UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA E PETROLOGIA DOS
"AUGEN" - GNAISSES DE NITERÓI, RJ

João Fernando Martins Hippertt

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007360

CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA E PETROLOGIA DOS
"AUGEN" - GNAISSES DE NITERÓI, RJ

João Fernando Martins Hippertt

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. J.V.Valarelli</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Dr. A.C.Artur</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr. R.A.Schultz-Güttler</u>	<u>Dr. R. Schultz-Güttler</u>

SÃO PAULO
1990

Dedicado à incrível Landa ,
à pequenina Mariana , dona do meu coração
e ao inesquecível Simon Burmistroff.

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DAS FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DAS TABELAS.....	vi
ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS.....	vii
ABSTRACT.....	xii
RESUMO.....	xiv
 1. INTRODUÇÃO.....	 1
1.1 - Localização, Vias de acesso e Fisiografia.....	1
1.2 - Metodologia.....	1
1.2.1 - Delimitação da Área.....	1
1.2.2 - Mapeamento.....	3
1.2.3 - Análises Micropetrográficas.....	4
1.2.4 - Difractometria de RX.....	5
. Triclinicidade de K-Feldspato.....	5
. Identificação de Minerais Opacos.....	6
1.2.5 - Análises Químicas.....	6
. Via Úmida.....	6
. Espectrografia de Emissão.....	6
 2. GEOLOGIA REGIONAL.....	 8
2.1 - Unidades Litoestratigráficas Maiores.....	8
2.2 - Evolução Geológica e Geotectônica.....	11
2.3 - Unidades Litológicas Menores.....	13
 3. AS UNIDADES DE MAPEAMENTO.....	 18
3.1 - Rochas Granito-Gnáissicas.....	18
3.1.1 - Granodiorito Porfiroblástico.....	18
3.1.2 - Gnaiss Granodiorítico.....	25
3.1.3 - Gnaisses Graníticos.....	27
3.1.3.1 - Leptinitos.....	27
3.1.3.2 - "Augen"-gnaisses.....	30
. Área de Exposição.....	30
. Nomeclatura.....	31
. Aspectos Petrográficos e de campo.....	32
3.2 - Paragneisses.....	33
3.2.1 - Biotita-Gnaisses.....	33
3.2.2 - Kinzigitos.....	40
3.3 - Uma Interpretação Preliminar.....	40
 4. A ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL DE NITERÓI.....	 48
4.1 - O Conceito de Zona de Cisalhamento.....	50

4.2 - Estruturação da ZCDN.....	50
4.3 - Rochas Miloníticas.....	53
4.3.1 - Nomenclatura.....	54
4.3.2 - Rochas Miloníticas da ZCDN.....	55
4.3.2.1 - Blastomilonitos e Milonito Gnaisses Granodioríticos.....	56
4.3.2.2 - Blastomilonitos e Milonito Gnaisses Graníticos.....	56
4.4 - As Transformações Composicionais.....	61
4.5 - Estudo das Feições de Deformação-Recristalização.....	63
4.5.1 - Deformação-Recristalização em Feldspatos.....	63
4.5.2 - Quartzo Estirado.....	64
4.5.3 - Orientação do Eixo [0001] de Quartzo.....	70
4.5.4 - A Variação da Granulometria da Matriz.....	76
4.6 - Sentido de Cisalhamento na ZCDN.....	80
4.7 - Condições Metamórficas na ZCDN.....	83
4.8 - Cronologia da Deformação-Recristalização.....	84
5. MEGACRISTAIS DE K-FELDSPATO.....	87
5.1 - Aspectos Gerais.....	87
5.2 - Triclinicidade dos Megacristais.....	91
5.3 - Composição Química dos Megacristais.....	96
5.4 - Metassomatismo Potássico e a Origem dos Megacristais.....	100
5.4.1 - Aspectos Petrográficos do Metassomatismo Potássico.....	100
5.4.1.1 - Texturas de Substituição Sólida em Plagioclásio.....	101
5.4.1.2 - Redução Granulométrica da Matriz: Um Efeito Secundário da Substituição Potássica em Plagioclásio.....	106
5.5 - Estudo das Inclusões.....	113
5.5.1 - Inclusões de Biotita.....	114
5.5.2 - Inclusões de Quartzo.....	115
5.5.3 - Inclusões de Plagioclásio.....	119
5.5.4 - Significado das Inclusões.....	120
5.6 - Cronologia da Blastese K-Feldspática.....	128
6. MIRMEQUITAS.....	132
6.1 - Generalidades.....	132
6.2 - Hipóteses Genéticas.....	135
6.3 - O Novo Modelo Genético.....	138

6.3.1 - O Plagioclásio Mirmequítico.....	138
6.3.2 - A Formação das Vermículas do Quartzo.....	143
6.4 - Mirmequitas , Metassomatismo Potássico e Evolução Textural.....	149
6.5 - Cronologia das Mirmequitas.....	153
7. OS "AUGEN"-CHARNOCKITOS.....	155
7.1 - Origem dos "Augen"-Charnockitos.....	155
7.1.1 - Generalidades.....	156
7.1.2 - O Processo de Charnockitização.....	157
7.1.2.1 - Evidências de Campo.....	157
7.1.2.2 - Evidências Petrográficas.....	162
7.1.2.3 - Evidências Químicas.....	166
7.2 - Charnockitização e K-Metassomatismo.....	172
8. SUMARIO DAS CONCLUSÕES.....	175
Agradecimentos.....	179
BIBLIOGRAFIA.....	181

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área.....	2
Figura 2.1 - Distribuição das unidades litológicas e litoestratigráficas do setor central da Província Mantiqueira.....	10
Figura 2.2 - Mapa geológico do sudeste mineiro e parte do Rio de Janeiro.....	10
Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado da região da Baía de Guanabara.....	17
Figura 3.1 - Relações de campo do granodiorito por- firoblástico (domínio isotrópico).....	21
Figura 3.2 - Relações de campo do granodiorito por- firoblástico (domínio foliado).....	23
Figura 3.3 - Relações de campo entre "augen"-gnaiss- ses rosados, "augen"-charnockitos, lep- tinitos e lentes melanocráticas.....	23
Figura 3.4 - Relações de campo entre leptinitos e "augen"-gnaisses.....	29
Figura 3.5 - Interdigitação entre "augen"-gnaiss e leptinito porfiroblástico.....	34
Figura 3.6 - Lentes melanocráticas intermediárias e básicas no "augen"-gnaiss.....	34
Figura 3.7 - Relações de contato entre biotita gnaiss- se e "augen"-gnaiss.....	39
Figura 3.8 - Diferentes litotipos plotados nos dia- gramas BA, BZ e BZA.....	43
Figura 3.9 - Diagramas de variação óxidos vs sílica.....	44
Figura 4.1 - Mapa de localização da ZCDN.....	49
Figura 4.2 - Bloco-diagrama ilustrando a disposição das rochas miloníticas na ZCDN.....	52
Figura 4.3 - Perfis de variação da composição mine- ralógica e análises químicas compa- radas entre rochas deformadas e não- deformadas.....	62
Figura 4.4 - Perfis de variação na tipologia dos "ribbon quartzs".....	68

Figura 4.5 - Perfil de variação da orientação preferencial de eixo "c" de quartzo na ZCDN.....	75
Figura 4.6 - Perfis de variação granulométrica.....	79
Figura 4.7 - Esquema ilustrando dificuldade na utilização de indicadores cinemáticos microtexturais.....	81
Figura 5.1 - Mapa do alongamento médio dos megacristais.....	89
Figura 5.2 - Mapa do percentual de megacristais ovalados em relação ao total de megacristais.....	89
Figura 5.3 - Mapa do percentual ocupado pelos megacristais no volume da rocha.....	90
Figura 5.4 - Mapa ilustrativo da variação no tamanho dos megacristais.....	90
Figura 5.5 - Difratogramas obtidos em megacristais de K-feldspato.....	93
Figura 5.6 - Perfil de variação da área em que se pode observar gradeamento nos megacristais de K-feldspato.....	94
Figura 5.7 - Critério Petrográfico para identificação de geminação polissintética herdada.....	111
Figura 5.8 - Esquema a ilustrando disposição da matriz granoblástica entre megacristais e "ribbon quartz".....	111
Figura 5.9 - Esquema ilustrando a redução na granulometria da matriz ao redor de megacristal blástico de K-feldspato.....	111
Figura 5.10- Esquema ilustrando as etapas do desenvolvimento de um megacristal de K-feldspato por substituição sólida em uma matriz granular plagioclásica.....	112
Figura 5.11- Esquema ilustrando a tipologia das inclusões em megacristais de K-feldspato.....	118
Figura 5.12- Relações texturais indicativas de duas gerações de blastese K-feldspática.....	130
Figura 6.1 - Esquema ilustrando as características gerais das mirmequitas.....	144
Figura 6.2 - Idealização do sistema físico megacristal-matriz durante o processo de substituição sólida.....	144

Figura 6.3 - Esquema idealizado ilustrando a disposição das "linhas de máxima penetrabilidade" nas "calotas" de plagioclásio que ocupam as reentrâncias do contorno dos megacristais de K-feldspato.....	145
Figura 6.4 - Esquema ilustrando a formação de borda albitica em grão de plagioclásio vizinho a feldspato invasivo de substituição.....	148
Figura 6.5 - Modelo de evolução textural em rochas granito-gnáissicas afetadas por blastese K-feldspática.....	152
Figura 7.1 - Relações de contato entre "augen"-gnais- ses rosados e "augen"-charnockitos.....	159
Figura 7.2 - Relações de campo entre "augen"-charno- ckitos, veios ácidos e básicos e len- tes básicas.....	160
Figura 7.3 - Relação de campo indicativa de retro- gressão metamórfica em "augen"-charno- ckito.....	163
Figura 7.4 - Aspecto microtextural em "augen"-char- nockito.....	163
Figura 7.5 - Esquema ilustrando a pigmentação por Fe, Ti e Mn em grãos de quartzo adja- centes a lamelas de biotita.....	171
Figura 8.1 - Esquema ilustrando a cronologia dos processos envolvidos na evolução das diferentes rochas granito-gnáissicas da área.....	178

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 - Análises químicas em diferentes litotipos.....	45
Tabela 5.1 - Análises químicas em megacristais de K-feldspato	97
Tabela 5.2 - Dimensões de cela em feldspatos.....	111
Tabela 7.1 - Análises modais em "augen"-charnockitos e "augen"-gnais- ses rosados	168
Tabela 7.2 - Análises químicas em "augen"-charnocki- tos e "augen"-gnais- ses rosados.....	168

Tabela 7.3 - Análises químicas em K-feldspato de "augen"-charnockitos e "augen"-gnaisses rosados.....	169
Tabela 7.4 - Análises espectrográficas em quartzo.....	169

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

(Polarizadores Cruzados)

1. Caracterização de Litotipos

Foto 1 - Granodiorito porfiroblástico (isotrópico).....	24
Foto 2 - Granodiorito porfiroblástico (foliado).....	24
Foto 3 - Textura indicativa de infiltração de sílica pós-blastese K-feldspática.....	24
Foto 4 - Gnaisse granodiorítico	26
Foto 5 - Leptinito	26
Foto 6 - "Augen"-gnaisse. Textura ilustrando os três domínios da petrotrama	26
Foto 7 - Lente foliada de diorito.....	36
Foto 8 - Lente foliada de biotita-gnaisse.....	36
Foto 9 - Biotita-gnaisse.....	36
Foto 10 - Kinzigito.....	41
Foto 11 - Sillimanita-quartzito.....	41

2. Caracterização Textural das Rochas Miloníticas

Fotos 12,13 e 14 - Blastomilonitização progressiva no granodiorito porfiroblástico.....	58
Foto 15 - Milonito gnaisse granodiorítico.....	59
Foto 16 - Blastomilonito granítico.....	59
Foto 17 - Milonito gnaisse granítico , tipo "augon".....	60
Foto 18 - Milonito gnaisse granítico , tipo "flaser".....	60
Foto 19 - Milonito.....	60
Foto 20 - Núcleo não-milonitizado do granodiorito porfiroblástico no interior da ZCDN.....	65

3. Texturas de Deformação-Recrystalização em Feldspatos

Foto 21 - Borda de recuperação-recrystalização em megacrystal de microclínio.....	65
Foto 22 - Megacrystal de microclínio parcialmente recuperado-recrystalizado na forma de um agregado de (sub)grãos poligonais.....	65
Foto 23 - Porfiroclasto de plagioclásio com "bending" das lamelas de geminação polissintética.....	66
Foto 24 - Porfiroclasto de plagioclásio com bandas de extinção ondulante e borda de recuperação-recrystalização.....	66
Foto 24a- Porfiroclasto de plagioclásio totalmente recrystalizado.....	66
Foto 25 - Porfiroclasto de plagioclásio com fraturas e clivagens numa disposição sigmoidal.....	71

4. Tipologia dos "Ribbon Quartzs"

Foto 26 - "Ribbons" monocristalinos e policristalinos do tipo "r".....	71
Foto 27 - "Ribbon quartz" policristalino tipo "i".....	71
Foto 28 - Estrutura interna em "ribbon quartz" policristalino do tipo intermediário.....	72
Foto 29 - "Ribbon quartz" monocristalino com bandas de extinção ondulante (sistema basal).....	72
Foto 30 - Grão deformado de quartzo com padrão quadriculado de extinção ondulante (sistemas prismático e basal).....	72

5. Caracterização da Matriz Granoblástica

Foto 31 - Intercalação de bandas de granulometria fina e média em milonito gnaiss granítico.....	81
Foto 32 - Banda de granulometria fina adjacente a megacrystal de microclínio.....	81

6. Gradeamento em Megacristais de K-feldspato

Foto 33 - Megacrystal de microclínio parcialmente gradeado.....	98
---	----

Foto 34 - Megacristal de microclínio com gradeamento adjacente a fraturas.....	98
Foto 35 - Megacristal de microclínio com gradeamento no interior do cristal.....	98

7. Texturas de Substituição Potássica

Foto 36 - Microclínio de substituição invadindo plagioclásio.....	103
Foto 37 - Detalhe da foto anterior.....	103
Foto 38 - Substituição potássica em plagioclásio a partir do contato com inclusão de apatita.....	104
Foto 39 - Detalhe da foto anterior.....	104
Foto 40 - Substituição potássica em plagioclásio. Aspecto do contato de substituição.....	105
Foto 41 - Relicto de plagioclásio no microclínio de substituição.....	105
Foto 42 - Matriz granoblástica entre megacristais de microclínio e plagioclásio.....	110
Foto 43 - Matriz granoblástica entre megacristais de microclínio.....	110
Foto 44 - Continuação do plano de geminação Carlsbad nas fases substituta e substituída.....	116
Foto 45 - Plano irregular de composição em megacristal de microclínio aprisionando inclusões de quartzo.....	116
Foto 46 - Plano irregular de composição em megacristal de microclínio aprisionando relictos de plagioclásio pré-blástico.....	116

8. Tipologia das Inclusões em Megacristais

Foto 47 - Inclusões quadráticas de quartzo.....	117
Foto 48 - Inclusões de quartzo e plagioclásio de contorno irregular.....	117
Foto 49 - Inclusões alongadas de quartzo.....	117
Foto 50 - Inclusão metassomática de quartzo apresentando um alinhamento de inclusões fluidas prolongando-se a uma interface de clivagem do hospedeiro.....	121

Foto 51 - Detalhe do alinhamento de inclusões fluidas em inclusão metassomática de quartzo.....	121
Foto 52 - Inclusão de quartzo circundada por região desprovida de lamelas de albita-oligoclásio.....	122
Foto 53 - Inclusão mirmequitizada de plagioclásio, de contorno irregular.....	122
Foto 54 - Inclusões reliquiares "pseudoidiomórficas" de plagioclásio sericitizado.....	122
Foto 55 - Borda albitica e mirmequitização em inclusão de plagioclásio.....	123
Foto 56 - Inclusão de plagioclásio parcialmente aprisionada na borda de megacrystal de microclínio.....	123
Foto 57 - Formação de inclusões "pseudoidiomórficas" de plagioclásio na borda de um megamicroclínio de substituição.....	125
Foto 58 - Detalhe da Foto anterior.....	125

9. Tipologia das Mirmequitas

Foto 59 - Disposição das mirmequitas nas bordas de megacristsais de microclínio.....	134
Foto 60 - Típica mirmequita zonada.....	134
Foto 61 - Vermículas de quartzo em domínios distintos de orientação cristalográfica.....	134
Foto 62 - Mirmequita na reentrância do contorno de megacrystal de K-feldspato.....	140
Foto 63 - Microclínio de segunda geração substituindo plagioclásio mirmequitizado.....	140
Foto 64 - Megaporfiroblasto de K-feldspato com mirmequitas marginais, mostrando avanço de K-feldspato tardio sobre as vermiculas de quartzo.....	140
Foto 65 - Duas gerações de microclínio blástico num mesmo megacrystal.....	141
Foto 66 - Plagioclásio com borda albitica e vermiculas de quartzo na borda de megamicroclínio.....	141
Foto 67 - Vermículas de quartzo atravessando borda albitica em mirmequita adjacente a mega-	

microclínio.....	141
Foto 68 - Detalhe de intercrescimento mirmequítico, com vermiculas e gotas de quartzo incluídas em plagioclásio sericitizado.....	142
Foto 69 - Plagioclásio mirmequitizado na borda de megamicroclínio apresentando "bending" da geminação polissintética.....	142
Foto 70 - Mirmequita na reentrância do contorno de megamicroclínio apresentando vermiculas em dois domínios de orientação cristalográfica.....	142
Foto 71 - "Gota de quartzo" em plagioclásio com "canais" de comunicação com o espaço intergrãos.....	164

10. Texturas de Reações Metamórficas

Foto 72 - Contatos reativos entre biotita e quartzo com formação de K-feldspato.....	164
Foto 73 - Cristal de hiperstênio como produto de reação entre biotita e quartzo.....	164

ABSTRACT

In an area of 80 km², three major units has been mapped at a 1:50.000 scale in the augen gneisses terrain of the western margin of the Guanabara Bay. The main unit comprises granitic gneisses (augen gneisses and leptinites) which pass laterally to the granodioritic gneisses unit, to the northwest, and to the porphyroblastic granodiorite unit, to the southeast.

A petrographic study was carried out on the ductile deformation features in quartz and feldspars (undulatory extinction, recovery-recrystallization edges, grain size decrease, preferential crystallographic orientation), resulting in a microtextural classification of all granitic ("sensu lato") rocks. A complete transition has been identified from non-mylonitic gneisses and granitoids, passing into granodioritic and granitic blastomylonites, to typical mylonites in the most stressed belt of the structure, herein named, the Niterói Ductile Shear Zone. It is a high grade shear zone, 10 km wide, with N70W vertical mylonitic foliation and horizontal mineral lineation.

The K-feldspar megacrystals (ternary microcline perthites and mesoperthites with Ab>20% and An>6%) can be interpreted as porphyroblasts which have formed prior to, or during, a ductile deformation event. Potassium metassomatism have been inferred to explain their origin. Diffratometric analysis in several types of megacrystals have always shown a tryclinic symmetry with different obliquities (intermediate and maximum microcline).

Myrmekites have been microtexturally analysed in detail and explained according to a new infiltrative model, herein proposed, which relates their origin to the end of K-metasomatic event.

Augen charnockites occur as diffuse spots with variable dimensions in the most stressed domains. The observation of metamorphic reactions indicating the beginning of the granulite facies, and the chemical identity of charnockites with the augen gneisses of the amphibolite facies, allows to establish a prograde metamorphic origin, probably started by CO₂ flux in the shear zone.

RESUMO

Uma área de aproximadamente 80 Km², representativa dos terrenos de "augen"-gnaisses da margem ocidental da Baía de Guanabara (região de Niterói) foi mapeada em escala 1:50.000. Individualizaram-se três grandes unidades de mapeamento: Uma unidade principal de gnaisses graníticos ("augen"-gnaisses e leptinitos) na porção central da área, que transiciona para a unidade de gnaisses granodioríticos a NW, e para o granodiorito porfiroblástico a SE.

Um estudo sistemático das feições de deformação dúctil em quartzo e feldspatos (extinção ondulante, bordas de recuperação-recristalização, reduções de granulometria, orientação preferencial cristalográfica) possibilitou uma classificação microtextural destas rochas, onde ficou estabelecida uma transição desde granitóides e gnaisses não-miloníticos, passando por faixas de blastomilonitos graníticos e granodioríticos, até milonito gnaisses e milonitos típicos na porção interior mais estressada da estrutura aqui denominada de Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói - ZCDN: uma faixa de rochas miloníticas com 10 Km de largura na área de estudo, com foliação milonítica vertical N70E e lineação mineral horizontal.

Os megacrístais de K-feldspato (microclínio perfitas e mesoperfitas, Ab>20% e An>6%) foram petrograficamente caracterizados como porfiroblastos, sendo em geral anteriores ou contemporâneos à deformação dúctil principal. Propõe-se que tenham se desenvolvido por substituição metassomática em uma

matriz quartzo-plagioclásica original. Análises difratométricas em diferentes variedades tipológicas dos megacristais identificaram sempre a simetria triclinica em diferentes graus de obliquidade (microclínios intermediários e máximos).

As mirmequitas que ocorrem circundando os megacristais de K-feldspato foram tema de um detalhado levantamento microtextural, sendo interpretadas segundo um novo modelo infiltrativo - aqui proposto - que vincula sua origem à fase final do evento de metassomatismo potássico.

"Augen"-charnockitos ocorrem como manchas difusas de dimensões variáveis na porção mais estressada da ZCDN. A observação petrográfica de reações metamórficas de entrada no fácies granulito e a identidade química com os "augen"-gnaisses de fácies anfibolito permitiram atribuir a estas rochas uma origem por metamorfismo progradante, favorecido provavelmente pelo aporte carbônico no interior mais deformado da ZCDN.

1. INTRODUÇÃO

1.1 - Localização , Vias de Acesso e Fisiografia da área

A área estudada corresponde a região urbana do município de Niterói e a parte SW do município de Maricá. A disposição das vias principais pode ser encontrada no mapa 1.(anexos)

A área pode ser dividida , quanto a fisiografia , em dois domínios principais: o domínio costeiro , caracterizado pelo relevo do tipo "Pão-de-Açúcar" , com costões gnáissicos (onde se têm excelentes afloramentos) interrompendo planícies arenosas quaternárias ; e o domínio interior , com relevo de "mar de morros", espesso manto de intemperismo , densa cobertura vegetal e poucos afloramentos.

1.2 - Metodologia

1.2.1 - Delimitação da Área

Os trabalhos foram realizados em uma área de 80 km², disposta transversalmente ao alinhamento SW-NE da faixa de "augen"-gnaiesses da região da Baía de Guanabara (fig. 1.1). Estes limites foram estabelecidos com base nas informações contidas nas cartas geológicas 1:40.000 de Lamego (1945) , 1:30.000 de Lamego (1948) e 1:50.000 de Dalcomo et al.(1981). Esta área abrange , além dos terrenos de "augen"-gnaiesses , as litologias adjacentes à faixa a NW e SE.

Figura 1.1 - Localização da Área

1.2.2 - Mapeamento

Visando superar a grande uniformidade litológica da área, realizou-se um mapeamento temático onde foram estatisticamente levantados dados petrográfico-texturais em aproximadamente 130 bons afloramentos da região. Estas informações referem-se principalmente aos megacristais de K-feldspato - a mais notável característica dos "augen"-gnaisses de Niterói. Utilizou-se uma população estatística de cerca de 4000 megacristais, que foram avaliados quanto a forma, dimensões, cor, estiramento e orientação na rocha (se concordantes ou discordantes à foliação). Outros dados como dimensões e estiramento dos "ribbon quartz" - muito significativos para a história deformacional das rochas - foram também estatisticamente levantados. Alguns dos parâmetros investigados apresentaram padrões de variação interessantes, sendo mostrados através de mapas temáticos ou perfis de variação transversais à zona de cisalhamento identificada na área.

Foram confeccionados dois mapas principais, onde as rochas da área são classificadas, em um, segundo a composição mineralógica e a estruturação macroscópica (p.ex. "augen"-gnaisse granítico, granodiorito porfiroblástico etc.) e, em outro, segundo a microestruturação milonítica (blastomilonito foliado, milonito-gnaisse etc.). O primeiro mapa corresponde a uma classificação baseada sobretudo em dados de campo, que procurou individualizar unidades de mapeamento; e o segundo, a uma classificação microtextural. (Mapas 2 e 3 - Anexos)

Os trabalhos de campo basearam-se na carta topográfica da Folha Baía de Guanabara, escala 1:50.000 (SF-23-Q-IV-4), confeccionada pelo Serviço Geográfico do Exército, sendo os principais lineamentos traçados, em parte, segundo o relatório

de fotointerpretação contido em Dalcomo et al.(1981).

1.2.3 - Análises Micropetrográficas

A interpretação textural constitui a parte essencial deste trabalho. Foram detalhadamente observadas 60 seções delgadas dos "augen"-gnais e das litologias associadas, com especial ênfase aos aspectos indicativos dos processos e das etapas da evolução da textura. É tradicional entre os geólogos a opinião de que as imagens petrográficas não podem, por si só, evidenciar um processo petrogenético, já que sempre se pode explicar uma mesma imagem de mais de uma maneira. Entretanto, alguns aspectos aqui observados, principalmente com referência ao metassomatismo potássico, resistem a qualquer tentativa lógica de uma interpretação alternativa. Sempre que encontradas, estas interpretações alternativas foram apresentadas e discutidas.

Normalmente, a rotina do trabalho micropetrográfico consiste na observação simultânea de muitos aspectos numa mesma seção. Neste trabalho adotou-se procedimento diferente, onde um determinado aspecto textural (mirmegacristas p.ex.) era investigado em todas as seções, passando-se em seguida para um novo tema. Gasta-se mais tempo, mas só assim se tem acesso a detalhes significativos, que na sistemática convencional passariam despercebidos.

Análises modais foram realizadas, em razão da extrema variação no tamanho dos grãos, por uma combinação entre estimativas de campo (percentual ocupado pelos megacristais no volume da rocha) e estimativas micropetrográficas (contagem de pontos na matriz intermegacristais). Dimensões de grãos foram

obtidas com oculares graduadas , e a composição de alguns plagioclásios pelo método de Michel-Levy.

Ângulo 2V em ortopiroxênio e orientação de eixos [0001] de quartzo foram determinados com uma platina universal Leitz de 4 eixos. As determinações de eixo c de quartzo foram plotadas em rede de Smith , com os contornos de densidade sendo traçados na rede de Braun (1969).

Foram também utilizados os métodos petrográficos de Hippertt (1985,1989a) , que estabelecem critérios de caracterização "orto/para" em rochas metamórficas baseados nas relações texturais dos acessórios zircão e apatita.

1.2.4 - Difratometria de RX (DRX)

. Triclinicidade do K-feldspato

Foram realizados difratogramas parciais com radiação $\text{CuK}\alpha$ e 2θ variando de 23° a 31° , para determinação da separação entre os pares de reflexões $130/1\bar{3}0$ (método de Mackenzie 1954) e $131/1\bar{3}1$ (método de Goldsmith e Laves 1954). Para uma satisfatória resolução dos métodos , foi necessário proceder a DRX num regime de baixa velocidade do goniômetro ($1/8^\circ$ de 2θ por minuto) e alta sensibilidade de contagem de impulsos/segundo , conforme as instruções contidas em Hutchison (1974 , pg.188).

Em K-feldspatos monoclônicos tem-se apenas uma das reflexões do par. Na medida em que a estrutura se afasta da simetria monoclínica estas duas reflexões se desmembram em dois pares de reflexões cujo afastamento reflete o grau de triclinicidade da estrutura. Nos K-feldspatos de máxima triclinicidade (microclínios máximos) tem-se um valor máximo de 0.08° para $(d_{131} - d_{1\bar{3}1})$.

Goldsmith e Laves (1954) propuseram então um índice " Δ " para a quantificação da triclinicidade, variável de 0 a 1, que pode ser calculado pela expressão:

$$\Delta = 12.5 (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$$

. Identificação de Minerais Opacos

A identificação desses minerais foi realizada por DRX, em produtos concentrados obtidos por moagem e fracionamento eletromagnético (Separador Frantz). Utilizou-se, por problemas de elevado "background" nessas amostras, radiações do Fe em todos os difratogramas. A identificação em seções polidas não foi possível porque estes minerais ocorrem em muito pequenas quantidades, não aparecendo na maioria das seções.

1.2.5 - Análises Químicas

. Via Úmida

Foram realizadas 15 análises para 22 elementos e 7 para 15 elementos, incluindo análises em rocha total (11) de "augen"-gnaisses, "augen"-charnockitos, leptinitos e rochas básicas; análises em megacristais de K-feldspato (6) e em biotita (5). Algumas foram realizadas no IG-USP, e outras na Divisão de Análises Químicas do CETEM, no Rio de Janeiro.

. Espectrografia de Emissão

Este tipo de análise instrumental permite uma avaliação semiquantitativa de elementos-traços em pequenas amostras (1 grama, aproximadamente). Sendo assim, procurou-se por este meio investigar a dispersão de impurezas (Fe, Mg, Ti e Mn) em grãos

catados de quartzo. Estas análises objetivaram principalmente o estudo da origem dos "augen"-charnockitos e da sua cor verde .

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Unidades Litoestratigráficas Maiores

Os "augen"-gnaisses do Estado do Rio de Janeiro estão inseridos na unidade litoestratigráfica arqueana denominada Complexo Costeiro (Hasui et al. 1982), que se estende por toda a costa sudeste do Brasil, entre os vales dos rios Paraíba (RJ) e Itajaí (SC), no setor central da Província Estrutural Mantiqueira (Almeida 1977)(fig. 2.1).

O Complexo Costeiro é uma intrincada associação de rochas de fácies anfibolito e granulito, com porções migmatizadas em intensidades variáveis. Os tipos litológicos predominantes são gnaisses de estrutura bandada e facoidal, migmatitos e granitóides. Minoritariamente são encontrados quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, mármore, corpos máfico-ultramáficos, xistos e rochas alcalinas.

As rochas de fácies granulito aparecem como faixas alongadas segundo NE-SW ou como núcleos dispersos. São principalmente charnockitos, enderbitos, leptinitos e kinzigitos. Destacam-se, de sul para norte, o Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al. 1979), o Complexo Serra Negra, PR (Silva et al. 1981), o Complexo Itatins, SP (Silva et al. 1977), o núcleo charnockítico de Ubatuba, SP (Gasparini e Mantovani 1977) e os gnaisses charnockíticos e kinzigíticos de Niterói e Cachoeira do Macacu, RJ.

A estruturação regional é principalmente NNE, subordinadamente NNW, com foliação predominante de médio a alto

ângulo. Os dados K/Ar e Rb/Sr existentes (Batolla Jr. et al. 1977, Cordani e Texeira 1979, Silva et al. 1981) indicam para o complexo a ocorrência de protólitos arqueanos com retrabalhamentos termotectônicos nos eventos Jequié, Transamazônico e Brasileiro.

Localmente, as rochas do Complexo Costeiro são subdivididas em unidades litológicas menores, geralmente pouco estudadas e de limites mal definidos. Mais adiante tratar-se-á destas unidades menores, na região da Baía de Guanabara.

No Estado do Rio de Janeiro, indo-se da costa à divisa com Minas Gerais, passa-se do Complexo Costeiro ao Complexo Juiz de Fora de Hasui e Oliveira (1984), que é uma faixa encurvada, aproximadamente paralela a costa e pareada a do Complexo Costeiro (fig. 2.2). É caracterizado por um franco predomínio de rochas de fácies granulito.

Granulitos típicos (charnockitos, enderbitos, noritos etc.) concentram-se em faixas alongadas, principalmente na porção NW do complexo (região de Juiz de Fora), sendo a porção SE (região da Serra dos Órgãos) marcada pela abundância de migmatitos de estrutura nebulítica e granitóides anatéticos.

