças entre o seu ambiente e o dos granitóides, estas reações parecem confirmar as condições de metamorfismo de fácies anfibolito.

Os dados obtidos das análises químicas de elementos maiores e traços permitiram separar dois grupos geoquimicamente distintos, sendo um deles representado por rochas metaluminosas e o outro por rochas peraluminosas. As rochas metaluminosas compreendem os piroxênio-hornblenda gnaisses monzograníticos, os hornblenda gnaisses monzograníticos, as frações pegmatóides com anfibólio e uma amostra de hornblenda gnaiss sienogranítico. Há forte correlação espacial entre estas amostras, as quais se concentram na porção leste de ocorrência dos gnaisses na área mapeada. Por outro lado, as rochas peraluminosas são representadas pelos biotita gnaisses monzograníticos e pelos hornblenda-biotita gnaisses monzograníticos.

Os teores de CaO, TiO₂, Zr e Y são nitidamente elevados nas variedades metaluminosas, ao passo que Al₂O₃, K₂O e Rb, são mais concentrados nas rochas peraluminosas.

Os conteúdos de sílica não mostram grandes diferenças significativas nas diversas variedades petrográficas, sendo seus valores relativamente homogêneos nas rochas analisadas. Deve-se, porém, considerar a possibilidade de ter havido mobilização da sílica no decorrer da deformação, modificando as composições originais. Mesmo considerando-se tal aspecto, o comportamento da sílica e a existência de um "gap" composicional entre os dois grupos de rochas torna extremamente improvável a hipótese de que os protólitos tenham sido formados a partir da diferenciação magmática de um único líquido magmático, admitindo-se a existência de dois líquidos distintos.

As altas razões Fe/(Fe+Mg) e os altos teores de Zr, Y e Nb sugerem uma tendência alcalina para as rochas do Gnaiss Estrela, que possuem características geoquímicas similares àquelas dos granitos tipo A ou intraplacas (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987).

Geralmente, a geração de magmas graníticos com afinidades alcalinas é verificada em áreas que experimentam um regime tectônico onde predominaram esforços extensionais. Nestes locais, podem ser criadas condições de adelgaçamento crustal, ascensão de isothermas e fusão de rochas crustais. A geração de magmas desta natureza tem sido atribuída por diversos autores à presença de magmatismo básico associado, ou como fonte de calor para a fusão de rochas da crosta inferior, ou como magma parental dos líquidos graníticos. Segundo Anderson et al. (1980), a fusão na base da crosta de rochas tonalíticas e granodioríticas, e de material metassedimentar pode propiciar a geração de tais tipos de

magmas. A presença de rochas graníticas metaluminosas associadas com variações peraluminosas, tal como se verifica no Gnaiss Estrela, pode ser explicada pela fusão de rochas diferentes (Anderson et al., 1980), gerando líquidos graníticos com características próprias.

As características geoquímicas e petrográficas do Gnaiss Estrela deram mostra que ele se constitui em um exemplo de ortognaiss de composição granítica "stricto sensu" de provável idade arqueana, tal como os granitos Xinguara e Mata-Surrão descritos no sudeste do Estado do Pará (Macambira et al., 1991; Duarte et al., 1991). Ele difere, porém, dos referidos granitos em função de seu caráter mais alcalino. O Gnaiss Estrela distingue-se também da associação trondhjêmica-tonalítica-granodiorítica, amplamente dominante nos terrenos granito-"greenstone" arqueanos de Rio Maria (Dall'Agnol et al., 1987; Medeiros, 1987; Huhn et al., 1988; Souza et al., 1990; Althoff et al., 1991).

Após a colocação dos protólitos do Gnaiss Estrela a região em questão foi palco de intensos processos deformativos, resultantes da movimentação tectônica associada ao Cinturão Itacaiúnas.

O fato de as frações pegmatóides que cortam o Gnaiss Estrela também estarem afetadas pela deformação sugere que quando da instalação das zonas de cisalhamento dúctil, o corpo em consideração comportava-se rigidamente, encontrando-se, ao que tudo indica, completamente cristalizado.

Após esta fase de deformação dúctil, as rochas do Gnaiss Estrela foram submetidas a esforços de natureza rúptil expressas por fraturas e falhas direcionais de pequeno rejeito. A estas discontinuidades estão associadas paragêneses minerais retrometamórficas. esta fase rúptil está relacionada, possivelmente, a colocação de veios de frações pegmatóides quartzo-feldspáticas hololeucocráticas e de corpos e diques de rochas básicas, bem como de material subvulcânico ácido a intermediário.