O Complexo Juiz de Fora é um compartimento crustal intensamente tectonizado nos eventos Transamazônico e Brasileiro, com grandes deslocamentos transcorrentes (ver Campanha 1981), cavalgamentos, dobramentos, transposição e blastomilonitização pronunciada dos granulitos. No Evento Brasileiro destaca-se a migmatização que se acentua de NW para SE, culminando com a formação de grandes corpos batolíticos na região da Serra dos Órgãos (Batólito Serra dos Órgãos e Batólito Serra das Araras de Barbosa e Grossi Sad 1985). Esta porção do complexo, com

Figura 2.1 Distribuição das unidades litológicas e litostratigráficas do setor central da Província Mantiqueira. (HASUI E OLIVEIRA 1984)

Figura 2.2 Mapa geológico do sudeste mineiro e parte do Rio de Janeiro. (Fonseca et alii, 1978, modificado.)

predomínio de migmatitos e granitóides , corresponde ao Grupo Serra dos Órgãos de Oliveira et al. 1976) e ao "gnaisse granitóide" de Rosier (1957,1965) e tem , com o Complexo Costeiro, um contato de difícil definição. As datações existentes para o Complexo Juiz de Fora concentram-se em torno de 2.0 e 0.5 b.a. , referentes aos retrabalhamentos transamazônico e brasileiro, respectivamente. Os granitóides e migmatitos da Serra dos Órgãos fornecem isócronas Rb/Sr de 620 a 450 m.a. (Cordani et al 1968) , correspondendo às atividades magmáticas sin- e pós-tectônicas do Evento Brasileiro.

Os terrenos gnáissico-migmatíticos entre Juiz de Fora e Barbacena constituem o denominado Complexo Barbacena (Oliveira 1980) , e compreendem predominantemente migmatitos de idade arqueana mais ou menos retrabalhados no Transamazônico e Brasileiro.

2.2 - Evolução Geológica e Geotectônica

O quadro mais antigo que se pode reconstituir remonta ao Evento Jequié, em que um compartimento crustal granito-gnáissico pode ser individualizado , o Cráton do Paramirim de Almeida et al.(1980). Este núcleo cratônico é orlado por duas faixas de rochas de alto grau , o Cinturão Granulítico Atlântico de Leonardos Jr. e Fyfe (1974) e o Cinturão Granulítico Rio Grande de Hasui (1982).

O contato entre os terrenos cratônicos granito-gnáissicos e os cinturões granulíticos é marcado por notável anomalia gravimétrica linear , que representa uma descontinuidade entre dois blocos crustais desnivelados (Haralyi e Hasui 1982). Esta descontinuidade gravimétrica corresponde ao contato entre os

complexos Juiz de Fora e Barbacena , onde os terrenos granulíticos do primeiro correspondem a níveis profundos do bloco soerguido que cavalga o bloco representado pelo Complexo Barbacena , o qual expõe seus níveis crustais superiores de natureza granito-gnáissica.

Entre o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Costeiro não são identificadas descontinuidades crustais. Estas unidades representariam níveis mais e menos profundos de um mesmo bloco , respectivamente.

A elucidação dos processos arqueanos que determinaram essa estruturação está longe de ser alcançada. Segundo Hasui e Oliveira (1984) , esse quadro de blocos cavalgantes com estruturas internas distintas sugere uma colisão de massas continentais. Porada (1979) considera um modelo de evolução ensialica em que os terrenos arqueanos da costa atlântica da África e da América do Sul teriam evoluído a partir de um aulacógeno , com abertura e fechamento de um oceano proto-atlântico. Por fim , deve-se mencionar o modelo de Ebert (1968) , que reconheceu uma evolução geossinclinal no que denominou de Cinturão Assíntico. Este cinturão estaria segmentado em duas faixas ("Paraibides" e "Araxaides") dispostas ao longo de um bloco estável situado a norte (ver fig.2.4).

Os retrabalhamentos no Transamazônico e , notadamente , no Brasileiro , envolveram os terrenos granito-gnáissicos das bordas do Cráton do Paramirin , delineando os limites do Cráton do São Francisco. O metamorfismo de fácies granulito que afetou principalmente o Complexo Juiz de Fora é , segundo Oliveira (1980), atribuído ao Evento Jequié , e as feições retrometamórficas aos eventos Transamazônico e Brasileiro. Ao

Evento Brasileiro atribui-se também a pronunciada granitogênese e blastese K-feldspática. Faixas de supracrustais do Proterozóico Médio (Grupo Amparo) e Superior (Grupos São João Del Rei e Andrelândia) desenvolveram-se sobre o embasamento arqueano. Todo esse conjunto de embasamento retrabalhado e supracrustais é denominado de Região de Dobramentos Sudeste por Almeida et al. (1976), equivalente ao Cinturão Ribeira de Almeida et al. (1973).

2.3 - Unidades Litológicas Menores

Os primeiros mapeamentos na região da Baía de Guanabara devem-se a Lima e Silva (1920), Backeuser (1926), Moraes et al. (1935) e Lamego (1938), todos eles restritos aos domínios do antigo Distrito Federal. Posteriormente, Lamego (1945, 1948) mapeou os terrenos gnáissicos a leste da Baía de Guanabara (região de Niterói e São Gonçalo), apresentando a disposição areal das variedades petrográficas de gnaisses e realizando seções geológicas regionais. Em 1937 Alberto Ribeiro Lamego produziu um artigo clássico do Pré-Cambriano do sudeste brasileiro ("A Teoria do Protogneis"), em que apresenta uma elegante interpretação petrogenética para as rochas granito-gnáissicas arqueanas da região da Baía de Guanabara.

Helmbold et al. (1965) foram os primeiros a reconhecer uma sucessão estratigráfica nos gnaisses do então Estado da Guanabara. Definiram o Grupo Pão-de-Açúcar, representado pelos "augen"-gnaisses e migmatitos, que seria embasamento para uma sequência pelítica metamorfizada em kinzigitos, kondalitos e gnaisses cálcio-silicáticos (o Grupo Sepetiba). A disposição destas unidades sofreu modificações no trabalho de Leonardos Jr. (1973).

O Pré-Cambriano das circunvizinhanças da Baía de Guanabara

foi , a partir de 1977 , subdividido em unidades litológicas , através dos mapeamentos geológicos em escala 1:50.000 , empreendidos pelo Departamento de Recursos Minerais - RJ. Estas unidades são descritas sucintamente abaixo , e apresentadas no mapa da figura 2.3.

. Unidade Catalunha (Batista et al.1977)

Constitui-se de gnaisses bandados e aluminosos (kinzigitos). São principalmente sill-gd-bi-kf-co-pg-qz-gnaisses. Intercalam-se subordinadamente níveis de quartzitos micáceos e rochas cálcio-silicáticas. Esta unidade faz contato brusco com os "augen"-gnaisses.

. Unidade Bela Joana (Batista et al.1977)

Esta unidade está totalmente inserida no domínio dos "augen"-gnaisses e faz com estes contatos transicionais. É inteiramente constituída por rochas da denominada "suite charnockítica" , principalmente gnaisses enderbíticos (gd-hy-bi-pg-gnaisses) de cor esverdeada ou castanha.

. Unidade Santo Eduardo (Batista et al. 1977)

Dispõe-se em duas faixas paralelas , alongadas segundo NE-SW. São (sill)-(gd)-bi-(kf)-qz-pg-gnaisses , migmatizados , de composição quartzo-diorítica. As intercalações de quartzitos são uma característica marcante nos gnaisses e migmatitos desta unidade. Observa-se transição para os gnaisses porfiroblásticos da Unidade Cassorotiba.

. Unidade Angelim (Batista et al. 1977)

Restringe-se a uma estreita faixa alongada segundo NE-SW nos dois lados da Baía de Guanabara. São (gd)-bi-mi-pl-gnaisses quartzo-dioríticos , homogêneos , de xistosidade incipiente e localmente migmatíticos.

. Unidade Cassorotiba (Dalcomo et al. 1981)

Representada por gnaisses porfiroblásticos , de composição quartzo-diorítica a granítica , homogêneos , fracamente orientados e que fazem contatos gradacionais com os "augen"-gnaisse. Pode ser identificado um vetor de incremento da blastese K-feldspática em direção aos "augen"-gnaisse.

. Gnaisse Facoidal

Os "augen"-gnaisse da região da Baía de Guanabara foram individualizados por Dalcomo et al.(1981) como uma unidade de mapeamento denominada "Gnaisse Facoidal" (oportunamente serão apresentadas as razões que determinaram , neste trabalho , a utilização do termo "augen"-gnaisse ao invés de gnaisse facoidal). Esta unidade faz contato brusco com a Unidade Catalunha e contatos transicionais com todas as demais unidades adjacentes. Segundo Ferrari et al.(1982) , restringiu-se o Gnaisse Facoidal às rochas essencialmente homogêneas , caracterizadas pela presença de porfiroblastos gigantes , amendoados , de K-feldspato, pela marcante trama cataclástica e pela menor quantidade de matriz em relação aos gnaisses porfiroblásticos das unidades vizinhas.

. Leptinito

Os leptinitos (gd-bi-pg-qz-kf-gnaisses), como unidade de

mapeamento , estão restritos à cidade do Rio de Janeiro. São caracterizados pela pobreza em minerais máficos e apresentam , segundo Ferrari et al.(1982) , contato gradacional com o Gnaíse Facoidal.

. Unidade São Fidélis (Batista et al.1977)

Ocorre como faixas alongadas NE-SW. São gnaisses aluminosos (kinzigitos), geralmente migmatizados. Estão associados à rochas charnockíticas , gnaisses cálcio-silicáticos e quartzitos.

.Unidade Palmital (Reis e Licht 1977)

São gnaisses migmatizados de composição quartzo-diorítica (gr)-sill-bi-pg-gnaisses. Kinzigitos típicos ocorrem localmente na unidade.

. Unidade Santo Aleixo

São migmatitos de composição granítica a granodiorítica. Os domínios heterogêneos apresentam melanossoma de (hd)-bi-gnaisses e leucossoma granítico ou pegmatóide.

. Unidades Tingui , Maricá e Região dos Lagos

São constituídas de gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica a quartzo-diorítica , que caracteristicamente são injetados por material básico na forma de diques deformados e metamorfisados. São consideradas como embasamento da Unidade Palmital.

FIG. 2.3 MAPA GEOLÓGICO
SIMPLIFICADO DAS FOLHAS
BAIA DE GUANABARA, MARI-
CÁ, SAQUAREMA E ITABORAÍ

LEGENDA

QUATERNÁRIO

SEDIMENTOS CONTINENTAIS E MARINHOS INDISCRIMINADOS

TERCIÁRIO

Tb - SEDIMENTOS DA FM MACAÇU

Tit - SEQUÊNCIA CARBOMÁTICA DA BACIA DE S. JOSÉ DE ITABORAÍ

MESOZOÍCO

Ka - CORPOS ALCALINOS 1. TANGUÁ 2. ITAUNA

CORPOS ALCALINOS MENORES

PRÉ-CAMBRIANO

Grcj - GRANITO CAJÚ

Grad - GRANITO ANDORINHA

GrSu - GRANITO SURUI

PCdgn - QUARTZO-DIORITO GNAÍSSICO

PCr - COMPLEXO BÁSICO DE GLEBA RIBFIRA

PEIci	PEIbi	PEIgf	PEIlg	PEIcs	PEIog	PEIse	PEIst	PEIpo	PEVso	PEVmr	PEVii	PEVli
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

PEIci - UNIDADE CATALUNHA

PEIbi - UNIDADE BELA JOANA

PEIgf - GNAISSE FACIOIAL

PEIlg - LEPTINITO

PEIcs - UNIDADE CASSOROTIBA

PEIog - UNIDADE ANGELIM

PEIse - UNIDADE STº EDUARDO

PEIst - UNIDADE SÃO FIDELIS

PEIpo - UNIDADE PALMITAL

PEVso - UNIDADE STº ALEIXO

PEVmr - UNIDADE MARICA

PEVii - UNIDADE TINGUI

PEVli - UNIDADE REGIÃO DOS LAGOS

3. AS UNIDADES DE MAPEAMENTO

A área mapeada é quase que exclusivamente constituída por rochas granito-gnáissicas , que se caracterizam pela presença de megacristais de K-feldspato.

Estas rochas puderam ser divididas em três conjuntos litológicos , diferenciados quanto a composição mineralógica e/ou intensidade de gnaissificação , como se vê no mapa 2. São eles: o granodiorito porfiroblástico na porção SE da área ; o gnaisse granodiorítico na porção NW e os gnaisses graníticos na porção central , ocupando estes últimos cerca de 75% da área mapeada.

Paragnaisses com paragêneses aluminosas (biotita gnaisses e kinzigitos) ocorrem como duas faixas estreitas segundo SW-NE , uma na porção NW , outra na porção SE da área.

Faz-se a seguir a descrição destas unidades de mapeamento , onde são enfatizadas principalmente relações de campo:

3.1 -- Rochas Granito-Gnáissicas

3.1.1 - Granodiorito Porfiroblástico

Esta rocha ocupa a extremidade SE da área mapeada , localidades de Itaipu e Itaipuaçu. Corresponde , em parte , aos gnaisses porfiroblásticos da Unidade Cassorotiba de Dalcomo et al.(1981).

No domínio isotrópico (Itaipuaçu) é um granitóide cinzento , de foliação ausente ou incipiente , sempre com megacristais retangulares , brancos ou cinzentos , de K-feldspato , que estão geralmente dispostos sem uma orientação preferencial marcante.

O caráter intrusivo fica evidenciado em nítidas relações de injeção e aprisionamento de enclaves (fig. 3.1-a), muito comuns nos afloramentos dos costões da Praia de Itaipuaçu.

Em alguns domínios observam-se alinhamentos de megacrístais com nítido aspecto fluidal (fig. 3.1-d e 3.1-e). Acumulações ("clusters") de megacrístais (fig. 3.1-a,b,c), as vezes associadas a acumulações de biotita (fig. 3.1-b) também indicam movimentação. Em alguns locais observa-se uma disposição dos megacrístais que lembra a orientação dos cristais na textura traquítica (fig. 3.1-e) e que também indica fluidez. Na figura 3.1-f, nota-se que os megacrístais estão adaptados à superfície de contorno dos enclaves.

Todas estas relações indicam que os megacrístais já estavam formados quando aconteceu a intrusão. Entretanto, não necessariamente eles devem ser interpretados como fenocrístais. No item 5.4 discutem-se detalhadamente os aspectos microtexturais que permitiram a caracterização destes mesmos megacrístais como porfiroblastos (a nível de afloramento a origem blástica dos megacrístais é fortemente sugerida em relações como a da fig. 3.1-g). O que se deve concluir então é que a blastese responsável pela formação dos megacrístais se desenvolveu antes da completa consolidação da rocha.

As rochas do domínio isotrópico, ao microscópio, apresentam uma característica textura granular hipidiomórfica com plagioclásios (An27-An35) subidiomórficos de grã grossa (>2mm), aparentemente não-zonado, e grãos de quartzo equidimensionais xenomórficos, eventualmente com extinções ondulantes. Uma biotita castanho escuro é o único máfico presente (10 a 25% na matriz). Como acessórios ocorrem zircão, apatita, subordinadamente

ilmenita e magnetita (ver foto 1).

A composição da matriz é predominantemente tonalítica , as vezes quartzo-diorítica. A rocha como um todo (incluindo os megacristais de K-feldspato) tem composição granodiorítica.

A gnaissificação se acentua em direção à falha de Itaipu (domínio foliado). Coexistem megacristais brancos e rosados , estes últimos sendo geralmente amendoados. A quantidade (volume) de megacristais aumenta em relação ao domínio isotrópico.

No domínio foliado a rocha não é tão homogênea. Tem-se muitas vezes bandas concordantes à foliação subvertical onde se concentram os megacristais.. Estas bandas podem ser repentinamente interrompidas lateralmente , estando as vezes lado a lado com bandas de um material granítico grosso desprovido de megacristais (fig.3.2).

No microscópio observa-se obliteração da textura granular original em direção a falha de Itaipu, desenvolvendo-se uma matriz em grande parte poligonizada , principalmente o plagioclásio (foto 2). Nas rochas da zona de falha , o plagioclásio está quase sempre sericitizado , e é normal a presença de muscovita secundária. Infiltrações de sílica são facilmente observadas (foto 3). A biotita está frequentemente cloritizada e é mais clara que no domínio isotrópico.

O material que ocorre como enclaves (fig.3.1-a) , identificado principalmente no domínio isotrópico , é de granulometria fina , de composição granítica e tem biotita como único mineral máfico. Estes enclaves de composição mais ácida e de textura mais fina que a da rocha envolvente devem representar fragmentos oriundos da borda mais rapidamente resfriada da

Figura 3.1 , (P.83,84,85 e 90)- Relações de campo do granodiorito porfiroblástico (domínio isotrópico). A-Injeção do granodiorito (gd) com aprisionamento de enclaves de composição granítica (gr). Notar a concentração de megacristais na proximidade dos enclaves e as acumulações de biotita (bi) nos anteparos; B-Acumulações de megacristais e biotita sugerindo movimentos circulares ("rodamosinhos"); C-Zona de cisalhamento destal determinando uma inflexão no alinhamento dos megacristais. Notar os megacristais mais estirados no interior da zona; D-Estrutura fluidal indicativa de movimentos convectivos; E-Estrutura fluidal sugerindo movimentação multidirecional. Notar "clusters" de megacristais (1) e a disposição que lembra a textura traquítica (2); F-Megacristais adaptados ao contorno de enclaves graníticos; G-Injeção e aprisionamento de enclaves. Notar o crescimento de megacristais (porfiroblastos) no interior dos enclaves (setas).

FIGURA 3.1 (CONTINUAÇÃO)

Figura 3.2 , (P.94) - Granodiorito porfiroblástico (domínio foliado). Nódulos e bandas irregulares com concentração de megacristais ovalados (augen-gnaiss) transicionando para material granodiorítico grosso, levemente foliado, desprovido ou com poucos megacristais. Notar lentes de biotita-gnaisses (enclaves estratificados?).

Figura 3.3 , (P.20) - Intercalação métrica de leptinito (1) em associação com lentes máficas (2) em meio a "augen"-gnaisses rosados (3) e esverdeados (charnockíticos) (4). Notar porfiroblastos, muitas vezes idiomórficos e discordantes, no interior das lentes máficas, e a associação de granada e "ribbon quartzs" nos leptinitos.

FOTO 1 - Granodiorito porfiroblástico (domínio isotrópico). Matriz granular hipidiomórfica não-foliada com microclínio (mic), plagioclásio (pl), quartzo (qz) e biotita (bi) entre megaporfiroblasto de K-feldspato (k). Notar incipiente desenvolvimento de contatos retos (recristalização) em alguns grãos de plagioclásio e quartzo (1), e a mirmequitização restrita a alguns plagioclásios adjacentes ao megaporfiroblasto (2). Notar também inclusões de quartzo em muitos grãos de plagioclásio (3).

0.5 mm

FOTO 2 - Granodiorito porfiroblástico (domínio foliado). Matriz tonalítica granoblástica foliada, com grãos de plagioclásio (pl) geralmente poligonizados, biotitas (bi) orientadas e quartzo (qz) xenomórfico a parcialmente poligonizado.

0.5 mm

FOTO 3 - Textura indicativa de infiltração de SiO_2 (qz) ao longo de clivagens e fraturas de porfiroblasto de K-feldspato (k). A infiltração é pós-blastese K-feldspática. Notar inclusão de plagioclásio (pl) no porfiroblasto, e o contorno do quartzo de infiltração parcialmente controlado pelas superfícies (010)(?) do K-feldspato (setas).

0.5 mm

intrusão ("chilled margins")(Didier 1973,pg.75 e 269).

3.1.2 - Gnaisse Granodiorítico

É uma rocha cinza homogênea , intensamente foliada , que em afloramento pode lembrar o granodiorito porfiroblástico do domínio foliado. Corresponde aos gnaisses da Unidade Angelim de Batista et al.(1977).

No domínio fracamente porfiroblástico (extremo NW da área) estas rochas têm menos de 5% em volume de megacristas retangulares de K-feldspato . Este percentual aumenta em direção aos terrenos de "augen"-gnaisses , concomitantemente a um aumento no caráter elipsoidal dos megacristas (item 5.1) , e a uma alteração na cor: Passam de brancos a rosados em direção aos "augen"-gnaisses.

Localmente podem ser identificados produtos de fusão parcial que , obliterando a foliação , dão à rocha uma incipiente estrutura de migmatitos nebulíticos .

Ao microscópio, vê-se uma matriz foliada de granulometria média-grossa , de composição granodiorítica , com grãos predominantemente de contorno irregular (foto 4). Duas biotitas , uma castanha e outra verde , estão sempre presentes em quantidades em torno de 10% , assim como pequenas quantidades de granada (<2%).

No domínio intensamente porfiroblástico , nas proximidades dos terrenos de "augen"-gnaisses , tem-se já a redução na granulometria da matriz , que é uma característica marcante dos autênticos "augen"-gnaisses.

O K-feldspato , quase sempre não-gradeado , apresenta , como em todas as rochas portadoras destes megacristas , os aspectos

FOTO 4 - Gnaiss granodiorítico .
Matriz foliada com biotitas (bi)
orientadas , "ribbon quartz"(qz),
plagioclásio (pl) parcialmente po-
ligonizado e microclínio (mic) ge-
ralmente xenomórfico.

0.5 mm

FOTO 5 - Leptinito. Seção perpen-
dicular à foliação milonítica (Sm)
e paralela à lineação milonítica
(Lm). Notar a matriz grano-
blástica quartzo-microclínica (mic), em
grande parte poligonizada , entre
"ribbons" policristalinos de
quartzo (qz).

0.5 mm

FOTO 6 - "Augen"-gnaisse. Textura
ilustrando os três domínios carac-
terísticos na petrotrama destas
rochas: os megacristais de K-
feldspato (k) , a matriz grano-
blástica (m) predominantemente
quartzo-plagioclásica e os
"ribbon quartz" (qz). Notar os in-
tercrescimentos mirmequíticos na
borda do megacristal (mir).

0.5 mm

texturais indicativos de uma origem blástica (item.5.4).

3.1.3 - Gnaisses Graníticos

Estas rochas ocupam a porção central da área , perfazendo cerca de 75% da sua totalidade , e correspondem àquelas onde a deformação é mais notável. Constituem a zona mais interiorizada da Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói (cap.4). Dois tipos litológicos são identificados: os "augen"-gnaisses , amplamente predominantes , e os leptinitos , de ocorrência mais localizada. Faz-se a seguir uma descrição dos principais aspectos petrográficos e de campo destas rochas.

3.1.3.1 - Leptinitos

O termo leptinito está desde muito enraizado na literatura do Pré-Cambriano da região da Baía de Guanabara. Tem sido usado de maneira genérica para gnaisses quartzo-feldspáticos desprovidos ou com muito pouca biotita e/ou hornblenda. Caracteristicamente contém granada.

São rochas quase sempre intensamente foliadas , de granulometria fina , poligonizadas e de composição granítica (foto 5) , com notável desenvolvimento de "ribbon quartzs". Em amostras de mão são de cor rosa-amarelada (branca , quando alterada) destancando-se níveis milimétricos onde se concentram quartzo e granada.

Estão em íntima associação com os "augen"-gnaisses , ocorrendo ou como enclaves mais ou menos angulosos em meio a esses últimos (fig.3.4-b,c,d) , ou como intercalações veiformes decimétricas a métricas e (sub)concordantes à foliação (fig.3.3),

ou ainda como corpos maiores de espessura de até 500 m , mais ou menos estirados segundo a foliação , como o que ocorre na área de Pendotiba (ver mapa 2).

O contato dos leptinitos com os "augen"-gnaisses tem sido descrito como gradacional em Dalcomo et al. (1981) , em que uma variedade transitória de leptinito , caracterizada pela presença de megacristais de K-feldspato , existiria na região do contato (estes leptinitos transicionais correspondem aos leptinitos porfiroblásticos de Lamego (1937)). Em Niterói também foram observados em alguns pontos (F.79 e 80) leptinitos porfiroblásticos próximos aos "augen"-gnaisses , contudo o contato propriamente dito é geralmente uma superfície claramente definida (fig.3.4-a,e), com separação abrupta de "augen"-gnaisses de um lado e leptinitos , as vezes porfiroblásticos , de outro. Os megacristais de K-feldspato , quando presentes , estão em muito menor número no leptinito que no "augen"-gnaisse adjacente. São também menores e mais retangulares (menos deformados) que a maioria dos megacristais do "augen"-gnaisse e , em grande parte , discordantes à foliação (fig.3.4-e). Estes megacristais idiomórficos e discordantes são atribuídos a um evento tardio de blastese K-feldspática (ver item 5.6). O fato de ocorrerem somente naquelas porções do leptinito que fazem contato com o "augen"-gnaisse deve retratar a baixa permeabilidade dos leptinitos (rocha praticamente sem filossilicatos) que permanecem assim não-afetados pela difusão-infiltração de SiO_2 e K^+ responsável pela blastese K-feldspática (ver item 5.4 e 6.4). Nas proximidades do "augen"-gnaisse , ao contrário , deve acontecer uma elevada mobilidade de fluidos (os "augen"-gnaisses têm de 5 a 25% de filossilicatos) (ver Spry 1983 pg.14 e Hippertt 1989 a), possibilitando a

Figura 3.4, (P.79 a 81) - Relações de campo de leptinitos e "augen"-gnaisses. A- Banda de "augen"-gnaisse (1) em meio a leptinitos. Notar leptinito porfiroblástico nas proximidades do "augen"-gnaisse (2); B, C e D- Enclaves angulosos e arredondados de leptinito no "augen"-gnaisse. Notar a foliação atravessando a superfície de contorno dos enclaves e a associação com lentes máficas; E- Intercalação potente de leptinito. Notar foliação (S) cortando o contato e os megacristais idiomórficos e discordantes no leptinito porfiroblástico próximo ao contato.

formação dos megaporfiroblastos .

São comuns interdigitações com o "augen"-gnaisse (fig.3.5). Em alguns afloramentos pode-se também observar o plano de foliação interceptando o plano de contato entre as duas litologias (fig.3.4-b,d,e) mostrando que as intercalações têm contorno bastante irregular , e que o desenvolvimento da foliação é posterior ao estabelecimento do contato entre as duas litologias.

Leptinitos charnockíticos (com hiperstênio) , as vezes esverdeados , podem ocorrer em alguns pontos (P. 80 , p.ex.) , sempre em associação com "augen"-charnockitos (ver item 7.1.2.1).

3.1.3.2 - "Augen"-Gnaisses

. Área de Exposição

Os terrenos de "augen"-gnaisses das circunvizinhanças da entrada da Baía de Guanabara totalizam cerca de 200km² e representam a maior área de exposição contínua destas rochas no Complexo Costeiro. Ocupam a maior parte da área urbana da cidade do Rio de Janeiro , concentrados principalmente na zona sul (Urca, Copacabana , Ipanema e Gávea) , no centro da cidade e em Jacarepaguá. Na margem oriental da Baía de Guanabara estas rochas perfazem quase a totalidade do município de Niterói , grande parte do de São Gonçalo e a parte oeste do de Maricá. Os costões entre as praias niteroienses e na zona sul carioca constituem talvez os mais nítidos afloramentos destas rochas em todo o mundo.

Esta área de ocorrência restringe-se aos terrenos com predomínio de autênticos "augen"-gnaisses , com megacristais ovalados ocupando a maior parte do volume da rocha , sendo as variedades não-deformadas e/ou com maior participação de matriz

apenas de ocorrência localizada.

. Nomeclatura

Neste trabalho será adotado o termo descritivo textural "augen-gnaisse" ao invés da expressão equivalente "gnaisse facoidal". Isto se deve ao fato de que "augen-gnaisse" é um termo corrente e internacionalmente usado para denominar gnaisses com megacristais amendoados (facoides) geralmente de K-feldspato, ao contrário do que acontece com "gnaisse facoidal", de mesmo significado, popular no Brasil, mas raramente utilizado em comunicações científicas em inglês ("phacoidal gneiss").

Na primeira metade do século XX, os trabalhos, principalmente de Alberto Ribeiro Lamago, instituíram o termo "gnaisse lenticular" na petrografia do Pré-Cambriano do Rio de Janeiro, o qual gradativamente deu lugar ao "gnaisse facoidal", principalmente a partir de Rosier (1957). Outro termo que teve utilização nas primeiras décadas do século foi "gnaisse phacoideano".

As expressões "gnaisse porfiróide" e "gnaisse porfiroidal" são eventualmente usadas para as rochas em questão, mas não é a melhor opção pela conotação genética que fica sugerida pela semelhança com pórfiro. Pissis (1842) e Darwin (1846) utilizaram este termo ("porphyroidal gneisses") nas primeiras descrições petrográficas destas rochas.

Outra alternativa é o termo "gnaisse porfiroblástico", mais abrangente que "augen-gnaisse" pois inclui gnaisses com megacristais de qualquer formato. Em terrenos de "augen"-gnaisses tem-se normalmente variações locais para tipos menos deformados

onde se pode aplicar o "gnaisse porfiroblástico", como acontece na região de Niterói. Um aspecto que deve ser ressaltado é a conotação genética imposta em "gnaisse porfiroblástico", onde os megacristais devem ser necessariamente porfiroblastos.

Os termos "semifacoidal" e "semiporfiroblástico" têm sido também aplicados (Helmboldt et al.1965 e Dalcomo et al.1981) nas variedades com menor percentual de porfiroblastos (menos que 40% do volume da rocha) e, conseqüentemente, com maior participação de matriz.

. Aspectos Petrográficos e de Campo

Nos "augen"-gnaisses típicos podem ser identificados, tanto em amostras de mão quanto em seções delgadas, três domínios nitidamente diferenciados na petrotrama (foto 6): Os megacristais de K-feldspato, a matriz granular e os leitos de quartzo ("ribbon quartz"). Estes domínios são estudados em detalhe nos capítulos 4 e 5. A estruturação milonítica, característica fundamental destas rochas, constitui também tema do capítulo 4. Por ora descreve-se somente que estas rochas, intensamente deformadas e de composição granítica, constituem uma faixa de aproximadamente 8 Km de largura, alinhada segundo NE-SW, havendo uma passagem lateral gradativa para as rochas granito-gnáissicas menos deformadas de composição granodiorítica já descritas.

"Augen"-gnaisses esverdeados, sempre com hiperstênio ("augen"-charnockitos), ocorrem na forma de manchas irregulares de até dezenas de metros em inúmeros pontos da faixa central de gnaisses graníticos (ver o mapa 2). A descrição e origem destes "augen"-charnockitos é tratada detalhadamente no capítulo 9.

Por toda a área de ocorrência dos "augen"-gnaisses pode-se

observar , com abundância , lentes máficas geralmente decimétricas, algumas vezes com 1 ou 2 metros , de contorno amendoado bem definido , quase sempre com razão comprimento/largura em torno de 8-10 , geralmente afetadas pela porfiroblastese K-feldspática (fig. 3.6). Algumas vezes , corpos de contorno irregular , angulosos , podem também ser vistos. Eventualmente, com um contato difuso e um contorno mais ou menos circular, estes corpos melhor seriam chamados de nódulos .

Dois materiais podem ocorrer como lentes e nódulos máficos: O primeiro , de composição intermediária-básica (análises 10 e 11 na tab. 3.1) , normalmente com clinopiroxênio e granada , as vezes com o par orto/clinopiroxênio (hornblenda é rara) , ocorre quase sempre em associação com "augen"-charnockitos. Tem sido interpretado como "boudins" oriundos de diques básicos (ver item 7.1.2.1 e figs.3.6-h e 7.2-3). O segundo tipo , muito mais abundante , é um biotita-gnaiss fino (50% de biotita) de composição quartzo-monzonítica a granodiorítica , desprovido de outros minerais máficos. Ambos são materiais de textura totalmente poligonizada (fotos 7 e 8).

3.2 - Paragneisses

Foram individualizadas duas faixas com aproximadamente 700 m de largura (ver o mapa 2) , longitudinais a zona de cisalhamento; uma a NW , onde predominam biotita-gnaisses , e outra a SE com kinzigitos:

3.2.1 - Biotita-Gnaisses

Correspondem aos biotita-gnaisses de Lamego (1937) e aos

Figura 3.5 , (P.65) - Interdigitação entre "augen"-gnaisse e leucito porfiroblástico.

Figura 3.6 - Legenda na próxima página.

Figura 3.6 , (P.62,64,65,73,32 e 5) - Lentes melanocráticas intermediárias e básicas no "augen"-gnaisse. a- Lente vista em seção perpendicular a foliação ; b- Plano do croqui coincidente com o plano da foliação. Notar no detalhe a presença de megacristais (porfiroblastos) quadráticos de K-feldspato na borda das lentes, contrastando com os ovalados do "augen"-gnaisse ; c- Notar megacristais não-orientados , protegidos da deformação , na região de "sombra de pressão". As vênulas que aparecem nas lentes são fraturas aparentemente preenchidas pelo material circundante ; d- Lente de contorno ondulante ; e- Notar projeção do augen-gnaisse no interior da lente. Observar que os megacristais são menores na projeção que no "augen"-gnaisse circundante ; f- Núcleo (infiltração?) de quartzo e K-feldspato no interior da lente máfica ; g- Núcleo de quartzo com sulfetos no interior da lente máfica. Notar os "condutos" que ligam os megacristais ao "augen"-gnaisse circundante. Notar também pequena "bolsa" de material similar ao "augen"-gnaisse no interior da lente ; h- alinhamento de lentes melanocráticas por "boudinage" de veio básico-ultrabásico. A esquerda , corte no plano da foliação. A direita , corte perpendicular a foliação.

FOTO 7 - Lente foliada de diorito. Textura granoblástica com grãos poligonais de plagioclásio (pl), biotitas orientadas (bi), piroxênio (prx) e quartzo (qz) geralmente xenomórfico.

0.2 mm

FOTO 8 - Lente foliada de biotita-gnaiss. Rocha de composição quartzo monzodiorítica com biotitas (bi) orientadas, grãos geralmente subidiomórficos de plagioclásio (pl) e quartzo (qz) xenomórfico.

0.2 mm

FOTO 9 - Biotita-gnaiss. Rocha intensamente foliada com grande quantidade ($\pm 50\%$) de biotita orientada (bi), microclínio (mic) e grãos xenomórficos de quartzo (qz). Notar as relações sugerindo a infiltração-substituição de quartzo em biotita (setas).

0.2 mm

gnaisses kinzigíticos da Unidade Catalunha de Dalcomo et al. (1981). Estão incluídos no Grupo Sepetiba de Helmboldt et al. (1965) e Leonardos Jr. (1973). Referências a estas rochas como gnaisses cinzentos ou gnaisses melanocráticos foram feitas no começo do século.

Trata-se de um microclínio-quartzo-biotita-gnaisse com pronunciada foliação milonítica e textura parcialmente poligonizada (foto 9). Tem raros cristais xenomórficos de zircão como único mineral acessório. Associadas a eles podem ser encontradas intercalações de rochas aluminosas com sillimanita e granada. Estão intimamente associados a rochas silicificadas (quartzitos) e a porções quartzo-feldspáticas (graníticas) intensamente foliadas, retratando uma história complexa de injeções e permeabilidade de soluções. Esta associação de rochas tem sido interpretada por quase todos os autores (exclui-se Lamego) como uma sequência parametamórfica derivada de sedimentos pelíticos e quartzosos.

O contato com os "augen"-gnaisses, de grande importância para a elucidação do significado de ambas as litologias, é sempre abrupto e sempre concordante a foliação milonítica verticalizada das mesmas (fig. 3.7). Contatos concordantes dobrados podem ser vistos nas diversas seções geológicas, principalmente da cidade do Rio de Janeiro, apresentadas, entre outros, nos trabalhos de Lamego (1938, 1945), Leonardos Jr. (1973) e Valeriano e Magalhães (1984). Deve ser dito que estes contatos dobrados, ao que parece, foram sempre inferidos mas nunca vistos, e retratam o padrão de dobramento recumbente com vergência para NW que afeta os gnaisses da cidade do Rio de Janeiro, segundo afirmam Lamego (1938), Rosier (1957, 1965) e Valeriano e Magalhães (1984).

Dalcomo et al. (1981) e Ferrari et al. (1982) mencionam que os "augen"-gnaisses estão levemente enriquecidos em granada nas proximidades do contato. Observou-se ainda que pegmatitos e veios de quartzo de potência decimétrica a métrica podem ocupar o plano de contato, algumas vezes obliterando a foliação milonítica do biotita-gnaisse (fig.3.7-a).

Nas proximidades do biotita-gnaisse, os "augen"-gnaisses se apresentam com um menor volume de megacristais de K-feldspato, estando estes notoriamente mais estirados (ovalados) em direção ao contato (fig. 3.7-a). A laminação da rocha também se acentua nesta direção. Cabe aqui a observação de Leonardos Jr.(1973), citando comunicação pessoal de H.Dyan, onde este último afirma que os eixos [0001] de quartzo em ambas as litologias se apresentam rotados em direção ao plano de contato, sugerindo um contato por falha.

Um aspecto interessante é a ausência absoluta de megacristais de K-feldspato no biotita-gnaisse, mesmo a poucos centímetros do plano de contato (fig. 3.7-b). Este dado é de grande importância na medida em que permite afirmar que a blastese responsável pela geração dos megacristais é anterior a estruturação dos biotita-gnaisses, já que estes, por serem extremamente permeáveis, se existissem ao tempo do metassomatismo potássico (item.5.4), estariam seguramente porfiroblastizados. As atitudes medidas para o contato giram em torno de N70E, verticalizada ou com mergulho de alto ângulo para SW, e corresponde a direção geral de alinhamento da faixa de biotita-gnaisses e rochas associadas que se estende da Boa Viagem ao Fonseca.

Finalmente, deve-se mencionar o contato observado no ponto

Figura 3.7 , (P.51,54 e 56) - a- Veio de quartzo ocupando o contato entre o biotita-gnaiss e o "augen"-gnaiss. Notar a diminuição na quantidade e o maior estiramento dos megacristais nas proximidades do contato ; b- Contato abrupto entre "augen"-gnaiss e biotita-gnaiss. Notar ausência absoluta de megacristais no biotita-gnaiss ; c- Estrutura de "cúpula" , onde um granitóide porfiroblástico grosso não-deformado (precursor do "augen"-gnaiss?) se intrude sob o biotita-gnaiss.

56 que , apesar de muito intemperizado , sugere uma relação de intrusão do "augen"-gnaisse no biotita-gnaisse (fig. 3.7-c). Este ponto, de cota relativamente elevada para a área (250 m) , deve representar um domínio localizado onde não aconteceu a deformação. Observou-se aqui um bandamento ainda preservado no biotita-gnaisse, enquanto que no "augen"-gnaisse , inexiste (ou é muito incipiente) qualquer foliação ou ovalamento dos megacrístais, assemelhando-se a rocha a um granitóide porfiroblástico grosso. Este ponto possivelmente deve representar a "cúpula" da intrusão na base da sequência (mais antiga) de biotita-gnaisses. Contudo , deve se ter reserva nesta interpretação pela intemperização acentuada do afloramento.

3.2.2 - Kinzigitos

São gnaisses altamente quartzosos , de composição granítica, caracteristicamente com sillimanita , granada e biotita (foto 10). Estão intimamente associados a sillimanita-quartzitos (foto 11) e leptinitos. Ocorrem numa região com densa cobertura florestal impossibilitando a precisão do contato com as unidades granito-gnáissicas adjacentes. Destaca-se a notável foliação milonítica verticalizada N70E presente.

Esta faixa corresponde a Unidade Itaipu de Dalcomo et al.(1981) e foi inicialmente identificada em Lamego (1945).

3.3 - Uma Interpretação Preliminar

A primeira questão consiste na definição do caráter orto ou parametamórfico das litologias aqui descritas. Para este fim , além da observação das relações de campo , empregou-se a metodologia petrográfica de Hippertt (1985) e Hippertt (1989 a)

FOTO 10 - Kinzigito. Rocha de composição granítica com K-feldspato (K) e quartzo (qz) xenomórficos, biotitas orientadas (bi) e profusão de inclusões de sillimanita (si). Notar textura sugerindo infiltração de quartzo em biotita (seta).

FOTO 11 - Sillimanita-quartzito. Grãos de contorno irregular de quartzo (qz), geralmente com extinção ondulante. Pequenos grãos (sub)poligonais neoformados ocorrem como produto de recuperação-recristalização na borda dos grãos maiores. Sillimanita ocorre como cristais intersticiais (1) ou como pequenas inclusões orientadas nos grãos de quartzo (2). Notar que os grãos neoformados raramente apresentam inclusões de sillimanita.

que envolve relações texturais de minerais acessórios. Este tipo de caracterização é realizado através da quantificação de três variáveis em seções delgadas: o teor de biotita, o teor de apatita e o índice de associação zircão-biotita (IAZB). Os resultados são plotados em três diagramas (BA, BZ e BZA) (fig. 3.8), onde estão claramente individualizados campos "orto" e "para". Outros aspectos referentes as associações texturais de minerais acessórios como indicadores petrogenéticos podem ser encontrados em Moorhouse (1956).

Observa-se que as rochas granito-gnáissicas incidem preferencialmente no campo "orto" dos três diagramas, outras vezes na zona de indefinição, mas nunca no campo "para".

Já as amostras das litologias das faixas de paragneisses, como era de se esperar, incidiram ou no campo "para", ou na zona de indefinição.

As lentes máficas tiveram um comportamento em dois estilos: aquelas de composição mais básica ("boudins" de diques) preferencialmente no campo "orto", e a de biotita-gnaiss (apenas uma amostra) ou no campo "para" ou na zona de indefinição.

Os dados químicos disponíveis para as rochas ortoderivadas (incluídos na tab. 3.1) foram organizados na forma de diagramas de variação de óxidos vs teor de SiO_2 (diagramas de Harker) (fig. 3.9). Alguns diagramas de variação para elementos menores foram também elaborados. O objetivo desta técnica é identificar possíveis "trends" que possam sugerir a consanguinidade dos materiais. Os resultados não foram esclarecedores talvez em razão do pequeno número de análises disponíveis, mas algumas considerações podem ser feitas:

Figura 3.8 - Diferentes litotipos plotados nos diagramas BA, BZ e BZA de Hippertt (1985, 1989a).

Figura 3.9 - Diagramas de variação óxidos vs SiO₂ para 14 elementos em rochas ortoderivadas.

TABELA 3.1 - ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
(%)											
SiO ₂	64.9	67.0	60.6	65.3	61.3	61.6	65.7	69.0	77.9	62.5	62.5
TiO ₂	0.62	0.64	1.28	0.75	0.28	0.59	0.71	0.71	0.19	0.81	1.40
Al ₂ O ₃	15.5	12.9	15.8	14.6	18.0	15.1	14.4	14.5	8.53	15.9	15.1
Fe ₂ O ₃	1.76	2.95	2.25	1.76	0.69	1.45	1.30	1.26	0.32	0.78	1.01
FeO	2.66	2.35	3.44	2.31	0.48	2.28	2.51	1.68	1.07	4.96	8.10
BaO	0.76	0.22	0.49	0.53	0.44	0.34	0.30	0.26	0.32	0.01	0.01
MnO	0.07	0.04	0.06	0.04	-	0.05	0.04	0.02	0.03	0.09	0.20
MgO	0.80	0.89	1.90	0.87	0.21	0.70	0.97	0.66	0.07	1.94	1.80
CaO	1.92	1.86	4.16	2.23	1.56	3.11	2.23	2.07	1.42	3.92	3.53
Na ₂ O	3.34	3.38	3.79	3.82	4.15	4.02	3.38	3.23	3.42	4.00	3.72
K ₂ O	7.07	6.81	5.13	7.05	11.9	8.60	7.26	5.72	6.09	2.50	3.19
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.51	0.25	0.09	0.30	0.22	0.18	0.14	0.20	0.21
H ₂ O ⁺	0.07	0.35	0.26	0.21	0.52	1.43	0.60	0.26	0.16	0.11	0.12
H ₂ O ⁻	0.35	0.26	0.24	0.23	0.38	0.37	0.36	0.36	0.32	0.11	0.12
(ppm)											
Mn	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-
Li	363	360	317	363	446	354	395	360	323	-	-
Zn	54	59	87	66	39	47	69	169	20	-	-
Pb	15	15	8	8	28	20	8	8	nd	-	-
Co	32	24	28	32	25	48	31	25	42	-	-
Ni	6	3	9	6	6	9	6	6	<3	-	-
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-
Sr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-
Total	100.02	99.86	99.91	99.95	100.0	99.94	99.98	99.91	99.98	97.83	101.01

Amostras: 1 - "Augen"-gnaisse granítico (P.39 a)
 2 - "Augen"-charnockito (P.9 rv)
 3 - Granodiorito porfiroblástico (P.83)
 4 - "Augen"-charnockito (P.61 rv)
 5 - "Augen"-gnaisse granítico (P.39 b)
 6 - "Augen"-charnockito (P.39 c)
 7 - "Augen"-gnaisse granítico (P.61 gfr)
 8 - "Augen"-gnaisse granítico (P.7 gf)
 9 - Leptinito (P.80)
 10 - Diorito (lente melanocrática) (P.31)
 11 - Diorito (lente melanocrática) (P.61 lm)

nd - não detectado

Análises (1 a 9) - Dr. Raphael Hypólito

O fato de não serem encontrados na maioria dos diagramas "trends" muito claros não deve necessariamente significar que os materiais ortoderivados têm distintas origens. O intenso metassomatismo de K^+ e SiO_2 que afetou estas rochas pode ser a causa da obliteração nos padrões de variação. Esta opinião é corroborada pela constatação de que o diagrama de K_2O é exatamente aquele onde a disposição dos pontos é mais caótica. Outros elementos, aparentemente menos móveis durante esta atividade metassomática (Al, Fe, Mn) apresentam, ao contrário, variação com o teor de SiO_2 algo mais próxima da linearidade.

A única amostra de granodiorito porfiroblástico analisada, aparentemente acompanha o "trend" dos "augen"-gnaisses na maioria dos diagramas de elementos maiores, favorecendo a idéia de que se tratam de materiais de mesma filiação, apenas em graus diferentes de K-metassomatismo e deformação, como sugere o estudo textural (item 4.4), o que não acontece com a amostra de leptinito, quase que invariavelmente deslocada dos possíveis "trends". Um comportamento similar dos leptinitos foi detectado por Oliveira (1973) nos terrenos de alto grau da região de São José do Rio Pardo (SP), sendo por este autor interpretados como oriundos de intrusões graníticas tardias.

O que se tem, em resumo, é um quadro onde coexistem rochas ortoderivadas de origem(s) ainda não esclarecida juntamente com faixas localizadas de gnaisses parametamórficos. Não se pode afirmar que as primeiras constituam o embasamento para as últimas (como propõe Leonardos Jr. 1973), já que qualquer possível relação de superposição foi obliterada pela intensa deformação dúctil que afetou todo este conjunto. Ao contrário, algumas relações de campo, assim como o possível caráter metassedimentar

dos enclaves de biotita-gnaissé que ocorrem em meio aos "augen"-gnaisses , parecem indicar que as rochas granito-gnáissicas se intrudiram sob os paragnaisses pré-existentes. A idéia de que as rochas granito-gnáissicas da região de Niterói constituam um único pluton intrusivo foi inicialmente formulada por Kishida (1969).

Passa-se agora ao estudo da deformação dúctil que se superimpôs a todas estas litologias.

4. A ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL DE NITERÓI

As feições indicativas de deformação dúctil são um aspecto notável dos "augen"-gnais de Niterói. Tais feições foram reconhecidas e descritas já na primeira metade do século (Lamego 1937, Moraes et al. 1935). Posteriormente, Guimarães (1961 a) menciona a "cataclase" sofrida por estas rochas. Mais recentemente, Dalcomo et al. (1981) e Ferrari et al. (1982) afirmam que os autênticos "augen"-gnais apresentam uma "característica trama cataclástica" que os distingue das demais rochas regionais com megacristais de K-feldspato. Entretanto, não se tem notícia de que tenha sido realizado, até o presente, qualquer estudo sistemático destas feições deformacionais. Este trabalho procura, ao menos parcialmente, preencher esta lacuna.

Foram identificadas transições texturais e composicionais desde tipos litológicos onde praticamente inexiste a deformação, até aqueles onde esta é muito acentuada. Estas transições são mostradas na forma de perfis composicionais e texturais tomados transversalmente à zona de cisalhamento. Para a confecção destes perfis foram realizadas quantificações de diferentes aspectos petrográficos em amostras de afloramentos representativos das diferentes zonas litológicas longitudinais identificadas (ver fig. 4.2). Pode assim ser definida uma faixa de rochas miloníticas com mais de 10 km de largura, que constituem o que aqui se denomina de Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói (ZCDN). A área mapeada expõe completamente um setor transversal desta zona de cisalhamento (ver fig. 4.1 e o mapa 3).

Figura 4.1 - Mapa de localização da Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói - ZCDN

4.1 - O Conceito de Zona de Cisalhamento

Zonas de cisalhamento são estruturas planares caracterizadas por apresentarem mais intensa deformação que os domínios adjacentes (White et al.1980). Acontecem numa ampla gama de dimensões , desde aquelas submicroscópicas (bandas de cisalhamento) até faixas de dezenas de quilômetros de largura em terrenos pré-cambrianos do mundo inteiro.

Zonas de cisalhamento são formadas quando a capacidade de deformação elástica dos materiais é ultrapassada. Estão situadas em áreas onde se tem concentração de "stress" . Heterogeneidades materiais podem determinar a localização das zonas de cisalhamento.

Os processos que ocorrem durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento tendem a acarretar um "amolecimento" ("softening") que facilita o fluxo do material em estado sólido. Estes processos podem ser rúpteis ou dúcteis. Zonas de cisalhamento dúctil são aquelas em que predominam processos de plasticidade cristalina. Um tratamento pormenorizado do conceito de zonas de cisalhamento pode ser encontrado em Ramsay e Graham (1970) , Ramsay (1980) e White et al.(1980).

Zonas de cisalhamento de dimensões quilométricas , como a aqui definida , são tradicionalmente descritas na Groenlândia (Bak et al. 1975 p.ex.). No Estado do Rio de Janeiro destaca-se , na porção ocidental , a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (Braun 1972 , Brenner et al. 1980 e Campanha 1981).

4.2 - Estruturação da ZCDN

A ZCDN é uma faixa gnáissica disposta em direção N70W , com

cerca de 14 km de extensão na área estudada. Sua extensão longitudinal não está esclarecida, prolongando-se certamente para SW por sob a Baía de Guanabara, voltando a aflorar na margem ocidental, porção sul-sudeste da cidade do Rio de Janeiro (ver fig. 4.1). Não se tem qualquer dado concreto sobre o prolongamento da ZCDN para NE, mas certamente avança por pelo menos mais 50 km, até onde podem ser encontrados autênticos "augen"-gnaisses. Algumas ocorrências de charnockitos como faixas estreitas em perfeito alinhamento com a ZCDN podem retratar a sua continuidade por mais 100 ou 150 Km (ver a fig. 4.1 e as considerações do item 7.1.2.1.).

O limite lateral da ZCDN a SE é uma passagem transicional de blastomilonitos granodioríticos com foliação milonítica incipiente ou ausente para a rocha isotrópica preservada da deformação e recristalização, ou seja, o granodiorito porfiroblástico (mapa 3). O limite a NW é também transicional, se bem que numa distância menor, marcado pela passagem de milonito gnaisses de composição granodiorítica para gnaisses também granodioríticos, porém sem as estruturas de fluxo dos primeiros.

A ZCDN é caracterizada por uma foliação milonítica (S_m) de direção variando principalmente entre N40-70E, subordinadamente NNE e ENE, disposta paralelamente ao alinhamento da zona. O mergulho é predominantemente vertical (principalmente na porção central da ZCDN) ou de médio-alto ângulo ora para NW, ora para SE. A foliação se intensifica nas proximidades das zonas de falha longitudinais que ocorrem no interior da ZCDN (fig.4.2). É marcada por plaquetas de biotita, pelos megacristais oblatos de K-feldspato e pelos "ribbon quartzs".

Uma foliação de cisalhamento (S_c) pode eventualmente ser

Figura 4.2 - Bloco-diagrama ilustrando a disposição das rochas miloníticas na ZCDN.

observada em milonito gnaisses , formando ângulos menores que 30° com Sm porém , como é comum em zonas de cisalhamento de alta deformação (Simpson e Schmid 1983) , tem-se normalmente a coplanaridade destas estruturas penetrativas.

Uma lineação milonítica (lm) (sub)horizontal indicativa de movimentação transcorrente pode ser constatada através principalmente dos "ribbon quartz" (ver fig. 4.2) , e eventualmente pela dimensão maior dos megacristais de K-feldspato.

Sete zonas principais de falha longitudinalmente dispostas no interior da ZCDN foram identificadas. De NW para SE , são elas: A do Gragoatá , a da Praia das Flexas , a do Cavalão , a do Santo Inácio , a Sapezal-Pendotiba , a de Piratininga e a de Itaipu. Estas zonas correspondem a lineamentos mais ou menos caracterizados em aerofotointerpretação , e transicionam lentamente para domínios menos deformados e porfiroblastizados (ver item 5.1), sendo difícil a definição de seus limites laterais. Devem , mais realisticamente , ser imaginadas como regiões planares no interior da ZCDN , com largura na ordem de centenas de metros (as da porção central são mais largas que as marginais) , onde a movimentação (fluxo milonítico) foi maior. Algumas destas zonas sofreram reativações meso-cenozóicas com o desenvolvimento de planos de falha bem caracterizados , geralmente preenchidos por diques de diabásio. As linhas traçadas no mapa 3 seguem em grande parte estas estruturas meso-cenozóicas, que devem retratar a porção de maior deslocamento em cada zona de falha pré-cambriana.

4.3 - Rochas Miloníticas

4.3.1 - Nomeclatura

A nomeclatura das rochas cataclásticas "sensu lato" é muito confusa , tendo sido acumuladas nas últimas décadas pequenas (as vezes grandes) diferenças de significado para um mesmo termo. Os processos gerais responsáveis pela formação dos principais tipos cataclásticos são razoavelmente bem conhecidos e unanimemente aceitos, mas não existe consenso quanto aos critérios texturais de classificação. Higgins (1971) , Bell e Etheridge (1973) , Zeck (1974) , Sibson (1977) , White et al.(1982) e Takagi (1982) são alguns dos trabalhos em que se pode encontrar sumários da nomeclatura e/ou propostas de novos sistemas de classificação. Faz-se necessário portanto a elucidação do significado em que se usam os termos neste trabalho:

A expressão "rochas miloníticas" é usada para abranger todas aquelas com estruturas de fluxo produzidas eminentemente por processos de deformação intracristalina (White 1976, White et al.1982 e Sibson 1977), acompanhada em graus variáveis por recuperação-recristalização sin-cinemática de grãos (Bell e Etheridge 1973 e White 1973). A expressão "rochas cataclásticas sensu stricto" deve ser reservada para os tipos em que a estrutura de fluxo é produzida por processos rúpteis. "Rochas cataclásticas sensu lato" abrange os dois tipos anteriores. Na ZCDN ocorrem apenas rochas miloníticas , em diferentes litotipos. O significado dos termos utilizados para nomeá-los é apresentado a seguir:

O termo "blastomilonito" , usado inicialmente por Sander (1912) e Knopf (1931) , conserva essencialmente o mesmo significado nas classificações modernas , ou seja , o de uma rocha

de granulometria média-grossa onde os processos de recuperação-recristalização predominam sobre a deformação (estiramento e cominuição dos grãos). O caráter sin-cinemático desta recristalização em rochas miloníticas é um aspecto tido na atualidade como inequívoco, convincentemente mostrado em Bell e Etheridge (1973), White (1973), Lister et al. (1977) e White et al. (1980), entre outros.

"Milonito gnaisse" corresponde a uma rocha onde coexistem grãos deformados com recristalização parcial ou ausente (porfiroclastos) em meio a uma matriz recristalizada de granulometria média-grossa. As estruturas "augen" são típicas dos milonito-gnaisses (Higgins 1971).

Os critérios texturais (principalmente tamanho dos grãos) para a definição destes blastomilonitos e milonito gnaisses são aqueles estabelecidos em Higgins (1971).

Milonitos propriamente ditos são pouco comuns na ZCDN. O termo é utilizado no sentido de Bell e Etheridge (1973) e White et al. (1982). Significa rochas de granulometria mais fina que as adjacentes (com as quais geralmente transiciona), fortemente recristalizadas num regime de deformação dúctil (recristalização sin-cinemática) e com estruturas de fluxo bem marcadas.

4.3.2- Rochas Miloníticas da ZCDN

Faz-se aqui uma caracterização microtextural dos tipos miloníticos identificados, com especial referência aos aspectos que distinguem uns dos outros. Estudos específicos da variação das feições de deformação e recristalização na ZCDN são apresentados no item 4.5.

4.3.2.1 - Blastomilonitos e Milonito Gnaisses Granodioríticos (BMgd e MGgd)

Os BMgd são rochas incipientemente foliadas. Correspondem às porções recrystalizadas (porém pouco deformadas) do granodiorito porfiroblástico (domínios isotrópico e levemente foliado, na classificação de campo). Transicionam para este último principalmente pelo desaparecimento gradual do contorno poligonal dos grãos como mostram as fotos 12 e 13.

Parece haver também uma transição lateral para NW em direção aos MGgd, caracterizada pelo crescente desenvolvimento de estruturas de fluxo (foliação milonítica e "ribbon quartz"). Percebe-se também uma diminuição na participação de grãos poligonais e uma crescente heterogeneidade na granulometria da matriz, consequência do desenvolvimento de uma matriz fina não-poligonizada em alguns domínios (foto 14). Grãos maiores de plagioclásio, sempre deformados, remanescentes da textura isotrópica original, constituem verdadeiros porfiroclastos.

A faixa de kinzigitos de Itaipu interrompe o seguimento da transição entre os BMgd e os MGgd (ver o mapa 3). Estes kinzigitos são também classificados estruturalmente como milonito gnaisses. Apresentam caracteristicamente heterogeneidade na granulometria e na poligonização da matriz, e "ribbon quartz" (foto 40).

4.3.3.2 - Blastomilonitos e Milonito Gnaisses Graníticos (BMgr e MGgr)

Correspondem aos "augen"-gnaisses da classificação de campo (e em parte aos leptinitos). Constituem a maior porção da ZCDN.

A transição dos MGgd aos MGgr além de composicional (aumento

na quantidade de megacristais de K-feldspato e de "ribbon quartz"), é também textural. Tem-se uma expressiva diminuição na granulometria da matriz e no tamanho dos porfiroclastos de plagioclásio. A heterogeneidade da granulometria permanece, mas é menos acentuada em função da diminuição geral. "Ribbon quartzs" têm uma participação expressiva na petrografia da rocha, podendo representar até 30% do volume.

São distinguidos MGgr de dois tipos (fotos 17 e 18): os de tipo "a", com megacristais de K-feldspato em típicos "augens", e os de tipo "f", com grande participação de megacristais muito estirados (razão eixo maior / eixo menor > 10) que dão à rocha um característico aspecto fitado ("flaser"). Estes últimos ocorrem mais localmente, principalmente nas proximidades das principais zonas de falha. São caracterizados ainda por uma distância média menor entre os "ribbons". Representam domínios com acentuada fluxo milonítico.

Milonitos típicos ocorrem restritamente como faixas métricas em meio aos MGgr (com os quais transicionam) da porção mais interior da ZCDN. Apresentam uma matriz intensamente poligonizada de granulometria homogênea e fina (< 0.2 mm), onde se observam, em quantidades menores que 5%, porfiroclastos de plagioclásio. A composição é granítica. Quartzo constitui numerosos (mas pequenos) "ribbons" (foto 19).

Os blastomilonitos graníticos (BMgr) são rochas caracterizadas pela exuberante e quase que total poligonização da matriz eminentemente microclínica. A granulometria é muito grossa (grãos recristalizados de até 1.0 mm). São muito desenvolvidos os "ribbon quartz" que podem ter até 1.0 cm de espessura. Apesar da extrema recristalização, destaca-se uma notável foliação

FOTOS 12, 13 e 14 - Blastomilonitos granodioríticos (BMgd). Sequência ilustrando o processo de blastomilonitização superimposto à textura hipidiomórfica do granodiorito porfiroblástico. Na foto 12, tem-se o início da recristalização com desenvolvimento de alguns contatos retos, formando grãos parcialmente poligonais de plagioclásio (pl), principalmente. A rocha é ainda isotrópica, sem qualquer orientação preferencial das lamelas de biotita (bi). Nota-se aqui a presença de cristal zonado de zircão (zir), um relictos da textura magmática original. Na foto 13 já se observa o desenvolvimento da foliação, diminuição na granulometria e intensificação na poligonização do plagioclásio. Na foto 14, tem-se a quase totalidade do plagioclásio poligonizado, lamelas de biotita predominantemente orientadas e quartzo (qz) (sub)poligonal. A granulometria é menor que nos estágios anteriores. Está concluída a blastomilonitização.

Apesar do desenvolvimento da foliação e da redução granulométrica, estes blastomilonitos são relativos a um ambiente essencialmente termal, sem atividade cinética (fluxão) acentuada, como atestado na equidimensionalidade dos grãos, inclusive do quartzo. Compare, p.ex., com as fotos 15, 18 e 19.

0.2 mm

FOTO 15 - Milonito gnaiss granodiorítico (MGgd). Rocha intensamente foliada com biotitas (bi) orientadas, grãos alongados de quartzo (qz) muitas vezes com extinção ondulante ou como agregado de grãos poligonizados (2), plagioclásio (pl) parcialmente poligonizado e microclínio (mic) xenomórfico. No alto da foto pode ser visto "ribbon quartz" policristalino (qzr). Também podem ser identificados alguns domínios quartzo-plagioclásicos com granulometria muito fina e grãos poligonais (1).

FOTO 16 - Blastomilonito granítico (BMgr). Rocha intensamente recrystalizada, de granulometria muito grossa, com grãos matriciais de microclínio poligonizado (mic) de até 1.0 mm. Grandes "ribbon quartzs" de até 1.0 cm de espessura (em extinção, na parte inferior esquerda da foto) marcam a foliação, juntamente com lamelas orientadas de biotita (bi). Observar exsoluções albíticas no contato entre os grãos recrystalizados de microclínio (setas), e plagioclásios mirmequíticos (1) e/ou com bordas albíticas (2) quando em contato com microclínios não-poligonais. Observar que o grão de plagioclásio (3) apresenta borda albítica no contato com o megacristal de microclínio (mic_2), mas não no contato com o microclínio recrystalizado (mic_1).

FOTO 17 - Milonito gnaiss granítico com estrutura "augen" (MGgr). Matriz poligonizada principalmente quartzo-plagioclásica (M₁ e M₂) em meio a "ribbon quartzs" (qz) e megacristais ("augens") de K-feldspato (K). Notar a diferença de granulometria entre M₁ e M₂. Os domínios matriciais de mais fina grã, invariavelmente se posicionam adjacente aos megacristais de K-feldspato.

0.5 mm

FOTO 18 - Milonito gnaiss granítico tipo "f" ("flaser"). Matriz granoblástica poligonizada com plagioclásio (pl) e microclínio (mic) em meio a inúmeros "ribbon quartzs" (qz). São menos comuns aqui, os megacristais ovalados de K-feldspato.