Atualmente, a região experimenta uma fase de estabilidade tectônica e as diferentes unidades litológicas estão sendo submetidas à erosão e ao forte intemperismo químico, causado pelo clima úmido da Região Amazônica. O resultado destes processos superficiais é traduzido pela formação local de crostas lateríticas e pela deposição de sedimentos nas áreas de topografia mais baixa.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALLING, H.L. 1932. Perthitas. *The Am.Min.*, 17(2):43-65.
- ALLISON, I.; BARNETT, R.L.; KERRICH, R. 1979. Superplastic flow and changes in crystal chemistry of feldspars. *Tectonoph.* 53:41-46.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: Prolongamento dos Terrenos Arqueanos de Rio Maria ou Retrabalhamento? (no prelo)
- ANDERSON, J.L.; CULLERS, R.L.; VAN SCHUMS, W.R. 1980. Anorogenic Metaluminous and Peraluminous Granite Plutonism in the Mid-Proterozoic of Wisconsin, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74:311-328.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGR.LAT.AM.GEOL., 7, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.1, p.324-338.
- ASHWORTH, J. R. 1986. Mirmekite replacing albite in a prograde metamorphism. *American Mineralogist*, 71:895-899.
- AUGUSTITHIS, S.S. 1979. Atlas of the Textural Patterns of Basic and Ultrabasic Rocks and Their Genetic Significance. Berlin, de Gruyter, 393p.
- BARD, J.P. 1985. Microestruturas de Rocas Magmáticas y Metamórficas. Barcelona, Masson, 192p.
- BARKER, F. 1979. Trodhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F. ed. *Trondhjemites, Dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p1-12. (Developments in Petrology 6).
- BARRIÈRE, M.; COTTEN, J. 1979. Biotites and Associated Minerals as Markers of Magmatic Fractionation and Deuteric Equilibrium in Granites. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 70:183-192.
- BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J.Struct.Geol.* 2(1/2):257-263.

- BEHRMANN, J.H. & MAINPRICE, D. 1987. Deformation mechanisms in a high temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonoph.*, 140:297-305.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337-348.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. 1984. On internal geometrie of mylonite zones. *The Journ.Geol.*, 92(6):667-686.
- BERTHÉ, D. & BRUN, J.P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South American Shear Zone, France. *Journ.Struct.Geol.*, 2(1/2):127-133.
- BERTHÉ, D.; CHOUKRONE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: The example of the South Armorican Shear Zone. *Journ.Struct.Geol.*, 1:31-42.
- BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. (inédito). Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. *Acta Geol.Leopoldensia*, (aceito para publicação).
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J.Struct.Geol.*, 12(4):361-372.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonoph.*, 78:23-50.
- BROWN, W.L.; MACAUDIÈRE, J.; OHNENSTETTER, M. 1980. Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. *Journ.Struct.Geol.*, 2(1/2):281-287.
- BRUNEL, M. 1986. Ductile thrusting in the Hymalayas: shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, 5(2):247-265.
- BURG, J.P. 1986. Quartz shape fabric variations and c-axis fabrics in a ribbon-mylonite: arguments for an oscillating foliation. *J.Struct.Geol.*, 8(2):123-131.
- BURG, J.P.; BRUNEL, M.; GAPAIS, D.; CHEN, G.M.; LIU, G.H. 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J.Struct.Geol.*, 6(5):535-542.