0.5 mm

0.2 mm

FOTO 19 - Milonito. Rocha de granulometria mais fina que os milonito gnaisses. Matriz granoblástica principalmente com microclínio poligonizado (mic) e plagioclásio (pl), com inúmeros "ribbon quartzs" em geral ovalados e monocristalinos (qz), menos expressivos que os dos milonito gnaisses.

obs.: Todas as fotos desta prancha foram tomadas em seções perpendiculares à foliação milonítica (Sm) e paralelas à direção de fluxo (Lm).

milonítica marcada pelos "ribbons" e pelos megacristais estirados de K-feldspato (ver foto 16). Macroscopicamente podem se assemelhar muito aos MGgr de tipo "f".

No bairro de Icarai, circundado por terrenos de MGgr, ocorre um pequeno núcleo (ver o mapa 3) de uma rocha incipientemente deformada e não-recristalizada, que deve representar um domínio não-milonitizado no interior da ZCDN. A textura - um remanescente da textura hipidiomórfica original - está afetada apenas pela blastese K-feldspática e por uma gnaissificação não-milonítica (foto 20).

Os biotita-gnaisses do bairro da Boa Viagem estão em meio a BMgr e MGgr. Estão também milonitizados; entretanto, a dificuldade na obtenção de amostras frescas para análise textural, impediu a sua classificação estrutural.

4.4 - As Transformações Composicionais

Na fig.4.3 está esquematizado o perfil transversal da variação da composição mineralógica na ZCDN. Os resultados mostram claramente um gradiente de basicidade, com composições granodioríticas no exterior e nas margens menos deformadas da ZCDN, e composições graníticas na porção central, mais deformada. Quartzo e K-feldspato aumentam concomitantemente à diminuição no teor de plagioclásio. O incremento de K-feldspato é mais notável na composição da rocha como um todo (incluindo os megacristais de K-feldspato) do que na composição da matriz separadamente. Um aumento no teor de K-feldspato em algumas zonas de falha pode também ser percebido na figura 5.4.

Todas estas relações sugerem um processo de migração de SiO₂

e K favorecido nas zonas de maior movimentação na ZCDN , determinando uma intensa blastese K-feldspática . Normalmente , zonas de cisalhamento favorecem sobremodo o transporte de fluidos, determinando tipicamente o enriquecimento em potássio , como mostram Beach (1971,1976,1980) , Beach e Fyfe (1972) e Anderson (1983). Uma comparação entre a composição química da rocha original não-deformada e os milonito gnaisses no interior da ZCDN pode ser vista na figura 4.3-c.

4.5- Estudo das Feições de Deformação-Recristalização

Neste tópico são abordados os principais aspectos microtexturais da deformação-recristalização na ZCDN. Estudos da triclinicidade , e da variação das características macroscópicas (tamanho e forma) dos megacristais de K-feldspato , que também se relacionam à deformação , são apresentados no capítulo 5.

Não são tratados os aspectos deformacionais em biotita , em função da constância de comportamento deste mineral (sempre intensamente recristalizado) em todas as litologias da ZCDN , que o torna pouco diagnóstico no estudo das transformações texturais.

4.5.1 - Deformação-Recristalização em Feldspatos

O K-feldspato , dentre os minerais essenciais comuns nas rochas granito-gnáissicas , é aquele que oferece maior resistência à recristalização , quando submetido a um ambiente de deformação dúctil. Pode conservar o retículo cristalino deformado (principalmente na forma de zonas de extinção ondulante) em regimes onde todos os demais minerais já estão recristalizados.

É comum nos milonito gnaisses da ZCDN a presença de grãos ondulantes de contorno irregular de K-feldspato em meio a um

agregado totalmente poligonizado quartzo-plagioclásico .

Na borda de muitos megacristais deformados de K-feldspato pode-se observar uma zona de recuperação-recristalização de espessura variável onde se desenvolvem (sub)grãos. Esta feição é conhecida como textura "mortar" (foto 21). A razão entre a área ocupada por esta borda recuperada-recristalizada (A_{rec}) e a área total do megacristal deformado (A_{tot}) pode oferecer , tentativamente, um índice (I_{rec}) da intensidade do recristalização. Nos milonito gnaisses teve-se sempre $0.0 < I_{rec} < 0.1$ e nos blastomilonitos geralmente entre 0.0 e 0.2 , raramente acima de 0.5. Em alguns casos (raros) megacristais quase totalmente recuperados-recristalizados ($0.6 < I_{rec} < 1$) podem ser vistos (foto 22).

Com referência ao plagioclásio , apesar da intensa poligonização em todas as litologias da ZCDN , sempre podem ser encontrados (principalmente na faixa central de milonito gnaisses) porfiroclastos: grãos deformados , não-recristalizados , com lamelas de geminação dobradas ("bending") , as vezes numa configuração sigmoidal (foto 23), que funcionaram como corpos relativamente rígidos no fluxo milonítico. Grãos maiores que 0.4-0.5 mm mostram frequentemente bordas recuperadas-recristalizadas ($I_{rec} > 0.4$) (fotos 24 e 24a). Finalmente , na foto 25 , mostra-se um porfiroclasto de plagioclásio onde a deformação produziu um padrão sigmoidal de fraturas.

4.5.2 - Quartzo Estirado

O quartzo é o mineral que mais facilmente se deforma por fluxo intracristalina , e o que mais facilmente se recristaliza.

FOTO 20 - Granodiorito porfiroblástico ocorrendo como um núcleo não-milonitizado em meio aos terrenos de MGgr. Nota-se a textura hipidiomórfica original com plagioclásio (pl), microclínio(mic), quartzo (qz) e pequena quantidade de biotitas orientadas (bi). Observar as vermículas de quartzo e as bordas albiticas no plagioclásio adjacente ao microclínio de substituição (1). Notar também os contatos reentrantes entre microclínio e plagioclásio característicos das texturas de substituição (setas), e as inclusões de plagioclásio em microclínio que têm paralelismo ótico com grãos exteriores de plagioclásio (2).

0.2 mm

FOTO 21 - Borda de recuperação - recristalização (rec) em megacristal de microclínio (mic) em MGgr, onde se desenvolveu um mosaico de (sub)grãos poligonais. Índice de recristalização (Irec)= 0.1 .

0.5 mm

FOTO 22 - Megacristal de K-feldspato em MGgr (K) em grande parte recuperado-recristalizado na forma de um agregado de (sub)grãos poligonais. Notar em "a", domínio monocristalino em extinção, que resiste a recristalização (Irec = 0.6). Notar a redução na granulometria da matriz em torno do megacristal.

0.5 mm

FOTO 23 - "Bending" em lamelas de geminação polissintética em porfiroclasto de plagioclásio de MGgr.

0.5 mm

FOTO 24 - Porfiroclasto de plagioclásio (pl) em MGgr com "bending" da geminação polissintética, bandas de extinção ondulante e borda de recristalização (rec) com neoformação de grãos poligonais. Irec = 0.4 .

0.5 mm

FOTO 24 a - Porfiroclasto amendoado de plagioclásio totalmente recristalizado (pl). Notar a foliação milonítica (Sm) dobrada em torno do porfiroclasto. Irec = 1 .

0.5 mm

As feições de deformação-recristalização em quartzo são as mais bem estudadas, existindo uma vasta literatura experimental sobre o assunto.

Nas rochas miloníticas da ZCDN o quartzo acontece principalmente como corpos oblatos milimétricos a centimétricos, correntemente conhecidos como "ribbon quartzs".

Na figura 4.4-a,b estão representadas as variações das dimensões e da razão comprimento/espessura, num perfil transversal ao alinhamento da ZCDN, com medidas obtidas em amostras de mão e seções delgadas. Pode-se constatar o crescente alongamento em direção ao interior da ZCDN, partindo-se de grãos mais equidimensionais nas litologias exteriores. A razão comprimento/espessura (rce) deve funcionar como um indicador do fluxo (deslocamento) milonítico. Note-se que na faixa de blastomilonitos graníticos se tem valores de rce comparáveis aos dos milonito gnaisses, sugerindo uma atividade cinemática comparável entre as duas rochas. Já nos blastomilonitos granodioríticos tem-se valores próximos aos da rocha isotrópica não-milonitizada, indicando movimentação pouco expressiva.

Da figura 4.4-a se pode também extrair a informação de que os "ribbons" não são simplesmente grãos originalmente equidimensionais, agora estirados. O volume dos "ribbons" é muito maior que o dos grãos das rochas não-deformadas, sugerindo um processo de coalescência.

Schmidt (1932) e Boullier e Bouchez (1978) descrevem um processo de segregação em rochas poliminerálicas estressadas, onde os minerais mais dúcteis (quartzo, no caso de rochas graníticas) seriam "enxugados" do agregado policristalino por fluxo intracristalino. O aspecto final é uma rocha de estrutura

"RIBBON QUARTZ"

Figura 4.4 - Perfil da variação do tamanho médio (A) e da razão comprimento/espessura (B) em "ribbon quartzs". Em C, partição do conteúdo de quartzo entre "ribbons" e grãos matriciais.

bandada , com alternância de níveis onde se concentram - e se coalescem - os minerais dúcteis , e domínios com quase exclusividade de minerais mais rúpteis (feldspatos , no caso de rochas graníticas). O termo "filter pressing" , utilizado em magmatismo (Carmichael et al. 1974) , pode oferecer uma imagem aproximada deste processo.

As rochas da ZCDN apresentam exatamente este quadro , com o quartzo quase que totalmente concentrado em "ribbons" , dispostos em bandas em meio a uma matriz granular predominantemente plagioclásica. A figura 4.4-c ilustra um perfil da partição do conteúdo de quartzo entre "ribbons" e matriz. Nota-se aí que o desenvolvimento dos "ribbons" é paralelo ao empobrecimento da matriz em quartzo.

As infiltrações de SiO_2 no interior da ZCDN , sugeridas na figura 4.3 e mostradas na foto 3 , devem ter contribuído também para a formação dos "ribbons".

Frequentemente podem ser observadas porções da matriz granular ocorrendo como inclusões em "ribbon quartzs" , evidenciando o processo de coalescência.

Nas rochas miloníticas da ZCDN os "ribbons" são quase sempre agregados policristalinos , e podem ser classificados , quanto a sua estrutura de grãos , em duas variedades principais: os de tipo "r" , com grãos de contorno aproximadamente retangular ocupando toda a espessura do "ribbon" , e geralmente com feições de deformação pouco desenvolvidas ou ausentes (foto 26) ; e os de tipo "i" , com grãos de contorno irregular , muitas vezes reentrantes , e com feições de deformação quase sempre bem marcadas (foto 27). "Ribbons" de tipo "r" e "i" podem algumas

vezes serem encontrados lado a lado numa mesma seção delgada . Variedades intermediárias são também correntemente encontradas (foto 28).

Os tipos "r" e "i" correspondem aos tipos "3" e "4" na classificação proposta em Boullier e Bouchez (1978).

Nas faixas de milonito gnaisses predominam os tipos intermediários , e/ou a coexistência dos tipos "r" e "i". Já nas faixas de blastomilonitos graníticos , são mais comuns os "ribbons" tipo "r".

Os "ribbons" tipo "r" devem , segundo Behr (1961) e Frejvald (1970) , ter sua formação vinculada a uma recristalização estática (pós-cinemática) , ou seja , à manutenção de temperaturas elevadas após o cessamento da atividade cinemática.

A interpretação dos "ribbons" tipo "i" é mais difícil. Quando a granulometria é muito grossa (> 1.0 mm) , eles devem refletir uma retomada do "stress" após um período de recristalização estática (ver White 1975,1977). Derivariam portanto da deformação superimposta a "ribbons" de tipo "r". Se a granulometria não é tão grossa , podem ser vistos como produtos de deformação e recristalização concorrentes. Estes aspectos serão novamente tratados no item 4.8.

4.5.3 - Orientação do Eixo [0001] de Quartzo

Na figura 4.5 é apresentado um perfil transversal da variação da orientação do eixo "c" de quartzo na ZCDN. Na margem SE tem-se um nítido desenvolvimento de orientação preferencial a partir da rocha isotrópica não-deformada , em direção aos milonito gnaisses e milonitos no interior da ZCDN. Na margem NW a gradação não é tão nítida , apesar de perceptível , porque a rocha não-

FOTO 25 - Porfiroclasto de plagioclásio (pl) em MGgd, com fraturas e clivagens numa configuração sigmoidal indicativa de rotação anti-horária.

0.2 mm

FOTO 26 - "Ribbon quartzs" policristalinos tipo "r" (qz 1) e monocristalinos (qz 2) em meio a matriz microclínica (m). Observar a forma retangular dos grãos constituintes dos "ribbons" policristalinos, e o contorno irregular nos "ribbons" monocristalinos.

0.5 mm

FOTO 27 - "Ribbon quartz" policristalino tipo "i" em MGgr. Notar a estruturação interna com grãos de quartzo de contorno irregular.

0.5 mm

FOTO 28 - Detalhe da estrutura interna em "ribbon quartz" polí cristalino de tipo intermediário entre "r" e "i", em MGgr.

0.5 mm

FOTO 29 - "Ribbon quartz" monocristalino em MGgd, com bandas de extinção ondulante provavelmente referentes ao sistema de deslizamento basal, que definem uma foliação de cisalhamento descontínua (Sc) em baixo ângulo com a foliação milonítica (Sm). O eixo "c" do "ribbon" está aproximadamente perpendicular a Sm. A seção é perpendicular a Sm e a Lm.

0.5 mm

FOTO 30 - Detalhe da estrutura interna em grão deformado de quartzo com bandas de extinção ondulante aproximadamente ortogonais (sistemas de deslizamento basal e prismático - "b" e "p", respectivamente), determinando um padrão quadriculado de extinção. O eixo "c" do grão está aproximadamente no plano da seção.

0.2 mm

milonitizada exterior à ZCDN (o gnaiss granodiorítico) também apresenta um padrão de orientação preferencial, o que pode lançar dúvidas sobre a posição do limite lateral da ZCDN a NW.

A orientação preferencial cristalográfica do quartzo é consequência de uma deformação dúctil produzida por fluxo intracristalino. Os diferentes padrões de orientação preferencial dependem dos sistemas de deslizamento intracristalino ("slip") ativados na deformação, que por sua vez são dependentes das condições de pressão e temperatura.

Existe vasta literatura sobre o assunto. Inúmeros trabalhos (Christie et al. 1964, Carter e Raleigh 1969, Avelallement e Carter 1971, Tullis et al. 1973, Bouchez 1977, entre outros) concordam em afirmar que um sistema de deslizamento de planos basais (0001) em uma direção basal ($11\bar{2}0$) acontece a baixas temperaturas. Em mais elevadas temperaturas (acima de 600-700° C) passaria também a atuar um sistema de deslizamento de planos prismáticos ($10\bar{1}0$) em uma direção basal (Wilson 1975 e Bouchez 1977).

O sistema basal tende a produzir orientações preferenciais de eixos "c" perpendiculares à foliação milonítica (Sm) (ver ilustração em Hobbs et al. 1976, pg.124) e foto 29. Já o sistema prismático produz padrões com eixos "c" no plano da Sm. Ambos os sistemas, contudo, concentram eixos perpendicularmente à direção de fluxo de material (lineação milonítica - Lm).

O diagrama 5 da figura 4.5, um milonito na porção mais estressada da ZCDN, é um caso típico de operação de dois sistemas de deslizamento. No diagrama 2 (um blastomilonito) tem-se um padrão similar.

Uma faixa única inclinada em relação a Sm, como no milonito gnaiss do diagrama 3, também indica a operação simultânea dos sistemas basal e prismático (Boullier e Bouchez 1978).

Nos blastomilonitos graníticos (diagrama 6) não se tem uma orientação preferencial definida, provavelmente mascarada pela pronunciada recristalização pós-cinemática que afetou estas rochas. Nestas rochas, uma orientação preferencial mais marcada pode ser percebida quando são confeccionados diagramas separados para grãos matriciais recristalizados (<1.0mm) (diagrama 6b) e para grãos recristalizados de "ribbons" tipo "r" (diagrama 6a). Observa-se menor orientação nos últimos, consequência provável da recristalização com coalescência. Já os grãos matriciais pequenos, recristalizados provavelmente sem coalescência, podem refletir melhor os sistemas de deslizamento operantes na deformação, conservando um padrão mais nítido de orientação preferencial.

Sistemas de deslizamento intracristalino em quartzo podem também ser avaliados pela orientação das zonas de extinção ondulante e bandas de deformação. O sistema de planos basais determina zonas de extinção ondulante (sub)paralelas ao eixo "c", enquanto que o sistema de planos prismáticos conduz a uma disposição perpendicular (Carter et al. 1964).

Com uso da placa de gipso pode-se avaliar o ângulo entre as zonas de extinção e o plano perpendicular a seção delgada que contém o eixo "c". Mesmo não se determinando as inclinações, nem dos eixos c, nem das zonas de extinção, pode-se ter uma idéia do sistema operante (ver Williams e Dixon 1982).

Na figura 4.5 são apresentados histogramas da variação destes ângulos nas diferentes litologias da ZCDN. Nas litologias

exteriores e nos blastomilonitos granodioríticos marginais tem-se uma distribuição mais simétrica entre orientações paralelas e perpendiculatres , indicando a operação dos sistemas basal e prismático. Nas litologias mais estressadas no interior da ZCDN , predominam as orientações subparalelas indicativas da predominância do sistema basal. Esta variação pode ser consequência do menor "stress" nas margens da ZCDN , já que o sistema prismático é favorecido nas baixas pressões (Avelallement e Carter 1971). Note-se que estes histogramas em parte contradizem os diagramas obtidos com platina universal , principalmente no que se refere aos sistemas operantes nas litologias mais estressadas. Devem ser vistos com cautela.

A foto 29 ilustra zonas de extinção ondulante provavelmente referentes ao sistemas basal , enquanto que na foto 30 tem-se o característico aspecto quadriculado de grãos deformados por ativação dos dois sistemas.

4.5.4 - A Variação da Granulometria da Matriz

A variação nas dimensões de grãos recristalizados e subgrãos em rochas miloníticas tem sido utilizada com sucesso por muitos autores (Kirby e Raleigh 1971 , White 1975 e 1979c , Kolstedt et al. 1976 , Mercier et al. 1977 , Twiss 1977 , Takagi 1984 e 1986) para diferentes propósitos , principalmente na avaliação relativa ou absoluta do "stress" e da taxa de deformação.

Tem sido mostrado que o tamanho dos grãos recristalizados varia inversamente com o "stress" aplicado e é , até certo ponto, menos dependente da temperatura (White 1979 a e b). Visando apenas a obtenção da variação relativa do "stress" através da ZCDN ,

construíram-se os perfis granulométricos apresentados a seguir , não estando no escopo deste trabalho a determinação dos elipsóides de "stress" e "strain".

Na figura 4.6-a estão representados perfis da variação do tamanho máximo observado em grãos recristalizados de K-feldspato , e do tamanho mínimo em grãos de quartzo e plagioclásio através da ZCDN. Tem-se uma gradual redução na grã de todos os minerais em direção a faixa central de milonito gnaisses graníticos , principalmente a partir do limite a SE. Na faixa de blastomilonitos graníticos (pontos 86 e 88) o tamanho dos grãos recristalizados aumenta sensivelmente , para novamente diminuir na faixa estreita de milonito gnaisses que faz o limite NW da ZCDN. Esta faixa de blastomilonitos graníticos deve ser imaginada como um compartimento intensamente recristalizado (aquecimento pós-cinemático) no interior da ZCDN (ver item 4.8).

Um outro aspecto a ser ressaltado é a resistência do K-feldspato aos processos de recristalização , haja vista que praticamente ao longo de todo o perfil , os maiores grãos recristalizados deste mineral são sempre de menores dimensões que os menores grãos de plagioclásio e quartzo nas mesmas condições.

Na matriz granoblástica intermegacrístais podem ser individualizados , na maioria das seções delgadas , dois domínios granulométricos distintos , como mostrado na foto 31: um mais grosso , amplamente predominante , com grãos poligonizados de 0.1 a 2 mm , e um mais fino (grãos menores que 0.1 mm) , sempre ocupando menos de 20% do volume total da matriz , que ocorre na forma de bandas anastomosantes.

No perfil da figura 4.6-b , constata-se , como era de se esperar , o maior desenvolvimento desta matriz fina nas faixas

mais estressadas (milonito gnaisses) . Nas litologias imediatamente adjacentes a ZCDN e nas faixas de blastomilonitos, ao contrário, o seu desenvolvimento é mínimo ou ausente.

Esta matriz fina apresenta ainda muitas das características apontadas por Boullier e Gueguen (1975) como indicativas de uma condição de deformação denominada de superplasticidade , que se caracteriza por elevados valores de " $\dot{\epsilon}$ " ($\approx 1000\%$). A superplasticidade retrata antes de mais nada um regime de elevadas temperaturas ($T/T_f > 0.5$, onde T_f = temperatura de fusão). Este conceito , quando aplicado a rochas deformadas , se refere a um fluxo de material onde atuam principalmente os deslizamentos entre os grãos ("grain-boundary sliding") (Hayden et al. 1972 e Ashby e Verall 1973). Os processos de deslizamento intracristalinos seriam , no fluxo superplástico , pouco expressivos.

As bandas superplásticas devem tipicamente apresentar tamanho de grão muito pequeno ($10 \mu m$, segundo Boullier e Gueguen 1975), ausência de orientação cristalográfica preferencial e ausência de grãos alongados , características estas encontradas na matriz fina em questão (excetua-se a granulometria , que é mais grossa ($50-100 \mu m$) do que a prevista pelos supramencionados autores).

Nas rochas aqui estudadas , observa-se a ocorrência desta matriz fina principalmente nas circunvizinhanças dos megacristais de K-feldspato (foto 32). Em milonito gnaisses desprovidos de megacristais não foram encontradas (ver item 5.4.1.2).

Tem-se em resumo um quadro em que a superplasticidade (ou uma condição próxima a ela) é apenas localmente atingida , determinando a formação de bandas anastomosantes submilimétricas

Figura 4.6 - A- Perfil de variação nas dimensões de grãos recristalizados de K-feldspato (tamanho máximo) , quartzo (tamanho mínimo) e plagioclásio (tamanho mínimo). B- Perfil de variação da participação da matriz fina (<0.1 mm) no volume da rocha.

de granulometria fina , dispostas na grande maioria das vezes nas adjacências dos megacristas de K-feldspato. O porque desta disposição é discutido no item 5.4.2.

4.6 - Sentido de Cisalhamento na ZCDN

A utilização de diferentes critérios para avaliação do sentido de cisalhamento (indicadores cinemáticos) foi recentemente revista em Simpson e Schmid (1983) e Simpson (1986).

Alguns indicadores microtexturais (rotação de porfiroclastos e estruturas sigmoidais, p.ex.) podem fornecer resultados contraditórios numa mesma seção delgada , e devem ser utilizados com cuidado. Na figura 4.7 se exemplifica este tipo de problema ocorrendo em milonito gnaisses da ZCDN , onde um porfiroclasto ao girar em sentido sinistral provoca localmente um "efeito de engrenagem" num outro porfiroclasto adjacente , que gira assim em sentido contrário (destal).

Segundo Simpson (1986), o indicador mais confiável é a foliação de cisalhamento (Sc). Nas rochas miloníticas da ZCDN , Sc é dificilmente observada em afloramento. Em algumas seções orientadas , grãos alongados de quartzo apresentam zonas de extinção ondulante em baixo ângulo com Sm , definindo assim uma foliação de cisalhamento descontínua , em concordância com as texturas apresentadas em Borradaile et al. (1982,p.363). O sentido inferido por esta Sc , na ZCDN , é destal (foto 29).

A inflexão da foliação principal na margem SE da ZCDN (ver mapa 3) também indica um sentido destal , assim como as zonas de cisalhamento decimétricas , localmente encontradas no granodiorito porfiroblástico de Itaipuaçu (fig. 3.1-c), que atestam a proximidade da ZCDN.

Figura 4.7 - Exemplo de dificuldade na utilização de indicadores cinemáticos microtexturais: o porfiroclasto de plagioclásio (a) em sua rotação sinistral determina localmente um "efeito de engrenagem" no porfiroclasto (b), que gira assim em sentido contrário (destro).

FOTO 31 - Intercalação de bandas de granulometria fina (m_1) e média (m_2) em MGgr.

0.5 mm

FOTO 32 - Banda de granulometria fina (m_1) adjacente a megacristal de K-feldspato peritítico (K). Em m_2 , banda de granulometria média - grossa. Notar o intercrescimento mirmequítico na reentrância do contorno do megacristal (seta).

0.5 mm

Padrões de orientação preferencial com uma faixa única inclinada em relação a Sm, também podem ser utilizados como indicadores cinemáticos (Lister 1977). O único diagrama obtido com esta configuração (diagrama 3 da fig. 4.5), concordantemente apontou um sentido dextral, entretanto deve ser visto com reservas, já que a lineação (Lm) não é bem caracterizada na rocha.

4.7 - Condições Metamórficas na ZCDN

As determinações geotermométricas-geobarométricas constantes em Leonardos Jr. (1973) apontam um regime metamórfico de alto grau, na transição do fácies anfibolito para o fácies granulito (700 a 800 °C, 3 a 6 Kb). A paragénese K-feldspato + granada rica em Fe, a presença de sillimanita nas faixas de paragneisses e a total ausência de muscovita primária na ZCDN são também aspectos indicativos de alto grau (metamorfismo de grau forte de Winkler 1976).

Biotita é abundante e tem predominantemente contato não-reativo com quartzo, indicando que não foram alcançadas, na maior parte da ZCDN, as condições de desintegração deste mineral.

Apenas nas porções mais milonitizadas da ZCDN, estas condições de quebra da biotita foram atingidas, correspondendo a entrada no fácies granulito (zona regional do hiperstênio de Winkler 1976), produzindo granada rica em Fe e hiperstênio. Estas reações podem ter sido favorecidas pelo aporte de fluidos carbônicos, comum em zonas de cisalhamento. O produto deste metamorfismo local de fácies granulito (ver mapa 3) são os

denominados "augen"-charnockitos (um milonito gnaiss de fácies granulito) , que são tratados no capítulo 9.

O comportamento eminentemente dúctil de todos os minerais , a ativação de sistemas de deslizamento intracristalino em planos prismáticos de quartzo , a intensa recristalização e as texturas "flaser" , são aspectos característicos das zonas de cisalhamento dúctil de alto grau , facilmente notados nas rochas miloníticas da ZCDN.

Localmente podem ser observadas feições indicativas de retrogressão metamórfica para fácies anfibolito ou xisto verde , como biotitização de granada - e eventualmente de hiperstênio - e cloritização de biotita. Deve ser dito que estes produtos são muito restritos , e nunca se apresentam deformados ou recristalizados , devendo retratar apenas a ascensão litostática destes terrenos . Outros aspectos retrometamórficos serão tratados no item 7.1.2.2.

4.8 - Cronologia da Deformação-Recristalização

Na margem SE da ZCDN tem-se a gradação das rochas miloníticas para o granitóide não-deformado . Um dos problemas consiste em avaliar se o estabelecimento da ZCDN é contemporâneo ou posterior ao posicionamento do corpo magmático. A ocorrência de estreitas zonas de cisalhamento , formadas pela inflexão no alinhamento fluidal dos megacristais (fig. 3.1-c) , pode a princípio sugerir que a ZCDN já se desenvolvia antes da completa consolidação do granodiorito porfiroblástico.

Estudos experimentais nas últimas décadas têm mostrado que a recristalização identificada nas rochas miloníticas é , na maioria das vezes , contemporânea à deformação. Entretanto , crescimento

exagerado de grãos como identificado nos blastomilonitos da ZCDN , é melhor explicado num regime de recristalização estática oriunda de uma história térmica importante , posterior a deformação , como afirmam Boullier e Bouchez (1978).

Isto deve ser verdade para a faixa de blastomilonitos graníticos , cujas rochas mostram extremo crescimento de grãos poligonais , superimpostos a uma estruturação notável de fluxo milonítico.

No caso dos blastomilonitos granodioríticos tem-se , por outro lado , grande crescimento de grãos recristalizados , porém sem evidências de estruturas de fluxo (ausência de foliação milonítica , "ribbons" etc). Nestas rochas, deve ser interpretada uma recristalização estática superimposta a textura hipidiomórfica do granitóide original , sem participação importante de deformação. Em resumo , pode-se dizer que a borda SE da ZCDN foi aquecida , mas não deformada.

"Ribbon quartzs" tipo "i" , como se disse , podem ser interpretados como oriundos de uma deformação tardia superimposta aos grãos recristalizados retangulares dos "ribbons" tipo "r". Isto implicaria necessariamente em duas fases de deformação separadas por um período de recristalização estática. Não se tem qualquer outro dado que justifique , na ZCDN , a definição destas duas fases. Se assim fosse , deveriam ser encontrados grãos poligonais de plagioclásio e K-feldspato com indícios de deformação posterior , o que não foi observado. Os "ribbons" tipo "i" podem , por outro lado , ser interpretados como segregação e recristalização , sempre acompanhadas de deformação , não possibilitando a formação de grãos retangulares.

Na ausência de outras relações , opta-se pela idéia mais simples , com uma única fase de deformação-recristalização.

Na fig 8.1 apresenta-se um esquema de atuação da deformação-recristalização e blastese K-feldspática nas diferentes faixas longitudinais da ZCDN. As considerações referentes a blastese K-feldspática constam no item 5.4.

5. MEGACRISTAIS DE K-FELDSPATO

5.1 - Aspectos Gerais

Os megacristais de K-feldspato constituem o aspecto mais notável das rochas granito-gnáissicas da região de Niterói, podendo atingir até 20 cm de comprimento. Em média, quando vistos em seções perpendiculares à foliação, têm de 3 a 6 cm de comprimento por 1 a 3 de largura.

Podem ocorrer nas cores rosa, verde, castanho e branca, e também em tonalidades intermediárias. Os megacristais rosados, os mais abundantes, são tipicamente ovalados ("augens") e constituem os autênticos "augen"-gnaiesses no interior da ZCDN. Contrariamente, os megacristais brancos são quase sempre idiomórficos, retangulares, e ocorrem nas litologias onde a foliação milonítica é menos desenvolvida ou ausente, notadamente nas faixas marginais de blastomilonitos e no granodiorito porfiroblástico de Itaipuaçu.

Tem sido sugerido que a cor rosa em K-feldspato é uma decorrência de inclusões submicroscópicas de hematita, ou ainda um efeito da alteração. Nas rochas aqui estudadas não se teve qualquer indicação de que alguma destas explicações seja correta. Ao que parece a razão da cor nestes megacristais de K-feldspato é de natureza estrutural, haja vista que sempre acontece em megacristais deformados, lenticulares, com bordas recrystalizadas e extinção ondulante, enquanto que os não-deformados são brancos ou incolores. É possível ainda que haja um controle composicional na formação da cor, já que os megacristais

rosados são muitas vezes mesopertíticos , o que menos frequentemente acontece com os incolores ou brancos. Tratar-se-á dos megacristais verdes-castanhos , característicos dos "augen"-gnaisses com hiperstênio , no item 7.1.2.3.

Quanto a forma , observam-se megacristais desde perfeitamente idiomórficos , de contorno retangular e as vezes quadrado , até aqueles intensamemnte estirados nos domínios mais deformados , onde o alongamento morfológico (razão eixo maior/eixo menor) pode, as vezes , ser superior a 12. Na figura 5.1 apresenta-se um mapa do alongamento médio dos megacristais na região , podendo-se observar na porção central da zona de cisalhamento - onde ocorrem os milonitos - uma concentração de valores elevados de alongamento (em torno de 3). Estes valores diminuem em direção às faixas marginais de blastomilonitos. Em algumas áreas pode-se observar um aumento abrupto no alongamento médio com a proximidade de um falhamento (ver na fig.5.1 , a falha de Itaipu , p.ex.).

Na figura 5.2 tem-se o percentual médio de megacristais amendoados em relação ao número total de megacristais. Nota-se que as rochas com mais de 50% de megacristais amendoados ocorrem sempre nas zonas dos falhamentos principais. Na falha do Gragoatá, passa-se num espaço de 2 metros de 52 a 71% de "augens" na rocha. Já no granodiorito de Itaipuaçu (rocha não-deformada) , assim como em muitos milonito gnaisses e blastomilonitos no interior da zona de cisalhamento , porém afastados dos falhamentos principais , constata-se a predominância de megacristais retangulares.

O tamanho médio dos megacristais na rocha varia grandemente com a deformação. Na porção central , a mais deformada , tem-se em geral uma área de 3 a 5 cm² , medida em seções perpendiculares à

foliação. Já nas faixas de blastomilonitos e no granodiorito não-deformado de Itaipuaçu, estes valores ficam entre 6 e 12 cm² (fig. 5.4). Também se observam reduções bruscas no tamanho dos megacristais com a aproximação de falhamentos (ver na fig. 5.4, as falhas de Piratininga e Itaipu).

O percentual de megacristais no volume da rocha igualmente varia com a deformação (fig. 5.3). As rochas na porção central da ZCDN e na faixa de blastomilonitos graníticos têm geralmente entre 40 e 70% de volume de megacristais, enquanto que no granodiorito não-deformado e nos blastomilonitos granodioríticos não-foliados de Itaipu e Itaipuaçu este valor é sempre inferior a 30%. Isto é coerente com a argumentação de que a blastese K-feldspática é, pelo menos parcialmente, contemporânea à deformação dúctil (item. 5.6), já que as zonas mais deformadas parecem ter favorecido o desenvolvimento dos megacristais (porfiroblastos) de K-feldspato.

5.2 - Triclinicidade dos Megacristais

Ao microscópio podem-se observar desde megacristais com uma nítida geminação em grade de microclínio (fotos 21 e 57), até aqueles totalmente não-geminados (fotos 5, 32 e 52), com a cor de interferência cinza escuro característica do ortoclásio. Os mais frequentes, entretanto, são aqueles que apresentam uma geminação em grade incipiente e restrita a alguns domínios dos megacristais (fotos 33 e 34).

Na figura 5.6 podem ser encontrados difratogramas parciais na região dos picos (130) e (131), obtidos segundo os métodos já descritos de Goldsmith e Laves (1954) e Mackenzie (1954), em megacristais de diferentes cores e padrões de geminação.

Os megacrístais com mais nítida geminação em grade ocorrem principalmente no granodiorito não-deformado e são geralmente idiomórficos e de cor branca. Estes megacrístais, assim como aqueles parcialmente gradeados, apresentam um padrão DRX de baixa resolução, podendo ser identificadas tanto as reflexões (130) e (131) de ortoclásio quanto os pares $(130)/(1\bar{3}0)$ e $(131)/(1\bar{3}1)$ das estruturas triclinicas (fig. 5.5-1 e 5.5-2). A interpretação formulada por Laves (1950,1952) considera que este padrão deve indicar uma triclinicidade variável e gradacional entre domínios monoclinicos - ou de muito baixa triclinicidade - e domínios de triclinicidade intermediária ou máxima. Nestes casos não se pode afirmar a existência de ortoclásio, já que pequenos desvios da simetria monoclinica não podem ser resolvidos no difratograma (Mackenzie 1954).

Nos megacrístais em que não se observa qualquer indício de geminação em grade obteve-se maior nitidez nas reflexões (130) e (131) de ortoclásio, mas quase sempre acompanhadas de reflexões mal definidas de microclínio intermediário (fig. 5.5-4). Em alguns difratogramas (fig. 5.5-3) fica muito clara a existência de dois picos muito próximos - ao invés de apenas um - que só podem ser melhor resolvidos num regime de operação de grande sensibilidade, mas que já evidenciam uma simetria de baixa triclinicidade ao invés da monoclinica. Muitos autores (Nabholz 1945; Gysin 1948; Mantuani 1952; Marfunin 1961; Van der Plas 1966, pg.151, p.ex.) já constatarem feldspatos alcalinos não-gradeados, com aspecto de ortoclásio, que na realidade são microclínios de baixa triclinicidade. Provavelmente isso acontece nos megacrístais aqui estudados.

FIGURA 5.5. — LENDA NA PRÓXIMA PÁGINA

Figura 5.5 (página anterior) - Difractometria de Rx ($\text{CuK}\alpha$, 40KV, 20ma) em megacristais de K-feldspato. Na coluna A, padrões obtidos com velocidade do goniômetro de $2^\circ(2\theta)/\text{min}$. Notar a transição dos picos únicos (130) e (131) dos feldspatos monoclinicos para os pares (130), (1 $\bar{3}$ 0) e (131), (1 $\bar{3}$ 1) nos microclínios intermediários. Na coluna B, padrões de alta resolução obtidos na região dos picos (130) e (131) com velocidade do goniômetro de $1/8^\circ(2\theta)/\text{min}$.

Amostra 1 - Megacristal verde, idiomórfico, parcialmente gradeado, em milonito gnaiss; Amostra 2 - Megacristal rosa, amendoado, parcialmente gradeado, em milonito gnaiss; Amostra 3 - Megacristal verde, subidiomórfico, não-gradeado, em milonito gnaiss; Amostra 4 - Megacristal rosa, amendoado, não-gradeado, em milonito gnaiss.

Figura 5.6 - Perfil de variação da área média (em %) em que se pode observar geminação em grade nos megacristais de K-feldspato da ZCDN.

A triclinicidade seguramente não é um fator determinante da cor , já que se obteve padrões idênticos para megacristais de cores diferentes , assim como megacristais de mesma cor podem ter também padrões muito diferentes. A causa estrutural da cor rosa , já mencionada , se relaciona ao que parece com outras feições de deformação , tais como bandas de deformação , zonas de extinção ondulante e bordas recuperadas-recristalizadas.

Em geral , cristais deformados de K-feldspato exibem o que se denomina de "triclinização de borda" (um aumento da triclinicidade nas porções mais estressadas do grão) , que se manifestaria pelo aparecimento ou intensificação da geminação em grade. Isto pode acontecer também nas proximidades de fraturas e inclusões. Feições como estas podem ser facilmente encontradas nos megacristais aqui estudados (fotos 33 e 34) mas , por outro lado , tem-se alguns indícios de que a deformação dúctil principal atue aqui tendendo a obliterar a geminação em grade , ou seja , tornando o K-feldspato mais homogêneo na observação com polarizadores cruzados , como se mostra a seguir:

Na figura 5.6 tem-se um perfil da estimativa da área média dos megacristais (em %) em que se pode observar a geminação em grade, tomadas nas diferentes faixas longitudinais da ZCDN. Apesar das acentuadas variações locais , até mesmo a nível de seção delgada, pode-se perceber que o gradeamento é mais notável nos megacristais das porções marginais da zona de cisalhamento , e na rocha original preservada da deformação a SE (o granodiorito porfiroblástico) , do que nas faixas interiores mais estressadas de milonito gnaisses. Outro aspecto textural que evidencia este comportamento é mostrado na foto 35 , em que se nota o gradeamento preservado apenas na porção interior e mais protegida do

megacrystal deformado. Nas bordas mais estressadas, com extinção ondulante, tem-se um K-feldspato não-gradeado.

Nos milonito gnaisses das faixas mais estressadas no interior da ZCDN, alguns megacristais amendoados, parcialmente gradeados, são seguramente microclínios máximos com $\Delta \approx 1$, pelo menos em algumas porções do cristal (fig. 5.6-1). Valores de Δ entre 0.8 e 0.9 são também frequentes nestes megacristais (fig. 5.5-2), enquanto que nos megacristais com total ausência de gradeamento, os valores de Δ estão sempre abaixo de 0.1 (fig. 5.5-3 e 5.5-4).

Já nos megacristais perfeitamente gradeados do granodiorito porfiroblástico, os valores de Δ estiveram sempre em torno de 0.5 (microclínios intermediários).

Estes dados demonstram que o maior ou menor desenvolvimento da geminação em grade não tem necessariamente uma relação direta com o grau de triclinicidade da estrutura. Também não pode ser estabelecida com segurança uma relação de causa-efeito entre deformação e triclinicidade, já que nas litologias mais estressadas podem ser encontrados tanto microclínios máximos (fig. 5.5-1), quanto megacristais praticamente monoclinicos (fig. 5.5-4). Note-se que nestas rochas não foram identificados megacristais com valores intermediários de triclinicidade ($0.2 < \Delta < 0.8$). Para o esclarecimento destas questões é necessário um estudo que relacione a triclinicidade com a cronologia dos megacristais.

5.3 - Composição Química dos Megacristais

A composição global dos megacristais é sempre ternária, com elevados teores de CaO (em torno de An10) e Na₂O (em torno de Ab30) (ver tab. 5.1). Estes megacristais analisados são todos

TABELA 5.1 - ANÁLISES QUÍMICAS EM MEGACRISTAIS DE K-FELDSPATO

	1	2	3	4	5	6
(%)						
SiO ₂	62.02	63.07	60.40	63.18	62.41	65.16
TiO ₂	0.12	0.12	0.20	0.16	0.13	0.18
Al ₂ O ₃	17.32	17.57	18.44	16.65	17.10	19.31
Fe ₂ O ₃	0.17	0.10	0.56	0.41	0.23	1.83
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
BaO	0.38	0.33	0.76	0.59	0.84	0.79
MgO	0.03	0.05	0.15	0.13	0.11	0.05
CaO	1.79	1.58	1.90	1.33	1.34	1.29
Na ₂ O	3.34	3.09	3.86	3.32	3.13	1.50
K ₂ O	14.10	13.48	12.74	13.60	14.37	9.37
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.06	0.14	0.11	nd
H ₂ O+	0.30	0.42	0.49	0.23	0.36	0.25
H ₂ O-	0.16	0.01	0.35	0.19	0.08	0.16

(ppm)						
Mn	44	44	48	38	30	10
Li	512	489	461	489	493	318
Zn	29	13	21	35	13	10
Pb	42	22	29	28	36	42
Co	32	32	117	65	207	234
Ni	9	9	6	9	9	6
Sr	nd	nd	nd	nd	nd	nd

COMPOSIÇÃO MOLECULAR TOTAL

(%)						
Or	59.01	60.07	53.53	59.91	61.80	64.84
Ab	30.42	29.99	35.24	31.84	29.89	22.57
An	10.57	9.94	11.23	8.25	8.31	12.59

COMPOSIÇÃO MOLECULAR DA FASE SÓDICA

(%)						
Ab	74.23	75.13	75.83	79.4	78.3	64.21
An	25.77	24.87	24.17	20.6	21.7	35.79

Amostras: 1 - Megacrystal amendoado rosa em MGgr
 2 - Megacrystal amendoado rosa em MGgr
 3 - Megacrystal verde em "augen"-charnockito
 4 - Megacrystal verde em "augen"-charnockito
 5 - Megacrystal rosado em MGgr
 6 - Megacrystal rosado em leptinito

nd - não detectado

Análises: Dr. Raphael Hypólito

FOTO 33 - Megacristal de microclínio parcialmente gradeado. Notar o incremento do gradeamento no interior do megacristal (g), mas também em alguns pontos da borda (setas). Observar inclusão "pseudo idiomórfica" quadrática de quartzo (qz), com contorno controlado pelos planos de composição das geminações albita e periclina. MGgr.

0.2 mm

FOTO 34 - Megacristal de microclínio com gradeamento incipiente e restrito aos domínios adjacentes a algumas fraturas (setas). Notar inclusão de quartzo (qz) com contorno parcialmente controlado por planos de partição ou clivagem (setas pontilhadas). MGgr.

0.12 mm

FOTO 35 - Megacristal de microclínio com gradeamento (g) restrito à porção mais interior e protegida da deformação dúctil. BMgd.

0.6 mm

microclínio-pertitas. Conteúdos An e Ab ainda maiores devem estar presentes nos megacristais mesopertíticos, muito comuns em toda a zona de cisalhamento.

Estes teores de Ca e Na são muito elevados para que a fase sódica destas pertitas seja albita. Mais provavelmente, a julgar pela relação Ca/Na, esta é constituída por um oligoclásio em torno de An25, eventualmente andesina sódica.

Pertitas com plagioclásios mais cálcicos que albita, apesar de não serem as mais comuns, já foram identificadas por muitos outros autores (ver Mackenzie e Smith 1962).

As composições ternárias, assim como os elevados teores de Ba, a princípio sugerem temperaturas elevadas de formação (cristalização magmática), mas isso nem sempre é verdade, já que rochas seguramente de origem metassedimentar podem também apresentar mesopertitas (Cooray 1961, 1962, 1969).

As composições entre An20-An35 para a fase sódica destas pertitas e mesopertitas é similar a composição do plagioclásio matricial, sugerindo que elas podem ter sido originadas pelo rearranjo de plagioclásios matriciais durante o metassomatismo potássico responsável pela formação dos megacristais. Um tal mecanismo de formação de pertitas foi detalhadamente postulado em Robertson (1959). Fica claro que pertitas assim formadas podem ter qualquer composição global. Isto não exclui a possibilidade de que tenha havido também um processo de desmisturação, posterior a formação dos megacristais, já que a substituição potássica se deu em elevadas temperaturas (transição do fácies anfibolito para o fácies granulito), podendo ter permitido a assimilação, em solução sólida, de quantidades elevadas de Na e Ca.

Os altos teores de BaO obtidos também não podem ser um forte

argumento favorecendo a origem magmática destes megacristais , pois a fonte deste elemento pode ser a própria rocha original pré-blastese K-feldspática (o granodiorito porfiroblástico) , que também é rica em Ba (em torno de 0.5% de BaO) (ver análise 3 na tab.3.1).

Interpretações para os dados analíticos de Fe,Mg,Ti e Mn podem ser encontradas no item 7.1.2.3.

5.4 - Metassomatismo Potássico e a Origem dos Megacristais

Termos como "microclinização" e "K-feldspatização" podem ser encontrados em muitas descrições dos "augen"-gnaisses de Niterói (Leonardos Jr.e Fyfe 1974 ; Dalcomo et al.1981 ; Fonseca et al.1984 , p.ex.). No presente trabalho , o que se fez foi um levantamento das observações texturais indicativas desta geração blástica de K-feldspato.

As interpretações texturais são notadamente difíceis e em muitos casos ambíguas. Procurou-se , na discussão de todas as feições apresentadas , desenvolver uma argumentação puramente analítica , calcada na imagem petrográfica. Tentou-se ainda uma apresentação crítica das eventuais interpretações alternativas possíveis. Propõe-se , ao final do capítulo 6 (fig. 6.5) , um modelo que ilustra as diferentes etapas no processo de geração blástica de megacristais de K-feldspato.

Todo o estudo diz respeito às feições petrográficas dos "augen"-gnaisses de Niterói , mas os aspectos analisados estão presentes em praticamente qualquer rocha granito-gnáissica. A generalização do modelo proposto é portanto tentada.

5.4.1 - Aspectos Petrográficos do Metassomatismo Potássico

5.4.1.1 - Texturas de Substituição Sólida em Plagioclásio

Feições sugerindo substituição potássica em plagioclásio têm sido descritas desde o século XIX (Michel-Levy 1874 ; Lacroix 1898). No século XX , Erdmannsdorffer (1950) , Mehnert (1968) , Drescher-Kaden (1969) , Marmo (1971) e Augustithis (1973) são alguns dos petrologistas interessados no tema. Muitas vezes tais feições têm sido utilizadas para alicerçar o pensamento transformista na granitogênese e o conceito de granitização metassomática. No Brasil , Djalma Guimarães (1936 , 1938 , 1940, 1961 a,b) destaca-se como um estudioso das transformações metassomáticas em feldspatos , tendo deixado inúmeras observações texturais e modelos teóricos originais.

As texturas de substituição são geralmente caracterizadas pelo caráter invasivo da fase substituta (K-feldspato , no caso), determinando que a linha de contato entre as fases tenha convexidade voltada para a fase substituída (plagioclásio)(fotos 36,37,38 e 39).

Outra característica geral nas texturas de substituição é a incidência da fase substituta adjacientemente às superfícies livres do grão original. Tais superfícies podem ser os limites exteriores do grão (foto 36) , contatos com inclusões (fotos 38 e 39) ou planos de fratura. Em alguns casos , entretanto , a substituição pode acontecer sem nenhuma associação aparente com superfícies livres (foto 4).

A interface entre o microclínio de substituição e o plagioclásio é em geral extremamente irregular e as vezes gradante, comumente controlada pelas lamelas de geminação do

plagioclásio (fotos 40 e 41). Na foto 40 tem-se um domínio onde acontece a passagem gradativa de uma fase a outra sem que seja caracterizada uma superfície livre (espaço intergranular). Passa-se contínua e rapidamente de plagioclásio a microclínio. São ainda característicos dos contatos de substituição a ocorrência de porções da fase substituída completamente envolvidas pela fase substituta (fotos 36 e 37). A relação inversa, ou seja, com microclínio envolvido por plagioclásio é muito menos comum. Deve ainda ser levado em conta que esta imagem petrográfica, em alguns casos, pode ser simplesmente uma consequência da orientação do plano de corte da seção, não havendo na realidade nenhuma fase completamente isolada.

O principal argumento textural para se caracterizar uma associação de fases minerais como resultado de uma substituição em estado sólido é a presença de caracteres herdados. No caso da transformação plagioclásio/K-feldspato, a característica herdada mais comum é a geminação polissintética, que pode frequentemente ser seguida do plagioclásio ao microclínio (fotos 40 e 41), perdendo contudo nitidez de contorno na fase substituta.

Deve-se atentar ao fato de que em algumas seções delgadas pode simplesmente ocorrer um efeito de superposição, onde um plagioclásio situado sob um grão achatado de microclínio, sob condições de intensa iluminação, torna-se visível através do microclínio sobrejacente. Muitas vezes esta questão pode ser resolvida por um procedimento petrográfico elementar: coloca-se o plagioclásio em condições de desaparecimento dos planos de geminação albita - lamelas a 45° com os polarizadores, em seções perpendiculares a (010). Caso a geminação ainda seja visível na fase substituta (K-feldspato), fica eliminada a possibilidade de

FOTO 36 - Microclínio de substituição (mic) invadindo plagioclásio (pl) a partir da borda do grão. Notar que a linha de contato tem um contorno com vexo quando visto a partir da fase substituída (plagioclásio). Esta configuração é característica nos contatos de substituição.

FOTO 37 - Detalhe da foto anterior. Notar inclusão de biotita (bi) no plagioclásio (pl) obstruindo a "invasão" do microclínio (mic), e a borda de reação albitica (ab) no contato de substituição. Em "r", relicto de plagioclásio totalmente circundado pelo microclínio de substituição.

0.2 mm

FOTO 38 - Microclínio (K) substituindo plagioclásio (pl) a partir do contato com uma inclusão de apatita (ap).

0.12 mm

FOTO 39 - Detalhe da foto anterior.

0.12 mm

FOTO 40 - Microclínio (K') substituindo plagioclásio (Pl' e Pl'') a partir dos contatos entre os grãos. Em K'', microclínio de substituição aparentemente não-associado a qualquer superfície de contato. Notar o controle imposto pelas lamelas de geminação no contorno do contato de substituição (seta 1), e a continuidade das lamelas nos dois lados do contato (seta 2).

0.2 mm

FOTO 41 - Relicto de plagioclásio (Pl) em meio a megamicroclínio de substituição (K). As setas indicam heranças de geminação polissintética no K-feldspato.

superposição (fig. 5.7).

Inúmeras tomadas de texturas de substituição podem ser encontradas em Augustithis (1973) , até com observações de registro reliquiar de geminação polissintética em quartzo (p.168)

Duas interpretações alternativas não envolvendo substituição seriam a princípio possíveis: 1- O K-feldspato representaria um produto de exsolução antipertítica ; 2- o K-feldspato seria cristalizado a partir de uma fusão como um "microclínio de corrosão". Exsolução no exterior de grãos tem sido defendida por Ramberg (1962) , porém exclusivamente para produtos albiticos exsolvidos de um feldspato alcalino original. Não se tem notícias de exsoluções exteriores de natureza antipertítica. O aspecto das feições aqui descritas também em nada se assemelha com a morfologia das desmisturações. Um ponto favorável , entretanto , é a possibilidade de explicação da continuidade física e da manutenção dos caracteres herdados por este mecanismo , haja vista que desmisturações nada mais são que resultado de trocas catiônicas dentro de um mesmo grão. A possibilidade de um microclínio de corrosão pressupõe uma fusão aquecida ao ponto de corroer plagioclásios de mais altas temperaturas. A não-corrosão em fases de mais baixa temperatura (quartzo , p.ex.) não pode ser esclarecida por este mecanismo. Além disso , é difícil imaginar caracteres estruturais herdados num processo de corrosão magmática.

5.4.1.2 - Redução Granulométrica da Matriz: Um Efeito Secundário da Substituição Potássica em Plagioclásio

Uma característica presente em muitas rochas granito-

gnáissicas portadoras de megacristais de K-feldspato é a redução na granulometria da matriz adjacente aos limites destes megacristais (fotos 42 e 43). Esta peculiaridade não tem sido suficientemente investigada e passa talvez despercebida em muitas descrições petrográficas. No Brasil, Wernick et al. (1976) observaram esta feição em granitos porfiróides do Complexo Granítico de Socorro, SP.

É importante não confundir esta redução na grã da matriz com a textura "mortar", que é resultado de deformação e recristalização na porção exterior do próprio megacristal, mantendo-se um núcleo inalterado (sobre textura "mortar" ver o item 4.5.1)

Em geral, rochas porfiroblásticas e porfiríticas, quando deformadas, tendem a apresentar uma redução na grã da matriz nas proximidades dos megacristais, seja qual for a constituição mineralógica destes. Isto acontece porque estes megacristais funcionam como corpos mais ou menos rígidos sendo, durante a deformação, acumuladores de tensões. Quanto maior o megacristal, tanto maior a redução na granulometria da matriz.

No caso dos megacristais de K-feldspato dos "augen"-gnais de Niterói uma outra interpretação pode ser formulada, haja vista que megaplagioclássios de tamanho comparável não determinam na matriz adjacente qualquer diminuição de grã (foto 42 e fig. 5.8). Sendo ambos os megacristais anteriores ou contemporâneos ao principal evento de deformação-recristalização (o plagioclásio é pré-cinemático e o K-feldspato pré- a sin-cinemático), fica difícil imaginar uma redução granulométrica da matriz por acúmulo de tensões durante a deformação, somente nas adjacências de megacristais de K-feldspato.

Na realidade , as interações mecânicas em sistemas policristalinos estão insuficientemente conhecidas , especialmente no que se refere aos efeitos da manutenção dos esforços numa escala de tempo geológico. De qualquer modo , nos "augen"-gnais de Niterói existem outros aspectos texturais que são contrários a qualquer tentativa de se vincular a redução na grã da matriz ao redor dos megacristais de K-feldspato com um evento de deformação:

A figura 5.9 reproduz uma observação petrográfica em que um megacristal de microclínio com geminação Carlsbad e inclusões de plagioclásio é circundado por uma matriz plagioclásica recristalizada cuja granulometria aumenta com o afastamento ao megacristal. O plano de exposição da figura é perpendicular à foliação , a qual é coincidente com o plano de geminação Carlsbad. O detalhe significativo é a redução de granulometria mais marcante nas proximidades das faces perpendiculares ao plano de foliação. O que se deveria esperar , considerando a resultante do "stress" no desenvolvimento da foliação , era uma granulometria mais grossa nesta região , condizente com uma situação de "sombra de pressão". O efeito de "sombra de pressão" pode ser constatado um pouco mais distante do megacristal , onde se observa uma região triangular de granulometria mais grossa. A porção de granulometria mais fina imediatamente adjacente à face perpendicular à foliação não tem uma explicação razoável por nenhum efeito de deformação.

Uma interpretação em que se considera os megacristais de K-feldspato como resultado de uma substituição potássica em plagioclásio pode conciliar todos os aspectos texturais aqui levantados:

.Na tabela 5.2 podem ser encontradas as dimensões de cela unitária em K-feldspato e plagioclásio. Notar que uma substituição potássica ion a ion em plagioclásio (Ca^{++} por K^{+} acompanhada da troca Al^{+3} por Si^{+4}) implica numa expansão volumétrica de aproximadamente 8% em relação ao volume de plagioclásio inicial. É fácil imaginar o efeito produzido na matriz granoblástica adjacente a um megacrystal de plagioclásio totalmente substituído por K-feldspato, considerando a elevada pressão litostática e o "stress" reinantes. A redução da granulometria da matriz apenas ao redor de megacristais de K-feldspato (foto 42) pode assim ser satisfatoriamente explicada. Quanto maior o megacrystal substituído, tanto maior será o esforço dirigido na matriz adjacente (foto 43), pois em termos absolutos a diferença de volume aumenta com o tamanho do megacrystal. Este anel de granulometria fina ao redor dos megacristais de K-feldspato evolui com o fluxo milonítico para as denominadas bandas superplásticas anastomosantes tratadas no item 4.5.4.

Deve ser notado que na direção do eixo cristalográfico "a", a expansão é maior que nas outras direções. Este fato deve justificar feições como a da figura 5.9.

.Em alguns casos é patente que o megacrystal de K-feldspato se originou pela substituição de um megaplagioclásio (foto 44). A geminação Carlsbad desenvolve-se preferencialmente em ambiente magmático (Vance 1961). Porfiroblastos de K-feldspato devem apresentar geminação Carlsbad quando resultarem da substituição sólida em megaplagioclásios (fenocristais) assim geminados. Este tipo de situação deve também produzir porfiroblastos de K-feldspato com inclusões de plagioclásio de mesma orientação (item 5.5.3 e foto 54). Não necessariamente, entretanto, um

0.5 mm

FOTO 42 - Matriz tonalítica recrystalizada entre megacristais de microclínio (K) e plagioclásio (Pl). Notar a redução na granulometria da matriz exclusivamente nas proximidades do megacristal de K-feldspato.

0.5 mm

FOTO 43 - Matriz tonalítica entre dois megacristais de microclínio (K_1 e K_2). Notar que a redução de granulometria é mais acentuada nas proximidades do megacristal de maior tamanho (K_1).

Figura 5.7 – Critério petrográfico para identificação de geminação polissintética herdada: A. evidência de substituição sólida, onde plagioclásio (Pl) tem os planos de geminação polissintética em posição paralela. Notar o registro desses planos na inclusão de quartzo (Q). Com uma rotação de 45° para uma posição de desaparecimento das lamelas de geminação, observa-se que, na inclusão de quartzo, permanece o registro; B. evidência de superposição de grãos, onde, na posição de desaparecimento das lamelas do plagioclásio, desaparece também a sombra dos planos de geminação do grão de quartzo

Figura 5.8 – Matriz tonalítica poligonizada entre megacristais de microclínio (Mic), megaplagioclásio (Plag) e ribbon quartz (Qz). Notar a redução de granulometria exclusivamente nas proximidades do megacristal de microclínio

Figura 5.9 – Megacristal de microclínio (Mic) com geminação Carlsbad e inclusões de plagioclásio (in) em meio a matriz tonalítica foliada, com biotita (Bi). A foliação tem a mesma orientação do plano de geminação Carlsbad e é perpendicular ao plano da figura. Notar na matriz o efeito de sombra de pressão, na forma de uma região triangular de granulação grossa (porção superior direita da figura); e a redução de gran nas adjacências do megacristal, principalmente nas proximidades da face (100), perpendicular à foliação

Tabela 5.2 – Dimensões de cela em plagioclásio e microclínio. Fonte: Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1980), Rock forming minerals, v. 4. London, Richard Clay Ltd., 435 p.

	Dimensões (Å)			(Å ³)
	a ₀	b ₀	c ₀	V ₀
Andesina (an ₃₁)	8,171	12,846	7,129	667,83
Microclínio (interm.)	8,5784	12,960	7,2112	720,67
Δ expansão	4,99%	0,89%	1,15%	7,91%

Figura 5.10— Desenvolvimento de um megacristal de K-feldspato por substituição sólida em uma matriz plagioclásica: 1. matriz plagioclásica polygonizada pré-blástica (Plag); 2. início da blastese K-feldspática (Mic) a partir dos espaços intergrãos. Notar a incipiente redução de gran nas proximidades das porções substituídas (Plag rec); 3. textura poiquiloblástica com megacristal de microclínio parcialmente desenvolvido em que se notam relictos de plagioclásio matricial (Plag in); 4. blastese completa com porfiroblasto de microclínio de contorno regular em meio a matriz plagioclásica pré-blástica (Plag). Notar disposição do anel periférico de granulometria final (Plag rec), contemporâneo ao porfiroblasto

megacrystal de substituição teve outro megacrystal como antecessor. A maioria deles foi gerada por substituição metassomática ion a ion sobre uma matriz plagioclásica granular, passando-se por um estágio poiquiloblástico até a coalescência final em um único megacrystal. Da mesma forma existiria uma expansão de volume em relação ao substrato original que afetaria a matriz adjacente não-substituída (fig. 5.10). Em alguns casos, dois porfiroblastos nucleados sobre a matriz granular a pouca distância um do outro, podem crescer um contra o outro e se comporem num único megacrystal, adquirindo muitas vezes o aspecto de um megacrystal com geminação Carlsbad. Entretanto, a superfície de composição nestes megacristais é caracteristicamente irregular (fotos 45 e 46). Esta seria uma espécie de "synneusis" produzida em meio sólido ("synneusys" é um termo de Vogt (1921) que significa composição mecânica, não cristalográfica, de cristais em meio magmático).

5.5 - Estudo das Inclusões

Praticamente inexistem megacristais de K-feldspato em que não se possa identificar um razoável número de inclusões no microscópio petrográfico. Muitas vezes, inclusões milimétricas de biotita podem até mesmo ser observadas macroscopicamente.

As inclusões mais frequentes são, em ordem decrescente, plagioclásio, quartzo e biotita. Inclusões de zircão, apatita, ilmenita, magnetita e K-feldspato são raramente observadas.

Um aspecto importante é a ausência de qualquer disposição zonada destas inclusões nos megacristais. Elas parecem se distribuir aleatoriamente, não sendo observadas diferenças no

conteúdo de inclusões entre a borda e o núcleo dos megacristais.

A geometria da distribuição e a quantidade de inclusões têm grande variação de um megacristal para outro. Alguns megacristais, raros, têm até 40% em volume de inclusões de plagioclásio, mas em geral estas ocupam menos que 4-5%.

A seguir faz-se uma descrição dos principais tipos de inclusões e uma discussão sobre o significado das mesmas.

5.5.1 - Inclusões de Biotita

Na maioria dos megacristais as inclusões de biotita estão em menor quantidade que as de plagioclásio e quartzo. As dimensões mais comuns estão entre 50 e 100 μm . e, quase que invariavelmente, têm menores dimensões que as lamelas de biotita matriciais. Biotitas matriciais e biotitas de inclusões têm as mesmas características de cor e pleocroísmo, sugerindo uma composição química similar. Uma diferença, entretanto, é a ausência quase total dos acessórios zircão e apatita nas biotitas de inclusões.

O formato das inclusões tende a ser mais equidimensional que nas biotitas matriciais. As superfícies (001), de grande estabilidade nos filossilicatos (Vernon 1983, p.138 a 140), se impõem no contorno da maior parte das inclusões, sendo os demais limites geralmente superfícies não-rationais. Contornos não-rationais parecem ser mais frequentes em biotitas de inclusões que em biotitas matriciais.

Ao contrário do que acontece com as inclusões de quartzo e plagioclásio, as de biotita poucas vezes parecem se alinhar segundo direções cristalográficas do megacristal. Quando isto acontece, o alinhamento se faz mais frequentemente pelo

paralelismo das superfícies (001) da biotita com os planos de clivagem (010) e (001) do K-feldspato. Algumas vezes observa-se também que inclusões de biotita nas bordas dos megacristais têm paralelismo ótico com biotitas matriciais (mais um aspecto que indica a origem blástica dos megacristais).