- CHAYES, F. 1956. *Petrographic Modal Analysis*. New York, John Wiley & Sons, 113p.
- COSTA, J. B. & SIQUEIRA, J. B. 1991. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento. RBG. (no prelo).
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BERMERGUY, R.L. 1990. Os Sistemas Estruturais Transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na Região de Curionópolis, Leste do Estado do Pará. In: CONGR.BRAS.GEOL., 35, Natal, 1990. Anais...Natal, SBG. v.5, p.2345-2352.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE-JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in Northern Brazilian Region: A Review. RBG, 17(4):382-403.
- DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.; LAFON, J.M. (inédito). Petrological and geochemical characteristics of the Lower and Middle Proterozoic Anorogenic Granites of the Central Amazonian Province, Amazonian Craton.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. Rev.Bras.Geoc., 16(1):11-23.
- DAVIS, G.H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, John Wiley & Sons, 491p.
- DEBON, F., LE FORT, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. Bull. Minéral. , 111:493-510.
- DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). Lithos, 11:133-145.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SHEPPARD, S.M.F.; SONET, J. 1986. The Four Plutonic Belts of the Transhimalaia-Himalaia: A Chemical, Mineralogical, Isotopic, and Chronological Syntesis along a Tibet-Nepal Section. Journ.Petrol., 27(1):219-250.
- DEEL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J. 1989. Fabric development in experimentally sheared quartzites. Tectonoph., 69:1-21.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, A. 1966. An introduction to the rock forming minerals. London, Longman, 527 p.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) . 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR.BRAS.GEOL., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais, Anexo aos anais. Belém, CVRD/SBG. p.11-54.
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL,R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e Geocronologia do Granito Mata-Surrão - Sudeste de Rio Maria (PA) (no prelo).
- FERREIRA, Z.C.A. & SERFATY, S. 1988. Resultados preliminares de alguns elementos-traço no "Granito" Parauapebas (Estrela), SE do Pará. In: CONGR.BRAS.GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.3, p.1117-1131.
- GAPAI, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17:1144-1147.
- GASTAL, M.G.P. 1987. Maciço Granítico Musa: Mapeamento, Petrologia e Petroquímica, Rio Maria, SE do Pará, 333p. (Tese de Mestrado. Belém, CPGG/UFPa).
- GOLDSTEIN, A.G. 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journ.Struct.Geol.*, 10(7)707-715.
- GOSH, S.K. & SENGUPTA, S. 1987. Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Journ.Struct.Geol.*, 9(3):277-287.
- HACKSPACHER, P.C. & LEGRAND, J.M. 1989. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northeastern Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 19(1):63-75.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, Editora Universitária-UFPA, 144p.
- HIGGINS, M.W. 1971. Cataclastic rocks. United States Geological Survey Professional Paper, Washington, v.687, 97p.

- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; COREDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP.GEOL.AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais...Belém, SBG. v.1, p.100-110.
- HUDLESTON, P.J. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journ.Struct.Geol.*, 11(8):949-957.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDHSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-"greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONG.BRAS.GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.3, p.1438-1453.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol.Soc.Am.Bull.* 100:1392-1399.
- ISHIHARA, S. 1981. The Granitoid Series and Mineralization. *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, 458-484.
- JENSEN, L.N. & STARKEY, J. 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from Jotun Nappe, Norway. *Journ.Struct.Geol.*, 7(5):527-539.
- JI, S. & MAINPRICE, D. 1990. Recrystallization and Fabric Development in Plagioclase. *Journ.Geol.*, 98:65-79.
- JI, S.; MAINPRICE, D.; BOUDIER, F. 1988. Sense of shear in high-temperature movement zones from the fabric asymetry of plagioclase feldpars. *Journ.Struct.Geol.*, 10(1):73-81.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND-CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major ships with current nomenclature. *Chem.Geol.* 29(14):183-210.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journ. Struct. Geol.*, 6(6):617-638.
- MACAMBIRA, M.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen da l'Amazonic orientale, Brésil. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.313, Série II, p. 781-785.

- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1991 a. Em busca do Embasamento Arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Pará (no prelo).
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. 1991 b. História Arqueana da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformar (no prelo).
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.; LINDENMAYER, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: Resultados Preliminares. In: CONGR.LAT.AM.GEOL., 7, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. v.1, p.339-347.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.H.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambr.Res.*, 49: 329-354.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. . 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol.Soc.Am.Bull.* 101: 635-643.
- MAWER, C.K. 1986. What is a mylonite? *Geol.Ass.Can.*, 13(1):33-34.
- MC LELLAND, J.M. 1984. The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, USA. *Journ.Struct.Geol.*, 6(1/2):147-157.
- MEDEIROS, H. 1987. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico de Rio Maria, sudeste do Pará. Belém, 184p. (Tese de Mestrado CPGG/UFPa).
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS Fo, C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG., v.5, p.2164-2174.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. 1988. Caracterização Geocronológica Rb-Sr dos Terrenos Granodioríticos e Trondjemíticos da Região de Rio Maria, Sul da Serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG., v.3, p.1478-1487.

- MYERS, J.S. 1978. Formation of banded gneiss by deformation of igneous rocks. *Precambr.Res.* 6:43-64.
- NARDI, L.V.S. (inédito). Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão.
- OLESEN, N.O. 1987. Plagioclase fabrics development in a high-grade shear zone, Jotunheimen, Norway. *Tectonoph.*, 142:291-308.
- OLIVEIRA, G.P. 1991. Aspectos Lito-Estruturais de um Pequeno Segmento da Extremidade Leste da Estrutura e Flor Positiva da Serra dos Carajás. Belém, 77p. (Trabalho de Conclusão de Curso CPGG/UFPa).
- OLSEN, T.S. & KOHLSTEDT, D.L. 1985. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonoph.*, 111:107-131.
- PARK, R.G. 1989. *Foundations of Structural Geology*. 2 ed. New York, Blackie & Son, 148p.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J.Petrology*. 25(4):956-983.
- PHILLIPS, E.R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geol.Mag.*, 117(1):29-36.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, Mc Graw Hill, 560p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures*. London, Academic Press, v.2.
- SCHOLZ, C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol.Rundschau*, 77(1):319-328.
- SECRETARIA DE PLANEJAMENTO DA PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA (IBGE). 1981. *Folha Topográfica Rio Verde*.
- SEIFERT, K.E. 1965. Deformation Bands in Albite. *The Am.Min.*, 50:1466-1472.
- SHACKLETON, R.M. & RIES, A.C. 1984. The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *Journ.Struct.Geol.*, 6(1/2):111-117.
- SHAND, S.J. 1969. *Eruptive Rocks (Their Genesis, Composition, Classification, and their relation to ore deposits - with a chapter on meteorites)*. 3ed. New York, Hafner Publishing, 488p.

- SIAL, A.N. & McREATH, I. 1984. *Petrologia Ígnea (Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo)*. Salvador, SBG, CNPq, Bureau, v.1.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J.geol.Soc.Lond.*, 133:191-213.
- SIMPSON, C. 1981. Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneiss of the Maggia Nappe, Switzerland. Zurich, 265p, (Swiss Federal Institute of Technology PhD Thesis).
- SIMPSON, C. 1986. Determination of Movement Sense in Mylonites. *Journ.Geol.Educ.*, 34:246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M.. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 94:1281-1288.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J.Metamorph.Geol.*, 7:261-275.
- SIQUEIRA, J.B. 1990. *Organização Lito-Estrutural do Duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás*. Belém, 125p. (Tese de Mestrado CPGG/UFPa).
- SMITH, J.V. 1974. *Feldspar Minerals. Chemical and Textural Properties*. Berlin, Springer-Verlag, v.2.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*. 2 ed. Berlin, Springer-Verlag, v.1.
- SOARES, P.C. & FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notas Geomorfológicas*, 71-104.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-"greenstone" arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG.BRAS.GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v.6, p.2913-2927.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci.Rev.*, 12:1-33.
- TAKAGI, H. 1986. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Journ.Struct.Geol.*, 8(1):3-14.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars. In: RIBBE, P.H. ed. *Feldspar Minerals*. Min.Soc.Amer. p. 297-323 (Reviews in Mineralogy, 2).
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, J.T. 1973. Microstructural and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 84:297-314.

- TULLIS, J.; SNOKE, A.W.; TODD, V.R. 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10:227-230.
- TURNER, F.J. 1968. *Metamorphic Petrology (Mineralogical and Field Aspects)* Mc Graw-Hill Book Company, New York, 403p.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, Mc Graw Hill, 560p.
- VANCE, J.A. 1969. On synneusis. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 24:7-29.
- VERNON, R.H. 1975. Deformation and Recrystallization of Plagioclase Grain. *The Am. Min.*, 60:884-888.
- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARCY, W.F. 1983. Grain-Size Réduction and Foliation Development in a Deformed Granitoid Batholith. *Tectonoph.*, 92:123-145.
- VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J.L. 1980. Deformation and recrystallization of K feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13:247-255.
- WATKINS, K.P.; FLETCHER, I.R.; DE LAETER, J.R. 1991. Crustal evolution of Archaean granitoids in the Murchinson Province, Western Australia. *Precambr.Res.*, 50:311-336.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 95:407-419.
- WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib.Min.Petrol.*, 50:287-304.
- WHITE, S. 1977. Geological Significance of Recovery and Recrystallization processes in quartz. *Tectonoph.* 39:143-170.
- WHITE, S. 1979. Grain and Sub-Grain Size Variations Across a Mylonite Zone. *Contr.Min.Petrol.*, 70:193-202.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journ.Struct.Geol.*, 2(1/2):175-187.

- WHITE, J.C. & MAWER, C.K. 1986. Extreme ductibility from a mylonite, Parry Sound, Canada.
Journ.Struct.Geol., 8(2):133-143.
- WILSON, C.J.L. 1980. Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation.
Journ.Struct.Geol., 2(1/2):203-209.
- WINKLER, H.G.F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks, 5ed. New York, Springer-Verlag, 348p.