5.5.2 - Inclusões de Quartzo

São , depois das de plagioclásio , as inclusões mais comuns nos megacristais. Têm enorme variação de tamanho (10 a 200 μm) e de geometria. Estão em grande parte com seus contornos controlados por superfícies cristalográficas do K-feldspato , notadamente pelos planos de clivagem (010) e (001) e por alguns planos das zonas [100] e [001] , mais provavelmente as faces do prisma {011} e {110} (fotos 47 e 52). Este controle faz com que as inclusões tenham normalmente seus lados paralelos às bordas dos megacristais. As inclusões adquirem , na maioria das vezes , formas próximas ao quadrado , principalmente quando vistas em seções perpendiculares a [100] e [001] (fig. 5.11-a). Formas arredondadas , irracionais , são comuns (foto 48). São também comuns as inclusões alongadas alinhadas preferencialmente em uma das duas direções preferenciais de clivagem , ou ao longo dos planos de geminação Carlsbad (foto 45). Os planos de segregação de albita , normalmente ($\bar{6}01$) , muitas vezes exercem também um controle eficiente no contorno das inclusões (fotos 47,49 e 52).

As determinações de orientação de eixo "c" nas inclusões do quartzo não definiu com clareza um padrão de orientação preferencial , contudo as medições realizadas sugerem a predominância de eixos (sub)paralelos às direções [011] e [0 $\bar{1}$ 1] do

FOTO 44 - Microclínio (K) substituindo plagioclásio mirmequítico (pl). Observar a continuidade do plano de composição Carlsbad na fase substituída.

0.5 mm

FOTO 45 - Plano irregular de composição em megaporfiroblasto de K-feldspato peritítico ("synneusis" em estado sólido). Notar inclusões quadráticas de quartzo e segregação de albita na região do plano de composição. MGgr.

0.2 mm

FOTO 46 - Plano irregular de composição em megaporfiroblasto de K-feldspato em MGgr. Notar o aprisionamento de relictos de plagioclásio pré-blástico (plg) na região do contato, assim como segregação de albita (setas).

0.2 mm

FOTO 47 - Inclusões quadráticas de quartzo (qz) em megacristal me sopertítico. Notar o controle e exercido no contorno das inclusões pelos planos de clivagem (C10) e por planos da zona[001]. Notar ainda o controle imposto pelas su perfícies de composição das fases potássica e sódica, provavelmente (601). A seção é próxima a (001).

0.2 mm

FOTO 48 - Inclusões de quartzo (qz) e plagioclásio (pl), quase sempre de contorno irregular. Ver o controle dos planos de segregação de albita-oligoclásio (ab) impondo formas retas em algumas das inclusões de quartzo e na de plagioclásio (setas).

0.12 mm

FOTO 49 - Inclusões alongadas de quartzo em megaporfiroblasto de K-feldspato. Notar o forte controle imposto pelos planos de segregação da fase sódica (provavelmente (601)) no contorno das inclusões. Notar ainda a região desprovida de lamelas de albita-oligoclásio em torno das inclusões.

0.2 mm

Figura 5.11 - Inclusões em megacristais de K-feldspato de milonito gnaisses da ZCDN. A- Profusão de inclusões "pseudoidiomórficas" de quartzo com contornos controlados, em "A", pelos planos (011) e (0 $\bar{1}$ 1), e em "B", pelos planos (010) e (001) do K-feldspato. Notar a orientação dos eixos "c" das inclusões, em geral (sub)paralelos a [011] e [0 $\bar{1}$ 1] do hospedeiro; B- Inclusões de plagioclásio de diferentes orientações. Em "a", plagioclásio parcialmente incluído. Em "b", inclusão de contorno irregular, mirmequitizada e com borda albítica. Em "c" e "d", inclusões com contorno irregular parcialmente controlado pelos planos (010) do plagioclásio. Em "e", inclusões "pseudoidiomórficas" controladas pelos planos (010) e (001) do K-feldspato determinando contornos aparentemente irracionais no plagioclásio incluído; C- Profusão de inclusões "pseudoidiomórficas" de plagioclásio paralelamente orientadas entre si e com o K-feldspato hospedeiro.

Em "B", textura indicativa de porfiroblastose K-feldspática sobre matriz plagioclásica granular. Em "C", porfiroblastose por substituição de um megaplagioclásio.

K-feldspato (ver exemplo da fig. 5.11-a). Este estudo mostrou ainda que o "fabric" de eixos "c" nos "ribbon-quartz" não é o mesmo das inclusões. Observa-se também que dentro de um mesmo megacristal, inclusões próximas têm muitas vezes a mesma orientação ótica.

Muitas inclusões de quartzo estão encaixadas ao longo do contato do hospedeiro K-feldspato com outras inclusões (foto 50).

Inclusões de quartzo ricas em inclusões fluidas são também frequentes. Algumas vezes pode-se observar uma superfície de inclusões fluidas no quartzo, que é nitidamente o prolongamento de um plano de clivagem no K-feldspato (foto 51).

Em muitos casos, pode-se observar no K-feldspato hospedeiro uma região desprovida de lamelas de albita, imediatamente vizinha à inclusão de quartzo (fotos 49 e 52).

5.5.3 - Inclusões de Plagioclásio

Inclusões de plagioclásio apresentam-se com grande variação de tamanho (50 a 200 μm) e geometria, existindo uma tendência para as formas quadradas e retangulares controladas pelos planos de clivagem (010) e (001) do K-feldspato (fig. 5.11-c). Parece haver também uma tendência para que as superfícies de clivagem do plagioclásio determinem o contorno da inclusão, mas este controle é menos eficiente que o primeiro. Algumas inclusões estão em perfeito paralelismo reticular com o hospedeiro. É nestas inclusões que os contornos retos paralelos a (010) e (001) de ambos os feldspatos aparecem com mais frequência (fig. 5.11-c). Algumas vezes o controle mais eficiente - o dos planos de clivagem do K-feldspato - determina o contorno da inclusão através de superfícies irracionais no plagioclásio (fig. 5.11-b). Inclusões

de contorno totalmente irregular podem ser encontradas com frequência (foto 53).

Existem alguns megacristais em que todas as inclusões estão na mesma orientação (foto 54 e fig. 5.11-c). Quando isto acontece, observa-se que o hospedeiro tem a mesma orientação cristalográfica das inclusões. Na maioria dos casos, entretanto, as inclusões não são paralelas entre si.

Quartzo vermicular e bordas albiticas estão presentes em muitas inclusões de plagioclásio e, principalmente, naquelas de contorno irregular marcados por superfícies não-rationais na inclusão e no hospedeiro (foto 55 e fig. 5.11-b).

Plagioclásio deformado pode ocorrer como inclusão, notoriamente na borda dos megacristais. Algumas inclusões estão apenas parcialmente englobadas, com o cristal de plagioclásio se alongando para fora dos limites do megacristal (foto 56 e fig. 5.11-b).

A composição é similar ou algo mais ácida que a dos plagioclásios matriciais, variando de An20 a An35.

De grande importância - como se viu na dissertação sobre os aspectos texturais do metassomatismo potássico - é a observação de que em muitas inclusões o contato com o hospedeiro é nitidamente gradacional, não existindo uma descontinuidade física (espaço intergrãos) entre as fases (fotos 40 e 41).

5.5.4 - Significado das Inclusões

Todas as características das inclusões são unânimes em indicar para os megacristais de K-feldspato uma origem em estado sólido, na forma de um crescimento blástico por substituição de

FOTO 50 - Inclusão metassomática de quartzo (qz_1) em megacristal de K-feldspato (KF). Notar os alinhamentos de inclusões fluidas concordantes com as direções de clivagem do hospedeiro. Estes alinhamentos de inclusões são nitidamente prolongamentos, no quartzo, das interfaces de clivagem do K-feldspato. Constituem uma evidência indireta da origem metassomática da inclusão de quartzo (ver texto). Notar ainda a inclusão de quartzo (qz_2) encaixada no contato entre o hospedeiro e a inclusão de plagioclásio (pl_2) e as vermículas de quartzo na inclusão de plagioclásio (pl_1).

FOTO 51 - Detalhe do alinhamento de inclusões fluidas em inclusão de quartzo (setas), nitidamente como um prolongamento de interfaces de clivagem no K-feldspato hospedeiro (KF).

FOTO 52 - Inclusão de quartzo(qz) em megaporfiroblasto de K-feldspato peritítico (k). Notar o controle imposto pelos planos de segregação ($\bar{6}01$) no contorno da inclusão, e também a região desprovida de lamelas imediatamente vizinha à inclusão.

Esta área desprovida de lamelas de albita-oligoclásio deve retratar o tamanho original do grão pré-blástico de quartzo, precursor da inclusão (ver texto).

0.5 mm

FOTO 53 - Inclusão de plagioclásio (pl), mirmequitizada e de contorno irregular, em megaporfiroblasto de microclínio de MGgd.

0.2 mm

FOTO 54 - Inclusões reliquias "pseudoidiomórficas" de plagioclásio sericítico (pl), óticamente paralelas entre si, e também paralelas com o hospedeiro (mic). No tar em alguns pontos, a continuidade das lamelas de geminação polissintética da inclusão, no interior do hospedeiro (setas).

0.12 mm

FOTO 55 - Inclusão de plagioclásio (pl) de contorno irregular em microclínio (mic). Notar que a inclusão tem borda albítica (ab) nas porções onde seu contorno é mais irregular. Notar ainda que só ocorrem vermiculas de quartzo fora das porções albíticas da inclusão.

FOTO 56 - Inclusão de plagioclásio reliquiar pré-blástico (pl) parcialmente aprisionada em megaporfiroblasto de K-feldspato, em MGgr. Notar que a porção exterior não-inclusa do plagioclásio evoluiu para um mosaico de grãos poligonais recristalizados, enquanto que no interior do porfiroblasto, a inclusão, por estar protegida da deformação-recristalização, permanece monocristalina. Esta relação é uma evidência de que os megaporfiroblastos de K-feldspato da ZCDN são pré- a sin-cinemáticos.

uma matriz plagioclásica pré-existente , concordantemente com o que ficou evidenciado no item 5.4. Estas inferências podem ser sumarizadas como segue:

1. A composição mineralógica global das inclusões corresponde aproximadamente à composição mineralógica da matriz , não sendo observadas diferenças composicionais entre minerais inclusos e minerais matriciais. Este quadro é característico de porfiroblastos. Já em fenocristais , contrariamente , tem-se comumente a inclusão de plagioclásios mais cálcicos que os matriciais (Hibbard 1965 ; Higgins e Kawachi 1977 ; Mehnert e Busch 1981 ; Vernon 1986).

2. Em porfiroblastos não devem existir diferenças na composição das inclusões de plagioclásio , estejam estas no núcleo ou na borda dos megacristais , como é o caso para os megacristais aqui estudados. Em fenocristais , frequentemente as inclusões de borda são mais sódicas que as de núcleo (Mehnert e Busch 1981).

3. Segundo Vernon (1968,1983) , inclusões de plagioclásio de contorno arredondado devem ser esperadas em porfiroblastos enquanto que , em fenocristais , inclusões idiomórficas aprisionadas durante o crescimento do megacristal em meio fluido devem ser mais comuns (Vance 1969). Nos megacristais de K-feldspato dos "augen"-gnaisses de Niterói observam-se , em quantidades aproximadamente iguais , inclusões de contorno irregular , muitas vezes arredondadas , e também inclusões idiomórficas. Estas últimas , entretanto , não devem necessariamente significar cristais originariamente idiomórficos aprisionados: As fotos 57 e 58 mostram a borda de um megacristal de K-feldspato em contato com plagioclásio matricial , onde são formadas inclusões quadráticas , claramente de natureza reliquiar.

FOTO 57 - Borda de megaporfiroblasto de K-feldspato (KF) "invadindo" (substituição) plagioclásio (pl). Notar o início da formação de inclusões quadráticas, "pseudoidiomórficas" de plagioclásio (i), nitidamente relictos não-substituídos do plagioclásio pré-blástico (pl).

FOTO 58 - Detalhe da foto anterior, onde se nota a formação incipiente de vermiculas de quartzo (setas) na borda do microclínio invasivo de substituição (mic).

O contorno racional destas inclusões é um resultado do processo de substituição e não uma feição original do plagioclásio. A tendência do processo é criar superfícies de contato entre as fases substituta e substituída que determinem um mínimo de energia livre no sistema (Kretz 1966 ; Vernon 1983,pg.35). O contato segundo os planos (010) e (001) de ambas as fases deve permitir esta condição. Quando K-feldspato e plagioclásio estiverem em paralelismo reticular , este tipo de inclusão - para a qual se propõe a designação "pseudoidiomórfica" - deve ser facilmente produzida. O avanço do K-feldspato blástico sobre plagioclásios matriciais orientados desfavoravelmente produz com mais frequência inclusões de contorno irregular. A substituição isoestrutural de um megaplagioclásio por K-feldspato pode determinar a formação de inúmeras inclusões pseudoidiomórficas de mesma orientação , relictos do plagioclásio substituído (foto 54).

4. A disposição das inclusões em zonas concêntricas é também muito frequente em fenocristais , e indica um crescimento intermitente do mesmo (Kawachi e Sato 1978 ; Vernon 1986). Em porfiroblastos , este arranjo , apesar de possível, é muito menos comum. Nos megacristais em questão tal feição nunca foi observada.

... ..

O estudo das inclusões pode ainda fornecer informações sobre o regime de crescimento do porfiroblasto: Um rápido avanço dos limites do porfiroblasto deve produzir muitas inclusões reliquias. Velocidades menores de crescimento , ao contrário , devem permitir maior eficiência dos processos de substituição e de assimilação das fases pré-blásticas , determinando um menor número de inclusões. Borda e núcleo com um conteúdo similar de inclusões,

como é o caso nos megacristais aqui estudados , significam uma velocidade constante de crescimento do porfiroblasto. A ausência de zonas com concentração de inclusões paralelas aos limites do megacristal indicam ainda uma blastese sem períodos de interrupção no crescimento. Uma exceção para este comportamento predominante são as interrupções sugeridas por vermiculas de quartzo aprisionadas na periferia de alguns megacristais (fotos 63 e 64) (ver item 6.4).

Quanto a origem das inclusões , se viu anteriormente que as de plagioclásio são seguramente reliquias. Algumas inclusões de quartzo , entretanto , têm uma origem metassomática relacionada à infiltrações de SiO_2 , formadas certamente num tempo posterior a formação do porfiroblasto. Estas inclusões estão quase sempre associadas à descontinuidades planares do hospedeiro que favorecem a infiltração (planos de clivagem , planos de geminação Carlsbad , planos de contato com outras inclusões etc.)(foto 50) ; e têm como característica marcante a abundância em inclusões fluidas. Feições como a da foto 51 , onde um alinhamento de inclusões fluidas na inclusão de quartzo tem uma nítida continuidade em um plano de clivagem do K-feldspato , não podem ser facilmente explicadas se se considera a inclusão como anterior ao hospedeiro. Entretanto , uma substituição metassomática de quartzo sobre K-feldspato , em que as descontinuidades (planos de clivagem) da fase substituída ficam registradas na fase substituta como um alinhamento de inclusões fluidas (fratura parcialmente cicatrizada) podem convenientemente justificar esta feição. Aliás, inclusões metassomáticas de quartzo já foram detalhadamente mostradas por Schermerhorn (1956).

A maioria das inclusões de quartzo , no entanto , deve ser mesmo de natureza reliquiar . Estas inclusões reliquias são geralmente pobres em inclusões fluidas , e são frequentemente circundadas por uma zona do hospedeiro desprovida de lamelas de albita-oligoclásio (foto 52). Esta zona deve corresponder aproximadamente ao limite original do grão de quartzo matricial , parcialmente absorvido. É coerente supor que lamelas de albita-oligoclásio sejam produzidas com facilidade onde K-feldspato substitui plagioclásio, e não onde substitui quartzo ou outro mineral. A não-constatação destas zonas livres de lamelas de albita ao redor de inclusões de biotita deve portanto significar que não aconteceu , pelo menos em larga escala , a absorção deste mineral pelo K-feldspato blástico. Muitos petrologistas já falaram sobre a dificuldade de absorção da biotita , e da tendência que existe para que este mineral seja "expulso" do interior do porfiroblasto em crescimento , concentrando-se ao redor do mesmo. Em algumas amostras aqui estudadas observa-se realmente este "manto" de lamelas de biotita ao redor dos megacristas , mas não é esta uma feição característica. O fato das biotitas matriciais serem maiores do que as de inclusões pode , portanto , significar um evento de crescimento de grãos (recristalização) posterior a formação dos megacristas de K-feldspato.

5.6 - Cronologia da Blastese K-Feldspática

A grande maioria dos megacristas dos "augen"-gnaisses são orientados segundo a foliação e apresentam contorno amendoado ("augens"). Estes megacristas representam a primeira e principal fase de blastese K-feldspática. Foram indubitavelmente afetados pelo evento responsável pelo desenvolvimento da foliação

milonítica (Sm), sendo portanto anteriores e/ou contemporâneos a ele . Neste trabalho , esta fase principal de blastese é denominada Bm.

O caráter em grande parte sin-cinemático de Bm é indicado pela relação direta entre a intensidade de deformação (maior ou menor desenvolvimento de Sm) e a quantidade de megacristais amendoados na rocha , pois a deformação é um fator que notadamente incrementa a mobilidade (difusão ou infiltração) de substâncias nas zonas de cisalhamento (ver White 1975). Por outro lado , feições como da foto 56 evidenciam um crescimento indubitavelmente pré-cinemático do megacristal de K-feldspato. O que se deve concluir , portanto , é que Bm antecede e acompanha o desenvolvimento da foliação Sm.

Os porfiroblastos brancos e retangulares do granodiorito porfiroblástico de Itaipuaçu podem ser contemporâneos não-deformados dos porfiroblastos amendoados dos "augen"-gnaisses , gerados em Bm ; já que se tem a passagem gradativa de uma rocha a outra. A menor quantidade e o idiomorfismo dos primeiros deve retratar o crescimento blástico num ambiente de deformação inexistente ou incipiente (margens da zona de cisalhamento).

Uma geração blástica de K-feldspato pós-cinemática em relação a Bm é sugerida por algumas relações:

A primeira é a ocorrência quase que invariável de uma certa quantidade (5-20%) de megacristais idiomórficos (não-deformados) de cor branca , orientados discordantemente a Sm , que podem inclusive "dobrar" a foliação (figs. 5.12-a e 5.12-b) , ou até mesmo os megacristais amendoados de Bm (fig. 5.12-c). Deve ser dito contudo, como ressalva , que esta possibilidade de

Figura 5.12 - Relações texturais indicativas de duas gerações de blastese K-feldspática. Em "A" e "B", porfiroblasto idiomórfico pós-cinemático de K-feldspato (KF_{bs}) dobrando a foliação milonítica Sm . Em "C", dobrando porfiroblastos pré- a sin-cinemáticos estirados segundo Sm (KF_{bm}). Em "D", interceptando contorno de lente máfica foliada segundo Sm .

porfiroblastos "empurrarem" a foliação durante o seu desenvolvimento, como afirma Misch (1971), é uma questão muito polêmica, havendo muitas opiniões em contrário (Rast 1965, p.90-93, Spry 1983, p.149-152, p.ex.).

A segunda relação é mostrada na figura 5.12-d, onde um megacrystal não-deformado se desenvolve interceptando abruptamente a superfície de contorno de lentes máficas absolutamente elipsoidais, ou seja, lentes que se estiraram durante o desenvolvimento de Sm. Aliás, é muito comum no interior da maioria das lentes máficas a presença de megacristais de K-feldspato idênticos aos do "augen"-gnaisse circundante, o que se constitui em mais uma evidência para a origem blástica dos mesmos (fig. 3.6).

No microscópio pode-se constatar, na borda de alguns megacristais, uma "bainha" de crescimento que também pode ser convenientemente interpretada como relativa a uma geração de K-feldspato posterior a Bm (ver item 6.4 e foto 65).

Entretanto, apesar das relações descritas, não se pode avaliar até que ponto esta blastese secundária e pouco expressiva, aqui denominada Bs, constitui um evento distinto ou é um simples prolongamento pós-cinematográfico de Bm.

6. MIRMEQUITAS

6.1 - Generalidades

Especificamente , o termo mirmequita denota um intercrescimento de quartzo vermicular e plagioclásio sódico , em que ambas as fases estão em contato com K-feldspato (Phillips 1974). O primeiro a empregar o termo foi Michel-Levy (1874) , e desde então muitos petrologistas têm descrito detalhadamente a morfologia e sugerido hipóteses genéticas para as mirmequitas , mas a questão é ainda muito polêmica.

Nos "augen"-gnaisses de Niterói as mirmequitas são uma feição característica de notável desenvolvimento , que imediatamente chamam a atenção do observador nas seções delgadas. Neste estudo, uma detalhada análise petrográfica das mirmequitas foi empreendida, onde algumas novas observações são formuladas , permitindo o estabelecimento de um modelo genético original , aqui proposto.

Qualquer modelo para a gênese das mirmequitas tem que ser capaz de explicar os seguintes aspectos gerais:

1. As vermiculas de quartzo são orientadas perpendicularmente à superfície de contato entre plagioclásio e K-feldspato (fotos 59, 60 e 61).

2. Da borda para o interior do grão de plagioclásio , tem-se uma diminuição na quantidade e um aumento na espessura das vermiculas de quartzo (foto 60).

3. Mirmequitas ocorrem principalmente em rochas de granulometria grossa , tipicamente naquelas portadoras de

megacristais de K-feldspato , ao redor dos quais elas se localizam (fotos 59,60,61 e 62).

4. O desenvolvimento de mirmequitas é mais notável em rochas deformadas.

5. As vermículas de quartzo ou têm a mesma orientação cristalográfica em todo o intercrescimento , ou formam dois ou três domínios de orientação diferente (foto 70).

6. É comum a presença de plagioclásio com bordas albiticas em rochas mirmequíticas , mas existe uma tendência para que bordas albiticas e vermículas de quartzo não apareçam na mesma porção do grão de plagioclásio (foto 66). Quando isto acontece , pode-se observar que as vermículas de quartzo nitidamente se estreitam na borda albitica (foto 67).

7. Em qualquer rocha contendo mirmequitas , o plagioclásio mirmequítico é um pouco mais sódico ou de mesma composição que o plagioclásio não-mirmequítico.

8. Em algumas seções pode-se notar vermículas de quartzo parcialmente incluídas em K-feldspato (fotos 63 e 64).

9. A maioria das inclusões quadráticas de plagioclásio , muito comuns em megacristais de K-feldspato , são desprovidas de vermículas de quartzo (fotos 54,56,62 e 65).

10. As mirmequitas estão caracteristicamente localizadas nas reentrâncias do contorno do K-feldspato. Este contorno seria mais regular se , hipoteticamente , o limite do K-feldspato fosse traçado incluindo os intercrescimentos mirmequíticos adjacentes (fotos 6,59 e 60).

A figura 6.1 esquematiza estas principais características das mirmequitas.

FOTO 59 - Disposição dos intercrescimentos mirmequíticos (mir) nas bordas de megacrístais de microclínio (k). Observar que o desenvolvimento das mirmequitas preenche reentrâncias no contorno dos megaporfiroblastos, tendendo a constituir formas mais regulares (pontilhado). PGgr.

0.5 mm

FOTO 60 - Típica mirmequita (mir) adjacente a megamicroclínio (k) em posição de extinção. Notar a perpendicularidade e o zoneamento morfológico das vermículas de quartzo em relação ao contorno do K-feldspato. As vermículas mais finas e mais numerosas na porção mais próxima ao contato com o K-feldspato (zona A). Na zona B, as vermículas continuam perpendiculares, mas são mais grossas e menos numerosas. Na zona C, mais exterior e menos protegida, a morfologia original está obliterada pela deformação-recristalização que originou um mosaico de grãos (sub)poligonais de plagioclásio e quartzo.

0.2 mm

FOTO 61 - Detalhe de intercrescimento mirmequítico (mir) na borda de megaporfiroblasto de microclínio (k). Notar vermículas de quartzo com diferente orientação ótica inclusas em grãos de plagioclásio, também diferentemente orientados (a e b). Observar em alguns pontos, o controle exercido pelo contorno dos grãos de plagioclásio na disposição das vermículas de quartzo (setas).

0.2 mm

6.2 - Hipóteses Genéticas

Não é propósito deste trabalho discutir todas as contribuições sobre a gênese das mirmequitas , mas apenas introduzir as principais idéias e seus pontos fracos , antes da apresentação do novo modelo. Para maiores detalhes consultar Phillips (1974) , que apresenta uma revisão histórica acompanhada de uma extensiva bibliografia , e também Phillips (1980).

1. **Cristalização Simultânea** - Esta linha é defendida em Spencer (1938) , Makhlayev (1973) e Hibbard (1979) , entre outros. Segundo estes pesquisadores , a gênese das mirmequitas se deve a uma cristalização eutética binária de plagioclásio sódico e quartzo , havendo alguns dados experimentais corroborativos (Luth e Tuttle 1967). Esta hipótese pode explicar a associação entre mirmequitas e K-feldspato (modelo de Hibbard) , e a conspícua ocorrência de mirmequitas em rochas deformadas (modelo de Makhlayev). Inclusões de plagioclásio não-mirmequítico podem também ser justificadas. Por outro lado , não é possível explicar por cristalização eutética a ocorrência muito comum de mirmequitas em rochas totalmente recrystalizadas. Não podem também ser explicados nem o zoneamento nem a perpendicularidade das vermiculas de quartzo. Nold (1984) descreve mirmequitas em rochas metassedimentares , que evidentemente não podem ter sido originadas por cristalização eutética.

2. **Exsolução em Estado Sólido** - Esta visão foi inicialmente formulada Schwanke (1909) , e é defendida principalmente por Phillips (1964,1972) , Ashworth (1972) e Phillips e Garr (1973). A hipótese é baseada na suposição de que K-feldspato de alta temperatura pode conter Ca em solução sólida , na forma de uma

"molécula" especialmente rica em sílica: $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ (molécula de Schwantke). Para a formação das mirmequitas, Ca deve ser exsolvido como anortita e o excesso de sílica deve formar quartzo vermicular, em concordância com a reação $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4 \text{SiO}_2$. Este raciocínio faz prever a proporcionalidade entre o conteúdo An do plagioclásio mirmequítico e o volume de quartzo vermicular, a qual não tem sido seguramente constatada (ver Phillips e Ranson 1968 e Shelley 1969). A existência da molécula de Schwantke também é muito controvertida. Tem sido afirmada em alguns estudos experimentais (Wyart e Sabatier 1965) mas desencorajada em outros (Orville 1972). A rara ocorrência de quartzo em pertitas de exsolução não contribui para esta hipótese, assim como também a composição do plagioclásio, que frequentemente é a mesma para grãos mirmequíticos e não-mirmequíticos.

3. Hipótese de Becke - Becke (1908) propôs que as mirmequitas resultam da substituição de K-feldspato por plagioclásio segundo as reações $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+ = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+$ e $2 \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}^{++} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4 \text{SiO}_2 + 2 \text{K}^+$. Um dos problemas é que esta hipótese também implica na incerta proporcionalidade entre conteúdo An e volume de quartzo. A usual forma de "bulbo" das mirmequitas (fig. 6.1 e fotos 59, 60 e 64) é considerada aqui como um indicador do caráter invasivo do plagioclásio mirmequítico. Entretanto, esta interpretação não é aceita pela maior parte dos petrologistas, que concordam que um processo de substituição em sentido contrário (K-feldspato substituindo plagioclásio) é muito mais comum. Em concordância com a hipótese de Becke estão principalmente os trabalhos de Sederholm (1916) e Shuldiner (1972).

4. Hipótese de Shelley - Shelley (1964) sugere que

mirmequitas devem ser formadas por exsoluções albiticas nucleadas sobre a superfície de grãos exteriores de plagioclásio primário. A albita ao crescer pode, segundo esta teoria, incluir grãos de quartzo que seriam recristalizados na forma de vermiculas. Esta visão está em concordância com a não-proporcionalidade entre conteúdo An e volume de quartzo vermicular. A ocorrência de inclusões de plagioclásio não-mirmequítico em megacristais de K-feldspato, assim como a perpendicularidade das vermiculas podem ser explicadas no modelo de Shelley, entretanto não pode ser satisfatoriamente justificado o zoneamento morfológico das vermiculas. Se a hipótese de Shelley fosse correta deveriam ser encontrados outros minerais matriciais incluídos em albita, além de quartzo, o que não é observado. Outro aspecto importante é a composição do plagioclásio mirmequítico, que na maioria dos casos é oligoclásio e não albita, o que também não favorece o modelo.

A hipótese de Shelley, assim como as três anteriores, afirmam uma formação simultânea de plagioclásio e quartzo nas mirmequitas. Muitas relações texturais, entretanto, evidenciam a formação posterior do quartzo, como se discute no item 6.3.2.

5. Hipótese de Drescher-Kaden - Drescher-Kaden (1948) sugeriu um processo de mirmequitização associado à substituição metassomática de K-feldspato sobre plagioclásio. As soluções metassomáticas removeriam Ca e Na, enquanto sílica seria depositada ao longo das "linhas de dissolução" no plagioclásio primário (Drescher-Kaden 1969). Augustithis (1962,1973) e Bhattacharyya (1971) também apresentam evidências de infiltração na gênese das mirmequitas. Explicar a ocorrência de mirmequitas exclusivamente no contato com K-feldspato é a principal

dificuldade dos modelos de infiltração. Por que estas soluções percolantes não afetam todo o plagioclásio da rocha? Por que, em uma rocha mirmequítica, nem mesmo todos os grãos de plagioclásio em contato com K-feldspato estão mirmequitizados, mas apenas alguns em determinadas situações?

Estas questões podem ser explicadas por um novo modelo de infiltração, aqui proposto, que também está de acordo com as demais características gerais das mirmequitas.

6.3 - O Novo Modelo Genético

Em princípio, o modelo sugerido deve explicar somente as mirmequitas em forma de "bulbo", que são as que ocorrem nos "augen"-gnaisses de Niterói, onde se fez o estudo. Entretanto, "bulbo"-mirmequitas são de longe as mais frequentes (descrições de outras variedades morfológicas de mirmequitas podem ser encontradas em Phillips 1974) e, além do mais, as características gerais são comuns a todas as variedades morfológicas de mirmequitas. Deve ser verdadeira a opinião de Shelley (1964,pg.48) em que ele afirma: "... é improvável que exista mais do que uma explicação verdadeira para uma estrutura tão característica em forma e composição como mirmequita".

6.3.1 - O Plagioclásio Mirmequítico

Rochas mirmequíticas têm geralmente composição tonalítica, granodiorítica ou granítica. Normalmente não se observa a presença de mirmequitas em rochas desprovidas de plagioclásio. Se o plagioclásio dos intercrescimentos mirmequíticos tivesse uma origem secundária (exsolução), não existiria qualquer causa aparente para a ausência de mirmequitas em rochas originalmente

sem plagioclásio. Por outro lado, se mirmequitas são formadas pelo desenvolvimento de quartzo vermicular sobre grãos de plagioclásio pré-existentes, é óbvio que rochas livres de plagioclásio devam ser também desprovidas de mirmequitas.

As fotos 57 e 58 mostram a formação de relictos de plagioclásio na borda de um porfiroblasto de K-feldspato, na forma de inclusões quadráticas (item 5.5.4). Observa-se também um incipiente desenvolvimento de vermiculas de quartzo que, entretanto, não afetam a inclusão que já está totalmente circundada pelo K-feldspato de substituição. Esta feição está de acordo com a constatação de que inclusões de plagioclásio em megacrístais de K-feldspato são geralmente não-mirmequíticas. Se as vermiculas de quartzo são geradas por infiltração em plagioclásios primários, relictos de plagioclásio totalmente circundados não serão afetados, caso a infiltração aconteça posteriormente ao isolamento da inclusão no porfiroblasto (ver fig. 6.5.).

A foto 68 mostra o detalhe de um intercrescimento mirmequítico em que o plagioclásio está sericitizado. Observa-se que as lamelas de sericita maiores e mais bem formadas são exatamente aquelas incluídas em vermiculas de quartzo. Esta é uma sutil tendência que se observa em muitas mirmequitas, e que não pode ser explicada pela formação simultânea de plagioclásio e quartzo. Se a formação de sericita, certamente um produto de alteração deutérica do plagioclásio, é posterior a ambas as fases como pode se desenvolver diretamente sobre as vermiculas de quartzo? Por outro lado, se as vermiculas de quartzo são posteriores ao plagioclásio e também posteriores à sericita,

FOTO 62 - Megaporfiroblasto de K-feldspato (K) com mirmequita na reentrância do contorno, e com inclusão "pseudoidiomórfica" de plagioclásio reliquiar não-mirmequitizado (i).

0.5 mm

FOTO 63 - Microclínio de segunda geração (K_2) substituindo plagioclásio mirmequitizado. As setas apontam relictos de vermiculas de quartzo no interior do microclínio. A linha tracejada é o limite aproximado do microclínio pré-mirmequítico (K_1).

0.2 mm

FOTO 64 - Megaporfiroblasto de microclínio (K) (em extinção) com mirmequitas marginais. A seta 1 mostra um avanço de K-feldspato tardio sobre as vermiculas de quartzo, e a seta 2 aponta relictos das vermiculas preservados no interior do microclínio.

0.2 mm

FOTO 65 - Duas gerações de microclínio blástico (K_1 e K_2) num mesmo megacristal. Nôtar que o microclínio marginal (K_2) distingue-se por não ser pertítico e por apresentar contato reativo (borda albítica) com a inclusão de plagioclásio (i).

0.2 mm

FOTO 66 - Margem de megaporfiroblasto de K-feldspato (KF) onde se observa que bordas albíticas e vermiculas de quartzo (setas pontilhadas e contínuas, respectivamente) parecem se excluir mutuamente.

0.2 mm

FOTO 67 - Borda de megaporfiroblasto de feldspato alcalino (megapertita) em contato com grão de plagioclásio (pl). Notar que as vermiculas de quartzo se estreitam ao atravessarem a borda albítica (setas).

0.12 mm

FOTO 68 - Detalhe de intercrescimento mirmequítico com vermiculas e gotas de quartzo incluídas em plagioclásio sericitizado. O aspecto significativo é a tendência para que as lamelas mais idiomórficas de sericita ocorram justamente sobre as vermiculas (setas) (ver texto).

0.03 mm

FOTO 69 - Plagioclásio mirmequitizado (mir) com "bending" das lamelas de geminação polissintética. Possivelmente a causa da deformação são os esforços dirigidos (setas duplas) decorrentes da expansão volumétrica que acompanhou a formação do megaporfiroblasto de K-feldspato (K) vizinho (ver texto). Notar a porção albitizada (ab) do plagioclásio no interior da reentrância.

0.2 mm

FOTO 70 - Intercrescimento mirmequítico (mir) em reentrância do contorno de megacristal de microclínio (K). Notar as vermiculas de quartzo em dois domínios distintos de orientação cristalográfica ("a" e "b").

0.5 mm

pode-se explicar este fato como uma recristalização das lamelas de sericita ao longo das linhas onde se dá a infiltração-substituição de SiO_2 (ver item 6.4.) .

6.3.2 - A Formação das Vermículas de Quartzo

Um aspecto essencial do modelo é a natureza substitutiva do K-feldspato associado às mirmeguitas. A argumentação a esse respeito foi desenvolvida no item 5.4. Falou-se ainda na expansão volumétrica gerada por este processo de substituição , e dos efeitos produzidos na matriz adjacente. Deve ser acrescentado que esta taxa de expansão aumenta com o conteúdo An do plagioclásio substituído , e varia de maneira ainda não conhecida com as condições PT. Orville (1972) afirma que esta expansão de volume deve ser um fator que tende a obstruir o avanço da substituição metassomática.

Na figura 6.2 idealiza-se o sistema físico megacristal-matriz durante o processo de substituição sólida de plagioclásio por K-feldspato , em que os esforços dirigidos decorrentes da expansão volumétrica afetam uma porção não-substituída do plagioclásio original (ver também foto 69). Os vetores resultantes da expansão nas três direções cristalográficas são coerentes com um padrão de microfraturamentos , cujas interseções são direções radiais na "calota" de plagioclásio (ver fig.6.3). Estas devem ser as direções de máxima penetrabilidade para a infiltração das soluções formadoras do quartzo vermicular no plagioclásio. Deve-se ter em conta que não se tem necessariamente a formação de fraturas propriamente ditas. Na maioria dos grãos de plagioclásio nesta situação , deve ser gerada simplesmente uma rede de defeitos planares na estrutura do cristal. As interseções destes defeitos

Figura 6.1 – Disposição dos intercrescimentos mirmequíticos (Mir) preenchendo reentrâncias no contorno de megacristais de microclínio (Mic). Notar a perpendicularidade das vermículas de quartzo em relação à superfície do megacristal e o zoneamento característico das mirmequitas: vermículas mais finas e mais numerosas nas imediações do megacristal e mais grossas e menos numerosas no interior da reentrância

Figura 6.2 – Idealização do sistema físico megacristal-matriz durante o processo de substituição sólida: a linha tracejada é a borda do megaplagioclásio pré-blástico e a linha contínua, a borda do megacristal de substituição (K-felds). A área semicircular é uma porção não substituída do megaplagioclásio. F_a e F_b são as forças dirigidas segundo as direções cristalográficas a e b , f_a e f_b são as componentes de F_a e F_b em cada ponto da área semicircular; e r , o vetor resultante em cada ponto. Deve-se ter em conta que o sistema é tridimensional, portanto com F_c e f_c na direção do eixo cristalográfico c (perpendicular a figura). Notar ainda que F_a , F_b e F_c não são ortogonais (sistema triclinico) e que a geração dessas forças dirigidas é consequência da expansão volumétrica que acompanha o processo blástico (ver também a figura 6.5, estágio 4)

Figura 6.3-1. Idealização de um cristal de K-feldspato (KF) gerado por substituição iso-estrutural em um plagioclásio preexistente. Uma porção de plagioclásio não-substituído (P) permanece como relictos, observável no plano 1-2-3-4 ; 2. Corte no plano 9-10-11-12 mostrando o formato de "calota" do plagioclásio reliquiar, e a orientação dos vetores-força decorrentes da expansão volumétrica que acompanha a substituição potássica (ver o texto) ; 3. Considerando-se o contorno ideal da "calota" como o hemisfério inferior de uma esfera de projeção estereográfica, e o círculo 13-14-15-16 como o plano equatorial de projeção, podem ser representadas neste último as projeções de possíveis planos de fraturamento no plagioclásio reliquiar, oriundos da expansão volumétrica no meio circundante. As interseções entre estes planos são as linhas de máxima penetrabilidade para as soluções de SiO_2 responsáveis pela formação das vermículas de quartzo. Estas linhas estão representadas por seus polos em cada interseção entre dois planos de fraturamento, definindo um padrão radial análogo ao observado para as vermículas de quartzo dos inter-crescimentos mirmequíticos.

planares devem produzir por sua vez o padrão de defeitos lineares radiais. Ao longo destes defeitos lineares, que devem se comportar como "linhas de dissolução preferencial" (expressão de Drescher-Kaden), é que a substituição-infiltração de SiO_2 tende a ocorrer.

Com este mecanismo é possível explicar a ocorrência de mirmequitas restrita ao contato com K-feldspato, e também o notório desenvolvimento das vermiculas nas reentrâncias - e não nas saliências - do contorno do K-feldspato de substituição. A disposição dos intercrescimentos mirmequíticos claramente regularizando o contorno do K-feldspato, é uma consequência imediata da disposição radial das linhas de infiltração, já que estas linhas convergem para um ponto que se situa aproximadamente no prolongamento da face do K-feldspato, na qual se situa a reentrância (ver fig. 6.2). Isto deve justificar a baixa incidência de vermiculas de quartzo fora dos limites das reentrâncias.

As linhas radiais de penetração logicamente se aproximam umas das outras em direção ao ponto de convergência. Uma consequência natural disto deve ser a coalescência de muitas destas linhas, resultando no espessamento das vermiculas de quartzo em direção ao ponto de convergência, o que realmente se observa em quase todas as mirmequitas.

Se o modelo proposto é verdadeiro, quando se secciona um intercrescimento mirmequítico em qualquer direção, deve-se observar na região do contato com o K-feldspato uma incidência de vermiculas finas e compridas que correspondem àquelas situadas aproximadamente no plano de corte da seção. Em direção ao ponto de

convergência devem aparecer vermiculas cada vez mais espessas, pela coalescência discutida anteriormente, e mais curtas (até mesmo goticulares) pelo fato de estarem, cada vez mais, orientadas em alto ângulo com o plano da seção. Esta configuração é exatamente a observada em praticamente todas as mirmequitas, independentemente da orientação do corte.

O fato de que as vermiculas sejam normalmente mais estreitas ou ausentes quando atravessam bordas albiticas (fotos 67 e 71) pode ser também explicado como uma consequência da expansão volumétrica ocasionada por substituição: Muitos autores (Schermehorn 1956; Drescher-Kaden 1948, 1969; Menhert 1968 p.202, p.ex.) já falaram da formação de bordas albiticas como uma "decalcificação" do plagioclásio que antecede a substituição potássica, em oposição aos que defendem uma origem por exsolução de feldspato alcalino (Gates 1953, Ramberg 1962, Sturt 1970, Miller 1973, Spry 1983, p.184). O modelo de decalcificação é favorecido pela ocorrência frequente de bordas albiticas no contato com K-feldspato invasivo de substituição. Uma substituição isoestrutural de albita sobre oligoclásio ou andesina também implica numa expansão volumétrica (ver os parâmetros de cela contidos em Brown et al. 1984). Sendo assim, as linhas de penetração produzidas no plagioclásio pelos esforços decorrentes da substituição K-feldspática adjacente, devem ser estreitadas ou mesmo fechadas na porção albitica do grão (ver fig. 6.4). Se isto acontece antes da infiltração de SiO_2 , estes grãos podem não favorecer a formação de vermiculas, já que a comunicação com os espaços intergrãos do contato plagioclásio/K-feldspato estará interrompida. Isto é coerente com imagens como a da foto 66, onde só há quartzo vermicular em domínios do plagioclásio onde não há

Figura 6.4-1. Detalhe da interface de "invasão" do K-feldspato de substituição (KF) sobre plagioclásio (An_{35}). Notar as linhas de penetração em comunicação com o espaço intergrãos ; 2. Desenvolvimento de borda albítica (An_5) na região do contato por substituição isoestrutural em oligoclásio ("decalcificação"). Notar o estreitamento das linhas de penetração decorrentes da expansão volumétrica gerada na formação da borda albítica (ver texto).

borda albitica , demonstrando que a infiltração é pré-borda albitica. Já imagens como a da foto 67 indicam ou o "estrangulamento" das vermiculas (a infiltração de SiO_2 é pré-borda albitica) ou a adaptação das vermiculas às diferentes espessuras da linha de penetração (a infiltração é posterior a borda albitica).

6.4 - Mirmequitas , Metassomatismo Potássico e Evolução Textural

A vinculação genética das mirmequitas com o metassomatismo potássico tem sido postulada desde Drescher-Kaden (1940). Drescher-Kaden (1948,1969) , Osterwald (1955) , Schreyer (1958) e Augustithis (1962,1973) reafirmam este conceito. Marmo (1956) considera que mirmequitas são uma forte evidência de K-feldspatização metassomática.

A transformação plagioclásio/K-feldspato se faz com entrada de SiO_2 em quantidades progressivamente maiores com o conteúdo An do plagioclásio. O processo pode ser representado pela combinação das duas reações de trocas catiónicas propostas por Becke (1908), porém em sentido contrário (ver item 6.2).

A existência de uma atividade de infiltração/difusão de uma solução rica em K^+ e SiO_2 na ZCDN é também fortemente sugerida pela constatação , em alguns locais (principalmente na cidade do Rio de Janeiro), de uma íntima associação com veios pegmatóides , muitas vezes com passagem gradacional (ver foto em Leonardos Jr. 1973,pg 73) , adquirindo estas rochas , nestes pontos , nítido aspecto migmatítico.

O quartzo das mirmequitas , segundo a interpretação aqui alinhada , associa-se ao evento de percolação/difusão de soluções

ricas em K^+ e SiO_2 . Tem seu desenvolvimento vinculado às fases finais do processo, quando o excesso de SiO_2 não utilizada na substituição do plagioclásio pode constituir quartzo vermicular nas imediações dos megacristais. Infiltração de SiO_2 posterior ao desenvolvimento dos porfiroblastos de K-feldspato pode ser constatada em imagens como a da foto 3. Na foto 71 também se tem uma imagem fortemente sugestiva para a origem infiltrativa do quartzo vermicular das mirmequítas.

Considerando que um porfiroblasto tende a desenvolver formas cristalográficas de menor energia superficial, a direção de migração das substâncias (K^+ , SiO_2) deve estar controlada pela tendência a constituir formas racionais (são as de menor energia livre superficial) e a eliminar irregularidades eletricamente ativas no contorno do cristal. Sendo assim, as reentrâncias do contorno dos megacristais devem atrair soluções e/ou ions, já que são normalmente definidas por superfícies não-rationais do K-feldspato, o que significa dizer, superfícies com forte potencial elétrico. A sílica em solução, ao alcançar estas reentrâncias, segue então as direções de máxima penetrabilidade no plagioclásio, constituindo as vermiculas.

A figura 6.5. esquematiza, com base na observação petrográfica dos "augen"-gnaisses de Niterói, os estágios da evolução textural numa rocha granito-gnáissica afetada por blastese K-feldspática e mirmequitização.

No primeiro estágio (estágio pré-blástico), o desenvolvimento do K-feldspato restringe-se às bordas de alguns dos plagioclásios matriciais (fotos 38, 39 e 40).

O segundo estágio (estágio poiquiloblástico) caracteriza-se pela interiorização da substituição potássica, com abundante

presença de relictos não-substituídos de plagioclásio (fotos 41 e 54).

No terceiro estágio (estágio porfiroblástico) , as porções reliquias são menos frequentes. Permanecem algumas na forma de inclusões de contorno regular. No caso de blastese sobre matriz granular , tem-se a coalescência do K-feldspato num único megacrystal (foto 62).

No quarto estágio (estágio mirmequítico) , utilizado todo o K^+ em trocas catiónicas com Na^+ e Ca^{++} , pode ocorrer - e geralmente ocorre - dependendo da composição do soluto na fase fluida , um excesso de SiO_2 que permanece em solução e migra em direção às reentrâncias eletricamente ativas no contorno do cristal. Fluindo pela superfície do megacrystal , a solução de SiO_2 invade o plagioclásio seguindo as direções de máxima penetrabilidade , constituindo quartzo vermicular.

O quinto estágio (estágio pós-mirmequítico) pode ser alcançado em alguns domínios localizados. Flutuações no balanço das substâncias em solução na fase fluida podem determinar um novo aporte de K^+ e a retomada no desenvolvimento do K-feldspato blástico. Este estágio pode ser identificado com facilidade nos intercrescimentos mirmequíticos marginais em que o K-feldspato se desenvolve aproveitando as mesmas linhas de penetrabilidade do estágio anterior . Isto resulta na parcial absorção das vermiculas de quartzo , que permanecem assim como pequenas inclusões nas bordas dos megacristais , estando muitas vezes arranjadas linearmente , mostrando uma nítida continuidade com as vermiculas no exterior do megacrystal (fotos 63 e 64). Estas retomadas dificilmente podem ser observadas onde não aconteceu o estágio

Figura 6.5 – Modelo de evolução textural em rochas granito-gnáissicas afetadas por blastese K-feldspática. 1. Estágio pré-blástico – Substituição incipiente (Mic) do plagioclásio (PL) a partir dos espaços intergranulares. As setas representam o aporte de K^+ e SiO_2 , e a saída de Ca^{++} e Na^+ . Na primeira ampliação, detalhe da associação do K-feldspato de substituição (Mic) com os espaços intergranulares (E.I.). As setas indicam as trocas catiónicas entre mineral e fluido intergrãos. Na segunda ampliação, representação das posições catiónicas nas fases substituída (PL) e substituta (MIC). Notar a continuidade estrutural no contato das fases. As setas indicam a passagem de um íon K^+ da solução para uma posição catiónica da estrutura. 2. Estágio poiquiloblástico – Porfiroblasto (Mic) parcialmente constituído. 3. Estágio porfiroblástico – Individualiza-se o porfiroblasto. As inclusões de plagioclásio (in) são relictos da matriz pré-blástica. 4. Estágio mirmequítico – Não havendo disponibilidade de K^+ , a substituição não acontece e o porfiroblasto cessa o crescimento. Havendo SiO_2 em solução, formam-se vermiculas de quartzo (Qz ver) nas reentrâncias do contorno do porfiroblasto. As setas indicam a migração de SiO_2 em direção aos sítios favoráveis (leia no texto). Na ampliação, detalhe da formação das vermiculas a partir da sílica em solução. 5. Estágio pós-mirmequítico – Retomada no aporte de K^+ determina um avanço do porfiroblasto sobre as mirmequitas. Ficam caracterizadas duas gerações de K-feldspato blástico (Mic 1 e 2). Na ampliação, detalhe da substituição Mic 2 sobre plagioclásio mirmequítico (PL). Notar as vermiculas de quartzo aprisionadas e parcialmente absorvidas (Qz ver in) no interior do K-feldspato de segunda geração (Mic 2). EXTRAÍDO DE HIPPERT (1987)

mirmequítico. A identificação de duas fases de crescimento de K-feldspato, nestes casos, só pode ser constatada onde exista alguma característica distintiva muito clara entre as duas gerações. A maior ou menor incidência de lamelas de albita-oligoclásio pode as vezes servir como critério nesta situação (foto 65), entretanto devem ser levadas em conta as considerações do item 5.5.4, parágrafo 8.

A concepção aqui alinhada é, como se disse, resultado de uma interpretação textural. Entretanto, os aspectos teóricos do metassomatismo potássico estão longe de serem esclarecidos. Experimentalmente, tem-se a muito tempo a reprodução dos processos de substituição sólida em feldspatos, principalmente nos feldspatos alcalinos (Wyart e Sabatier 1956 a e b, 1958, 1965; Orville 1962, 1963, 1972). O metassomatismo de álcalis é, apesar da polêmica em torno deste tema, uma realidade indiscutível numa escala de milímetros ou centímetros. Deslocamentos iônicos a maiores distâncias, contudo, constituem ainda uma questão enigmática. Gradientes termais e composicionais são provavelmente os propulsores mais eficientes das migrações alcalinas. Difusão iônica intracristalina, difusão iônica numa fase fluida estável (pressão de fluidos = pressão litostática) e a migração da fase fluida como um todo (pressão de fluidos < pressão litostática), devem ser as formas com que se dá o aporte metassomático.

6.5 - Cronologia das Mirmequitas

As relações texturais indicam que as vermículas de quartzo na maioria das vezes antecederam ou foram concomitantes a deformação-recristalização dinâmica, como mostrado em imagens como a da foto 60, onde se percebem os efeitos da deformação obliterando a

disposição radial das vermículas e constituindo um agregado de grãos poligonais de quartzo e plagioclásio. Nesta mesma mirmequita, pode-se constatar uma zona interna (próxima do megacrystal) protegida da deformação, onde as vermículas têm a característica disposição radial e o plagioclásio tem uma única orientação cristalográfica.

Entretanto, pelo menos localizadamente, tem-se indícios de que vermículas de quartzo também se formaram posteriormente a deformação-recristalização, como sugerido por feições como a da foto 3 de Hippertt (1989 b), onde vermículas de quartzo atravessam contatos retos entre grãos recristalizados de plagioclásio. Se estas já existissem ao tempo da recristalização, seguramente deveriam estar interceptadas por estes contornos retos de grãos neoformados.

Não se têm dados que indiquem duas fases de formação de mirmequitas, sugerindo que a geração de mirmequitas antecedeu, acompanhou e prolongou-se - se bem que com pouca intensidade - à deformação-recristalização, muito provavelmente acompanhando o ritmo da blastese K-feldspática (item 5.6).

7. OS "AUGEN"-CHARNOCKITOS

Denominam-se aqui de "augen"-charnockitos as rochas de composição granítica à quartzo monzonítica (enderbito), de trama facoidal idêntica a dos "augen"-gnaisses rosados, portadoras de um ortopiroxênio de pleocroísmo rosado, com ângulo 2V entre 60 e 70° (bronzita-hiperstênio), e que texturalmente são classificados como milonito gnaisses. Em afloramento estas rochas invariavelmente têm uma cor verde profunda, que passa ao castanho com a alteração. Análises químicas de rocha total em "augen"-charnockitos podem ser encontradas na tabela 7.2.

Ocorrem na forma de manchas difusas de dimensões métricas em meio aos "augen"-gnaisses rosados, sendo encontradas com facilidade na margem oriental da Baía de Guanabara (Niterói), e mais raramente no lado ocidental, na cidade do Rio de Janeiro.

Quando alteradas, mesmo que levemente, são indistinguíveis dos "augen"-gnaisses rosados, o que deve determinar que se estime para menos a frequência com que ocorre.

Estes "augen"-charnockitos equivalem aos gnaisses quartzo monzoníticos de Lamego (1937) e aos hiperstênio "augen"-gnaisses de Leonardos Jr. (1973). Lima e Silva (1920) e Backeuser (1926), os primeiros a identificar estas rochas, se referiram a elas como "gnaisses lenticulares verdes".

Nas próximas seções são descritos detalhadamente os aspectos petrográficos e químicos que permitem uma discussão sobre a origem destes charnockitos.

7.1 - Origem dos "Augen"-charnockitos

7.1.1 - Generalidades

A origem dos charnockitos é um tema controvertido desde que Holland (1900) introduziu o termo para as rochas de composição granítica portadoras de ortopiroxênio, na região de Madras, leste da Índia. Holland concebeu a origem destas rochas, e dos tipos intermediários e básicos associados, como uma assembléia litológica produzida por diferenciação magmática, a qual denominou de "série charnockítica". Atualmente, o termo charnockito tem também uma conotação genérica, sendo utilizado para rochas de fácies granulito portadoras de hiperstênio (hiperstênio-granulitos), independentemente da composição.

O conceito de série charnockítica foi utilizado com sucesso em muitos terrenos de alto grau no mundo inteiro mas, com a intensificação dos estudos petrográficos e geoquímicos nas últimas décadas, deu-se um acúmulo de evidências favorecendo uma origem por metamorfismo progressivo em gnaisses originalmente de fácies anfibolito. Cooray (1969) afirma que charnockitos de origem metamórfica são provavelmente os predominantes. Na própria área tipo de Madras, os charnockitos têm sido reinterpretados como rochas metamórficas (Howie 1955, Pichamuthu 1953, Subramanian 1959).

A maior parte dos trabalhos recentes em terrenos arqueanos de alto grau, notadamente no Cráton de Dharwar (Índia), menciona um processo metamórfico de charnockitização, principalmente, Janardhan et al. 1982, Hansen et al. 1984, Schreurs 1984 e Gopalakrishna et al. 1986. Dentre os mais antigos destacam-se os de Pichamuthu (1961, 1965).

A importância de uma fase fluida rica em CO₂ na formação dos

charnockitos tem sido firmemente estabelecida nos últimos 20 anos (Touret 1971, 1974; Madsen 1977; Friend 1981; Wendlandt 1981; Condie et al. 1982, entre outros), e termos como "metamorfismo carbônico" (Newton et al. 1980) são frequentemente empregados para descrever o processo de charnockitização.

Uma linha alternativa, e que parece explicar algumas ocorrências, considera os charnockitos como produtos refratários, resíduos de fusão parcial (Brow e Fyfe 1970; Fyfe 1973 e Nesbitt 1980). Oliveira (1973) atribui esta origem aos granulitos de São José do Rio Pardo, São Paulo.

Na região de Niterói todos os dados são coerentes em indicar um processo metamórfico de charnockitização superimposto aos "augen"-gnaisses rosados de fácies anfibolito, como se discute a seguir. Todas as evidências negam a possibilidade de que estes charnockitos possam significar "restitos" de fusão parcial (Leonardos Jr. 1973) ou enclaves de uma "série charnockítica" (Dalcomo et al. 1981).

7.1.2 - O Processo de Charnockitização

7.1.2.1 - Evidências de Campo

"Augen"-charnockitos e "augen"-gnaisses rosados compõem um arranjo espacial complexo, onde os primeiros, de cor verde ou verde acastanhada, ocorrem como manchas de contorno irregular e tamanho variável (0.5 a 20 m) em meio aos "augen"-gnaisses rosados predominantes (figs. 3.3 e 7.1-1). Hippertt (1986) se refere a este problema como uma associação de dois "fácies petrográficos" - o fácies rosa e o fácies verde (charnockito) - do mesmo "augen"-gnaisse. O contato faciológico ora é abrupto, ora é difuso e

geralmente independe da foliação (figs. 3.3 e 7.2). A estrutura porfiroblástica é idêntica e tem perfeita continuidade através do contato faciológico, existindo casos onde megacristais situados no contato são nitidamente bicolores (fig. 7.1-3).

Deve-se ter em conta que estas duas variedades petrográficas correspondem, na realidade, a fácies metamórficas distintos: os "augen"-charnockitos são de fácies granulito e os "augen"-gnaisses rosados (sem hiperstênio), de fácies anfibolito (no item 7.1.2.2 tratar-se-á adequadamente deste problema). Associações tão íntimas de rochas de fácies granulito e anfibolito têm sido reconhecidas por muitos autores em todo o mundo (Rama Rao 1940 ; Pichamuthu 1953,1960,1962 ; Compton 1960 ; Heier 1960 ; Jacob 1962 ; Narashima Rao 1969 ; Hubbard 1978; Wells 1979 ; Janardhan et al.1979,1982 ; Schreurs 1984 ; Hansen et al.1984 etc.). No Brasil, esta associação de rochas granito-gnáissicas, na forma de "manchas" rosadas e esverdeadas, é comum em toda a Província Mantiqueira, notadamente no norte do Espírito Santo e sul da Bahia, e também no Maciço Mediano de Goiás.

A feição de campo que mais fortemente sugere a formação de "augen"-charnockitos por metamorfismo progressivo dos "augen"-gnaisses rosados é a ocorrência destes charnockitos numa zona sempre menor que 1 m, imediatamente adjacente à alguns veios de espessura entre 0.5 e 2.5 m, foliados e - o mais interessante - de qualquer composição (fig. 7.2). Foi constatado o mesmo fenômeno em veios de granito e em veios básicos. O que se pode extrair desta relação é que a colocação do veio de alguma maneira favoreceu a charnockitização do "augen"-gnaisse adjacente. Isto pode ser explicado como resultado do abaixamento da pH_2O nas

Figura 7.1 - 1. Íntima associação ("manchas") entre "augen"-gnaisses rosados de fácies anfibolito e "augen"-charnockitos. Vista em seção paralela a Sm ; 2. Contato abrupto e concordante a Sm entre "augen"-gnaisse rosa e "augen"-charnockito ; 3. Detalhe ilustrando a perfeita continuidade da textura através da interface entre "augen"-gnaisse rosa e "augen"-charnockito. Notar a presença de megacristais bicolores.

Figura 7.2 - 1. Charnockitização superimposta a augen-gnaissse rosado de fácies anfibolito, adjacientemente a veio granítico foliado (leptinito); 2. Charnockitização adjacente a veio básico-ultrabásico; 3. Associação de augen-charnockitos e lentes básicas, provavelmente derivadas da "boudinage" em diques.

vizinhanças do veio , já que o magma ao se injetar deve eliminar H_2O da encaixante , conseqüentemente elevando a pressão parcial de CO_2 (Rainer Shultz , comunicação pessoal). Paes Leme (1924) observou esta ocorrência de charnockito adjacientemente a veios básicos e sugeriu uma origem por metassomatismo de Ca , Na e Mg , provenientes do veio. Entretanto , a charnockitização também associada a veios ácidos , assim como o caráter isoquímico da transformação , descartam esta possibilidade.

Já que os veios , adjacente aos quais se desenvolve a charnockitização , são foliados , pode-se afirmar que o processo de charnockitização - uma consequência destes veios - é necessariamente anterior ou simultâneo ao desenvolvimento da foliação. Isto é coerente com a associação dos "augen"-charnockitos com lentes básicas , comum em toda a região. Estas lentes são certamente resultado da deformação dúctil de corpos veiformes ("boudinage") , como se constata quando da ocorrência nitidamente alinhada destas lentes (figs. 3.6-h e 7.2-3). Se o evento tectônico responsável pela foliação fosse completamente posterior a estes veios - e conseqüentemente ao processo de charnockitização - deveria-se esperar que as manchas de "augen"-charnockitos tivessem , pelo menos em parte , seus contornos controlados pela foliação , o que raramente se observa. A interpretação mais plausível , dada pela integração de todas estas relações , é então a que coloca o processo de charnockitização como contemporâneo ao evento tectônico principal. Um similar desenvolvimento sin-cinemático de charnockitos foi estabelecido , no Cráton de Dharwar , por Drury e Holt (1980). Também de acordo com esta interpretação é a disposição observada nos mapas 2 e 3 , em que as porções charnockitizadas restringem-se a zona central e

mais intensamente deformada da ZCDN , onde um fluxo ascendente de CO₂ pode mais facilmente acontecer (Gopalakrishna et al. 1986). Nestas áreas podem inclusive serem encontrados leptinitos charnockitizados.

7.1.2.2 - Evidências Petrográficas

Os "augen"-charnockitos caracterizam-se pela presença de ortopiroxênio , geralmente em quantidades menores que 0.5%. No mais , contém as mesmas espécies minerais dos "augen"-gnaisses rosados , não se observando qualquer diferença textural entre as duas variedades. Entretanto , análises modais da matriz granoblástica intermegacristais (tab. 7.1) apontam que biotita e quartzo são mais abundantes no "augen"-gnaisse rosa , enquanto que granada ocorre em maior quantidade nos "augen"-charnockitos. Note-se que estas análises referem-se a "augen"-gnaisses rosados e "augen"-charnockitos ocorrendo lado a lado a nível de amostra de mão.

Nos "augen"-charnockitos observam-se com frequência contatos reativos entre biotita e quartzo , e nota-se muitas vezes que esta reação produz K-feldspato como produto (fig. 7.4 e foto 72). Estes dados indicam o desenvolvimento da reação quartzo + biotita = K-feldspato + hiperstênio + granada , que segundo Winkler (1976) é uma das reações mais comuns na transição do fácies anfibolito alto para o fácies granulito (zona regional do hiperstênio). Evidentemente a reação não se desenvolveu completamente , já que a maior parte da biotita e do quartzo ainda permaneceu nos "augen"-charnockitos. Observa-se ainda que os contatos não-reativos são muito comuns nos "augen"-charnockitos , e que os reativos podem ,

FOTO 71 - "Gota de quartzo" (qz) em plagioclásio (pl) com "canais" de comunicação com o espaço intergrãos (setas). Notar a borda albitica (ab) na região de contato com o grão adjacente de microclínio. Esta é uma imagem fortemente sugestiva de infiltração de SiO_2 .

0.12 mm

FOTO 72 - Contato reativo entre quartzo (qz) e biotita (bi) com formação de K-feldspato (KF).

0.12 mm

FOTO 73 - Cristal de hiperstênio (hip) como produto de reação entre biotita (bi) e quartzo (qz). Observar que a fase produto impede o contato entre as fases reagentes. Observar ainda o contorno do quartzo incluso controlado pelas clivagens ortogonais do hiperstênio.

0.2 mm

as vezes , ser encontrados nos "augen"-gnaisses rosados. Isto deve indicar que as condições metamórficas tiveram como pico a transição do fácies anfibolito para o granulito , com um desenvolvimento incipiente da reação. Esta passagem de um fácies a outro numa distância de centímetros , como se observa por toda a região de Niterói , não pode certamente ser entendida como devida a variações de condições PT. Uma associação tão íntima de fácies metamórficos deve retratar , antes de tudo , uma fase fluida heterogênea , dentro do campo de imiscibilidade de CO₂ e H₂O. Uma observação qualitativa das inclusões fluidas nos dois fácies confirma esta possibilidade: "Augen"-gnaisses rosados têm quase que exclusivamente inclusões incolores e de baixo relevo , tipicamente de H₂O. Já os "augen"-charnockitos , além das de H₂O , apresentam outras , muitas vezes levemente coloridas (esverdeadas) e de relevo mais alto , provavelmente de CO₂. Estas últimas representam pelo menos a metade do número total de inclusões nos "augen"-charnockitos.

Algumas vezes a associação de charnockitos e gnaisses de fácies anfibolito é interpretada como uma feição retrometamórfica, determinada por um aporte secundário de H₂O sobre rochas charnockíticas (Devaraju e Sadashivaiah 1969 ; Ray 1972 ; Mahabaleshwar e Naganna 1981). Esta interpretação está baseada principalmente na observação de anfibólio substituindo hiperstênio nos gnaisses de fácies anfibolito. Esta feição foi descrita por Leonardos Jr. (1973) nos gnaisses aqui estudados . Entretanto , em nenhum momento do trabalho de microscopia deparou-se com esta imagem. Algumas relações de campo , como a da fig. 7.3 , indicam claramente a retrogressão dos charnockitos para gnaisses rosados , adjacentemente a veios quartzo-feldspáticos não-foliados ,

nitidamente posteriores ao evento tectônico principal. Entretanto esta é uma feição extremamente localizada que nada tem a ver com a intrincada associação de charnockitos e gnaisses rosados que ocorre em toda a região. Zonas estreitas e lineares de retrometamorfismo, como estas, têm sido reconhecidas na Escócia (Holland e Lambert 1975) e no sudoeste da Índia (Drury e Holt 1980). "Decharnockitização", segundo Cooray (1969), é um dos termos que se pode empregar para este processo. A alteração de ortopiroxênio para anfibólio identificada por Leonardos Jr. (1973) deve provavelmente se restringir a estas zonas.

7.1.2.3 - Evidências Químicas

Na tabela 7.2 podem ser encontradas análises químicas de rocha total em "augen"-charnockitos e "augen"-gnaisse rosados, de amostras colhidas no mesmo afloramento. Nenhuma diferença significativa pode ser constatada, evidenciando a identidade dos dois materiais e o caráter isoquímico do processo de charnockitização. Charnockitização isoquímica com respeito a elementos maiores e menores tem sido identificada em outros terrenos de alto grau (Condie et al. 1982), inclusive contrariando o preceito tido como geral de que charnockitos são rochas tipicamente empobrecidas em elementos litófilos de grande volume atômico (Rb,U,Th), e em terras raras pesadas (Lambert e Heier 1968). Ao que parece, em algumas áreas, este empobrecimento não necessariamente coincide com o evento de formação de charnockitos (Gopalakrishna et al. 1986).

Análises químicas em megacristais de K-feldspato verde de "augen"-charnockitos e em megacristais rosados de "augen"-gnaisse

de fácies anfibolito foram também realizadas (tab.7.2) , e apresentam diferenças muito significativas: Observa-se que o K-feldspato verde dos "augen"-charnockitos tem teores mais elevados de Fe,Mg,Ti e Mn que o K-feldspato rosa dos "augen"-gnaisses de fácies anfibolito. Estes cátions , originalmente da biotita , com o desenvolvimento da reação de charnockitização (biotita + quartzo = K-feldspato + hiperstênio + granada + H₂O), devem passar a constituir os produtos ferromagnesianos da reação (granada e hiperstênio). Entretanto , observa-se na tabela 7.1 que as quantidades modais destes dois minerais não são compatíveis com uma quantidade muito maior de biotita (na faixa de 1 a 5%) consumida na reação. O que se pode interpretar é que nem todo o Fe,Mg,Ti e Mn liberado da biotita durante a reação com quartzo foi utilizado na produção de hiperstênio e granada. Análises semiquantitativas por espectrografia de emissão em grãos de quartzo das duas rochas foram também executadas para Fe,Mg,Ti e Mn (tab.7.4), e o que se nota é o enriquecimento do quartzo dos "augen"-charnockitos nestes cátions. Estes grãos de quartzo de charnockitos têm muitas vezes as mesmas tonalidades de verde ou castanho observada no K-feldspato.

Todas as evidências indicam que uma parte - talvez a maior - do conteúdo de Fe,Mg,Ti e Mn liberado na reação não constituiu granada e hiperstênio , mas sim dispersou-se no retículo dos demais minerais tingindo-os (até o plagioclásio dos charnockitos é verde as vezes). Fe,Ti e Mn são elementos cromáticos e devem justificar a cor verde (as vezes castanha) característica destes "augen"-charnockitos.

Esta dispersão de elementos é uma consequência da elevada energia necessária à nucleação de granada e hiperstênio. Uma

MINERAIS (%)	A M O S T R A S					
	79 RV	79 RR	61 RV	61 RR	9 RV	1 RR
Quartzo	5.1	28.8	6.4	23.6	28.7	56.5
Biotita	14.6	16.1	6.4	11.4	10.7	12.6
K-feldspato	37.3	32.2	74.5	26.0	50.0	20.6
Plagioclásio	39.9	21.2	11.7	39.0	10.5	10.1
Granada	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr
Hiperstênio	Tr	-	Tr	-	Tr	-
Zircão + Apatita	0.6	1.7	1.0	Tr	0.1	0.2
Opacos	2.5	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

Tabela 7.1 - Análises modais de "augen"-charnoquitos (RV) e "augen"-gnaisses rosados (RR). Amostras com a mesma numeração são do mesmo afloramento. Tr - traços.

Obs: Os dados modais se restringem a matriz intermedicristais.

TEOR (%)	A M O S T R A S			
	61 RV	61 RR	39 RV	39 RR
SiO ₂	65.28	65.68	61.58	64.85
Al ₂ O ₃	14.58	14.37	15.10	15.46
Fe ₂ O ₃	1.76	1.30	1.45	1.76
FeO	2.31	2.51	2.28	2.66
CaO	2.23	2.23	3.11	1.92
MgO	0.87	0.97	0.70	0.80
K ₂ O	7.05	7.26	8.60	7.07
Na ₂ O	3.82	3.38	4.02	3.34
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.30	0.20
TiO ₂	0.75	0.71	0.59	0.62
BaO	0.53	0.30	0.34	0.76
MnO	0.04	0.04	0.05	0.07
*Li	363	395	354	363
*Zn	66	69	47	54
*Pb	8	8	20	15
*Co	32	31	48	32
*Ni	6	6	9	6
H ₂ O ⁺	0.21	0.60	1.43	0.07
H ₂ O ⁻	0.23	0.36	0.37	0.35

* Resultados em ppm. Análises - Dr. Raphael Hypólito.

Tabela 7.2 - Análises químicas em rocha total. RV - "augen"-charnoquitos; RR - "augen"-gnaiss rosado.

TEOR (%)	A M O S T R A S			
	61 FV	61 FR	39 FV	21 FR
SiO	63.18	62.41	60.40	63.07
Al ₂ O ₃	16.65	17.10	18.44	17.57
Fe ₂ O ₃	0.41	0.23	0.56	0.10
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	1.33	1.34	1.90	1.58
MgO	0.13	0.11	0.15	0.05
K ₂ O	13.60	14.07	12.74	13.48
Na ₂ O	3.32	3.13	3.86	3.09
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.06	0.11
TiO ₂	0.16	0.13	0.20	0.12
BaO	0.59	0.84	0.76	0.33
*Mn	38	30	48	44
*Li	489	493	461	489
*Zn	35	13	21	13
*Pb	28	36	29	22
*Co	65	207	117	32
*Ni	9	9	6	9
H ₂ O ⁺	0.23	0.36	0.49	0.42
H ₂ O ⁻	0.19	0.08	0.35	0.01

* Resultados em ppm. Análises - Dr. Raphael Hypólito.
n.d. - não detectado.

Tabela 73 - Análises químicas em K-feldspato verde (FV)
de "augen"-charnokitos e K-feldspato rosa
(FR) de "augen"-gnaiesses rosados.

TEOR (%)	Quartzo Padrão	Quartzo RV	Quartzo RR
Fe	0.1	0.5	0.3
Mg	0.01	0.5	0.3
Ti	0.1	0.8	0.1
Mn	< 0.01	0.03	0.03

Tabela 74 - Análise espectrográfica semi
quantitativa em grãos cata-
dos de quartzo de "augen"-char-
noquitos (RV) e "augen"-gnai-
ses rosados (RR).

evidência desta barreira energética é o fato de que estes minerais (principalmente a granada) tendem a formar poucos porfiroblastos nas rochas metamórficas, porém de grande tamanho (ver Ramberg 1952; Fyfe et al. 1958 e Vernon 1983, cap.3).

Nos "augen"-charnockitos aqui estudados, pode-se observar que nos sítios onde acontece a reação de charnockitização, geralmente a única fase produto observada é o K-feldspato (foto 72). A nucleação de hiperstênio e granada - mais difícil - acontece quase sempre num ponto afastado do sítio de reação (fig. 7.4), sugerindo a necessidade de dispersão de Fe, Mg, Ti e Mn para sítios favoráveis onde a nucleação e o crescimento possam ocorrer. A dispersão destes elementos deve agir como um "front" catiônico que pigmenta os demais minerais incolores da rocha. Uma exceção a este comportamento geral é dada pela foto 73, onde o cristal de ortopiroxênio cresceu nitidamente no sítio de reação.

A dispersão de Fe, Mg, Ti e Mn na forma de um "front" catiônico de características colorantes é também sugerida por algumas observações em lupa binocular: Alguns grãos de quartzo em contato com biotita mostram uma pigmentação esverdeada exatamente na região vizinha ao grão de biotita (fig. 7.5). Este fenômeno somente pode ser constatado com a desagregação mecânica da rocha, e deve significar a dispersão destes elementos cromáticos liberados da biotita na reação de charnockitização.

O autor afirma ainda que muitas das feições aqui descritas - como esses grãos de quartzo parcialmente tingidos - ocorrem também em charnockitos de outras regiões do Brasil, como os de Ubatuba, SP. É possível que o mecanismo aqui identificado possa justificar a cor verde-castanha de outras ocorrências de

Figura 7.5 - Observação em lupa binocular de fragmentos desagregados de "augen"-chamockito em que se nota a pigmentação verde-acastanhada do quartzo, adjacientemente às lamelas de biotita (ver texto).

charnockitos.

Muitas explicações tem sido tentadas para esta cor característica dos charnockitos , como a que a atribui a uma dispersão submicroscópica de agulhas de actinolita ou outro mineral verde ; ou ainda a um efeito produzido pela profusão de inclusões carbônicas , entretanto não se tem confirmado nenhuma destas hipóteses. O que há de mais concreto são os trabalhos de Orliac (1957) e Howie (1967) , que conseguiram descolorir charnockitos com tratamento em HCl , e mostraram que o Fe é o principal agente de pigmentação. Segundo Howie(op.cit.) , entretanto, o Fe não ocorreria como uma impureza química , mas sim como um mineral - provavelmente um hidróxido - ocupando vênulas submicroscópicas em feldspatos.

7.2 - Charnockitização e K-Metassomatismo

É possível se observar em alguns afloramentos megacrístais bicolores de K-feldspato situados exatamente sobre os limites faciológicos; verde no lado dos "augen"-charnockitos e rosa no lado nos "augen"-gnaisses de fácies anfibolito. A superfície de separação entre as duas tonalidades pode ser perfeitamente abrupta, e cortar o megacristal em qualquer direção. Esta superfície tem também perfeita continuidade através da matriz granoblástica intermegacrístais (fig.9.3).

Esta feição sugere que a pigmentação por Fe , Ti e Mn , que acompanha o processo de charnockitização se superimpôs aos megacrístais , tingindo-os . Se , a blastese responsável pela formação dos megacrístais (item 5.4) tivesse se desenvolvido posteriormente ao estabelecimento das "manchas charnockíticas", como poderiam os limites faciológicos ter uma perfeita

continuidade "por dentro" dos megacristais ? Esta relação , apesar de sugestiva, não pode entretanto confirmar a hipótese, já que seria possível imaginar que um porfiroblasto nucleado no contato faciológico , ao substituir , no lado do "augen"-charnockito, plagioclásio e quartzo verdes com Fe , Ti e Mn no retículo, poderia reter estes cátions e também adquirir a cor verde . No outro lado do contato faciológico, ao contrário, o porfiroblasto deveria se tornar incolor ou rosado.

Entretanto, já se fez uma discussão em que se mostra que este processo de charnockitização é contemporâneo ao principal evento tectônico responsável pela foliação milonítica de alto ângulo em toda a região de Niterói. Este evento é seguramente contemporâneo ou posterior aos porfiroblastos de K-feldspato, haja vista as feições de deformação e recristalização nas bordas destes porfiroblastos , e as formas amendoadas, estiradas segundo o plano de foliação . Feições como a da foto 57 , nitidamente evidenciam a natureza pré-cinemática dos porfiroblastos de K-feldspato.

Ora, se o processo de charnockitização é muito provavelmente sin-cinemático, e se os porfiroblastos são com certeza pré- e/ou sin-cinemáticos, a dedução mais plausível é a de que o processo de charnockitização não pode ser anterior à blastese K-feldspática, concordando com a interpretação mais imediata sugerida pelos megacristais bicolores.

Este dado, se confirmado, pode ter um importante significado para o entendimento da evolução geológica da porção central da Província Mantiqueira, já que esta blastese K-feldspática, vinculada com a formação de mobilizados e com a colocação de granitóides, é tida como um acontecimento do Ciclo Brasileiro. O

processo de charnockitização , pelo que indicam as relações observadas, pode perfeitamente ter se dado também no Brasileiro.

Existem muitas idades brasileiras K-Ar , Rb-Sr e até mesmo U/Pb em zircão , obtidas em charnockitos da porção centro-sul da Província Mantiqueira (Delhal et al. 1969 ; Oliveira 1972 ; Cordani e Texeira 1979) . Entretanto, sistematicamente se interpretam esses charnockitos como protólitos arqueanos , cujas idades mais recentes se referem a retrabalhamentos, principalmente no Ciclo Brasileiro. Na verdade não se tem um dado geocronológico que possa provar que este protólito arqueano , detectado em uma única datação Rb-Sr (Cordani et al. 1973), já fosse , neste tempo, uma rocha charnockitizada , já que inexistem datações em ortopiroxênio.

Metassomatismo potássico antecedendo o processo de charnockitização têm sido identificado em outras regiões de ocorrência de rochas de alto grau (Weaver 1980 ; Friend 1981), principalmente no Escudo Indiano. Os modelos genéticos modernos (Condie et al. 1982 ; Harris et al. 1982) , que atribuem a formação de granulitos "sensu lato" a uma frente carbônica ascendente (oriunda provavelmente do manto) , vinculam este metassomatismo potássico ao aporte de um fluido rico em H₂O , que deve anteceder a frente carbônica e produzir migmatização.

8. SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES

1. A área estudada é constituída principalmente por rochas ortoderivadas granito-gnássicas caracterizadas pela presença de megacristais de K-feldspato. Predominam os gnaisses de estrutura "augen" e composição granítica, que gradam a SE para um granitóide grosso de composição granodiorítica, e a NW para um gnaisse homogêneo cinzento também de composição granodiorítica.

2. Pode ser reconhecida nas rochas granito-gnássicas uma graduação textural marcada pelo desenvolvimento de feições de deformação dúctil, acompanhadas por recristalização dinâmica (e as vezes estática), a partir de rochas não-deformadas ou deformadas em menor intensidade. As rochas granito-gnássicas puderam assim ser classificadas como rochas miloníticas, constituindo a aqui denominada Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói (ZCDN), uma faixa de 14 Km de largura com foliação milonítica (sub) vertical paralela ao alinhamento da faixa (N70E) e com lineação milonítica (sub)horizontal, indicativa de movimentação transcorrente.

3. Os terrenos de "augen"-gnaisses correspondem assim a uma faixa de milonito gnaisses graníticos que ocupam a porção maior e mais interna da ZCDN. Em direção às margens da ZCDN, estes milonito gnaisses gradam para blastomilonitos granodioríticos, a SE, e para blastomilonitos graníticos, a NW.

4. Perfis texturais e composicionais através da ZCDN mostram que das margens (menos deformadas) para o interior (mais

deformado) tem-se: a) uma crescente acidez , determinada pelo aumento nas quantidades de quartzo e de megacrístais de K-feldspato ; b) uma diminuição na granulometria da matriz intermegacrístais ; c) um crescente desenvolvimento de "ribbon quartzs" , cada vez mais alongados ; d) um crescente alongamento dos megacrístais de K-feldspato e ; e) um crescente desenvolvimento de orientação preferencial de eixos "c" de quartzo , entre outras coisas.

5. Dados de geotermometria-geobarometria indicam condições metamórficas na ZCDN na transição entre os fácies anfibolito superior e granulito.

O sentido de cisalhamento na ZCDN foi inferido a princípio como dextral , mas os dados disponíveis são em pouca quantidade , devendo-se ter reservas em relação a esta conclusão.

Da mesma forma , necessita-se mais trabalho para a determinação da extensão longitudinal da ZCDN.

6. Por critérios texturais foi estabelecida uma origem blástica para os megacrístais de K-feldspato (porfiroblastos) , que se desenvolveram por substituição de um arcabouço plagioclásico preexistente. O aporte de K^+ e SiO_2 responsável pelo desenvolvimento dos megacrístais está vinculado ao estabelecimento da ZCDN (os porfiroblastos são pré- e/ou sin-cinemáticos) , tendo sido mais intenso na porção interna mais deformada da zona. Os megacrístais são sempre microclínios (intermediários ou máximos), não sendo percebida uma relação clara entre deformação e triclinicidade.

7. A maior parte das inclusões minerais nos porfiroblastos de K-feldspato foram reconhecidas como relictos da textura pré-

blástica , inclusive as inclusões idiomórficas orientadas de plagioclásio. Algumas inclusões de quartzo , contudo , apresentam evidências de uma origem metassomática pós-blastese K-feldspática.

8. Mirmequitas são atribuídas a infiltrações de SiO_2 relacionadas a uma fase tardia do metassomatismo potássico. Um modelo genético é proposto para mirmequitas , onde a disposição radial das vermiculas de quartzo é interpretada como consequência de infiltração-substituição de soluções de SiO_2 , seguindo linhas de máxima penetrabilidade em grãos deformados de plagioclásio , posicionados adjacientemente a porfiroblastos de K-feldspato.

9. Dados texturais e químicos indicaram que os "augen"-gnaiesses verdes , com hiperstênio ("augen"-charnockitos) foram originados por um processo metamórfico superimposto aos "augen"-gnaiesses de fácies anfibolito , favorecido provavelmente pelo aporte de CO_2 no interior da ZCDN. "Augen"-charnockitos se restringem aos domínios mais estressados da zona.

10. A cor verde dos "augen"-charnockitos é atribuída a dispersão de metais cromáticos (Fe,Ti,Mn) no retículo de feldspatos e quartzo , consequência da desintegração da biotita nas reações metamórficas de charnockitização.

.....

Finalmente , é apresentada a figura 8.1 , onde são sumarizados os diferentes processos envolvidos na evolução textural das rochas granito-gnáissicas da área , assim como as relações cronológicas entre eles.

FIGURA 8.1

Cronologia relativa entre os diferentes processos envolvidos na evolução textural das rochas granito-gnaissicas da ZCDN.

LEGENDA

- int. ↑
- ROEFRIAMENTO MAGNÉTICO
 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL
 - RECRISTALIZAÇÃO
 - GNAÍSE PRINCIPAL - B₁
 - GNAÍSE SECUNDÁRIA - B₂
 - NUBREQUITAÇÃO
 - EMERSONIZAÇÃO
- 1 - PICO DE ATIVIDADE CINEMÁTICA
- 2 - PICO DE RECRISTALIZAÇÃO ISOTÉRMICA

Agradecimentos

Agradeço ao meu amigo e orientador Dr. José Vicente Valarelli pela confiança sempre depositada , pela liberdade de ação concedida , pelo incentivo constante à independência do meu pensamento , pelo elogio estimulante e de boa medida , enfim pelo exemplo de objetividade e simplicidade com sua maneira direta e clara de dizer e fazer todas as coisas.

Agradeço também ao amigo Dr. Rômulo Machado por sua participação relevante na discussão de muitos dos temas deste estudo.

E ao grande amigo Armando Macedo da Cunha sou grato por seu companheirismo , dedicação e alegria em grande parte dos trabalhos de campo.

As seções delgadas e a maior parte das análises químicas por via úmida foram realizadas no IG-USP. Fotomicrografias e alguns difratogramas de RX foram obtidos nos laboratórios do DEGEO-UFOP. Aos profissionais destes setores o meu sincero agradecimento.

Da mesma forma sou grato ao Centro de Tecnologia Mineral - CETEM , em especial ao meu amigo Dr. Noy Hamilton Porphyrrio , pela oportunidade e pela enorme experiência profissional transmitida. Ao CETEM devem-se as análises espectrográficas , a maior parte do trabalho de DRX e algumas análises químicas por via úmida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES devo minha gratidão por 4 anos (2+2) de bolsas de estudo.

Por fim , agradeço a Kátia por seu estímulo e confiança na consecução deste desafio. E a Vanize pela paciente e cuidadosa revisão do texto , e pelo companheirismo na longa reta final.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.-1977- O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. ; AMARAL, G. ; CORDANI, U. e KAWASHITA, K.-1973- The precambrian evolution of South American cratonic margin south of Amazon river. In: Nair e Stelli, eds. The ocean basin and margins. New York, Plenum. p.411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. ; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. -1976- The Upper Precambrian of South America. Bol. IG-USP, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. ; HASUI, Y. ; DAVINO, A. e HARALYI, N.L.E.-1980- Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciênc., 52:49-60.
- ANDERSON, J.R. -1983- Petrology of a portion of the Eastern Peninsular Ranges mylonite zone, Southern California. Contr. Miner. Petrol., 84:253-271.
- ASHBY, M.F. e VERALL, R.A.-1973- Diffusion-accommodated flow and superplasticity. Acta Met., 21:149-163.
- ASHWORTH, J.R.-1972- Myrmekites of exsolution and replacement origins. Geol. Mag., 109:45-62.
- AUGUSTITHIS, S.S.-1962- Non-eutectic, graphic, micrographic and graphic-like textures. Beitr. Min. Petr., 8:491-498.
- AUGUSTITHIS, S.S.-1973- Atlas of textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Amsterdam, Elsevier. 378p.
- AVELALLEMENT, H.G. e CARTER, N.L.-1971- Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. Am. J. Sci., 270:218-235.

- BACKHEUSER, E.A.-1926- Breve notícia sobre a geologia do Districto Federal. Estatística da cidade , Annuário , 5(1):19-131.
- BAK, J.; KORTGARD, J. e SORENSEN, K.-1975- A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland. Tectonoph., 27:191-209.
- BARBOSA, A.L.M. e GROSSI SAD, J.H.-1985- Batólito granítico da Serra dos Órgãos , Estado do Rio de Janeiro , Brasil. Contribuições à geologia e petrologia. Bol. Especial do Núcleo de Minas Gerais - SBG. Belo Horizonte , p.49-61.
- BATISTA, J.J.; SILVA, W.G. e MARCHETTO, C.M.L.-1977- Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro , Escala 1:50.000. Folhas São Fidélis e Cambuci. DRM/TRISERVICE , Rio de Janeiro. v.1 , Relatório Final , Texto (inédito).
- BHATTACHARYYA, C.-1971- Myrmekite from the charnockitic rocks of the Eastern Ghats , India. Geol. Mag., 108:433-438.
- BATTOLA Jr., F. ; HAMA, M. e LOPES Jr., I. -1977- Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasileiras da região leste do Estado do Paraná. In: I SIMP.REG.GEOL., São Paulo , 1977. Atas... São Paulo , SBG , p.324-337.
- BEACH, A.-1971- The relations between metamorphic reactions and tectonic structure at Scourie Sutherland. Ph.D. thesis , London Univ. Texto inédito.
- BEACH, A.-1976- The interrelations of fluid transport , deformation , geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex. Phil. Trans. R. Soc. Lond.A., 280:569-604.
- BEACH, A.-1980- Retrogressive metamorphic processes in shear zones.

- J. Struct. Geol., 2:257-263
- BEACH, A. e FYFE, W.S. -1972- Fluid transport and shear at Scourie , Sutherland: Evidence of overthrusting? Contr.Mineral.Petrol., 36:175-180.
- BECKE, F.-1908- Uber Myrmekite. Min. Petr. Mitt., 27:377-390
- BELL, T.M. e ETHERIDGE, M.A.-1973- Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos , 6:337-348.
- BEHR, H.J.-1961- Beitrage zur petrographischen und tectonischen Analyse des sachsichen Granulitgebirges (mit Anlagenkarten). Greib. Forschttft., Akad. Verlag , Berlin , v.119.
- BORRADAILE, G.J. ; BAYLY, B.M. e CHRIS, P.-1982- Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. New York , Springer Verlag. 363 p.
- BOUCHEZ, J.L.-1977- Plastic deformation of quartzites at low temperature in a area of natural strain gradient. Tectonoph., 39:25-50.
- BOULLIER, A.M. e BOUCHEZ, J.L.-1978- Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull.Soc.Géol.France , 20(3):253-262.
- BOULLIER, A.M. e GUEGUEN, Y.-1975- SP mylonites: Origin of some mylonites by superplasticity flow. Contr.Mineral.Petrol. 50:93-104.
- BRAUN, G.-1969- Neurs Jahrb. Mineral., Monatsh., 13:469-476.
- BRAUN, O.P.G. -1972- Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. In: XXVII CONGR.BRAS.GEOL. , Belém. Mimeografado , texto inédito.
- BRENNER, T.L. ; FERRARI, A.L. e PENHA, H.M. -1980- Lineamentos estruturais do nordeste do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31 , Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.5 , p.2551-2564.

- BROW, W. e FYFE, W.S. -1970- The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Miner. Petrol.*, 28:310-318.
- BROWN, W.L. ; OPENSHAW, R.E. ; McMillan, P.F. e HENDERSON, M.B. -1984- A review of the expansion behavior of alkali feldspars: coupled variations in cell parameters and possible phase transitions. *Am. Mineral.* 69:1058-1071.
- CAMPANHA, G.A.C. -1981- O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios (RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, 11(3):159-171.
- CARMICHAEL, I.S.E. ; TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. -1974- *Igneous petrology*. New York , Mc Graw Hill Inc. 739p.
- CARTER, W.L. ; CHRISTIE, J.M. e GRIGGS, D.T. -1964- Experimental deformation and recrystallization of quartz. *J. Geol.* , 72:687-733.
- CARTER, W.L. e RALEIGH, C.B. -1969- Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1231-1264.
- CHRISTIE, J.M. ; GRIGGS, D.T. e CARTER, W.L. -1964- Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. Geol.*, 72(6):734-756.
- COMPTON, R.R. -1960- Charnockite rocks of Santa Lucia Range , California. *Am. J. Sci.*, 258:609-639.
- COORAY, P.G. -1961- The geology of the area around Rangala. *Ceylon Geol. Surv. Mem.*, 2:1-138.
- COORAY, P.G. -1962- Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 118:239-273.
- COORAY, P.G. -1969- Charnockite as metamorphic rocks. *Am. J. Sci.*, 267:961-982.
- CONDIE, K.C. ; ALLEN, P. e NARAYANA, B.L. -1982- Geochemistry of archean low- to high-grade transition zone , southern India.

Contr. Miner. Petrol., 81:157-167.

CORDANI, U.G. ; DELHAL, J. e LEDENT, D. -1973- Orogenèses superposées dans le précambrien du Brésil sudoriental. Rev. Bras. Geoc., 3(1):1-22.

CORDANI, U.G. ; MELCHER, G.C. e ALMEIDA, F.F.M. -1968- Outline of Precambrian geochronology of South America. Canad. J. Earth Sci., 5:629-632.

CORDANI, U.G. e TEIXEIRA, W. -1979- Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro , Vitória e Iguape. In: Texto Explicativo , Folha Rio de Janeiro (SF.23) , Vitória (SF.24) e IGUAPE (SF.25). DNPM , Brasília. P.175-207.

DALCOMO, M.T. ; FERRARI, A.L. ; MELLO, E.F. ; VAZ, M.A.A. ; BRENNER, T.L. ; SILVA, V.P. ; NASSAR, W.M. -1981- Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro , Escala 1:50.000 : Bloco Baía de Guanabara. DRM/GEOMITEC , Rio de Janeiro , V.I , Relatório Final . Texto (inédito).

DARWIN, C. -1846- Geological observations of South America , being the third part of the geology of the voyage of the Beagle . Londres , texto inédito.

DELHAL, J. ; LEDENT, D. e CORDANI, U.G. -1969- Ages Pb/U , Sr/Rb en Sud-Est du Brésil (États du Rio de Janeiro et Minas Gerais). Bull. Soc. Geol. Belg., 92:271-283.

DEVERAJU, T.C. e SADASHIVAIAH, M.S. -1969- The charnockites of Satnurhalaguru area , Mysore state. Indian Mineral., 10:67-88.

DIDIER, J. -1973- Granites and their enclaves. Amsterdam , Elsevier . 393p.

- DRESCHER-KADEN, F.K. -1940- Beitrage zur Kenntniss der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformem. Chem. Erde , 12:304-417.
- DRESCHER-KADEN, F.K. -1948- Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefuge der Granite und Gneise und ihre generatische Bedeutung. Berlim , Springer-Verlag .
- DRESCHER-KADEN, F.K. -1969- Granitproblem. Berlim , Akademie-Verlag. 583p.
- DRURY, S.A. e HOLT, R.W. -1980- The tectonic framework of the South Indian Craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. Tectonoph. , 65:1-15.
- EBERT, H. -1968- Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An. Acad. Bras. Ciêc., 40:215-229.
- ERDMANNSDORFFER, O.H. -1950- Die Entwicklung und jetige stellung des Granitproblems. Contr. Miner. Petrol., 2:334-377.
- FERRARI, A.L. ; BRENNER, T.L. ; DALCOMO, M.T. e NUNES, H.R.C. -1982- O Pré-Cambriano das folhas Itaboraí , Maricá , Saquarema e Baía de Guanabara . In: CONGR.BRAS.GEOL. , 32 , Salvador , 1982. Anais... Salvador , SBG , v.1 , p.103-113.
- FONSECA, A.C. ; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. -1984- Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro - Método Rb/Sr. In: CONGR.BRAS.GEOL. , 33 , Rio de Janeiro , 1984. Anais... Rio de Janeiro , SBG , v.5 , p.2333-2345.
- FREJVALD, M. -1970- The problem of platy quartz in rocks of crystalline basements. Acta Univ. Carol. , 2: 95-103.
- FRIEND, C.R.L. -1981- The timing of charnockite and granite formation in relation to influx of CO₂ at Kabbaldurga ,

- Karnataka , South India. Nature , 294:550-552.
- FYFE, W.S. -1973- The granulite facies , partial melting and Archean crust. Phil. Trans. R. Soc. London , 273:457-461.
- FYFE, W.S. ; TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. -1958- Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Mem., 73:53-103.
- GARR, G.R. e PHILLIPS, E.R. -1973- On exsolution myrmekite. Science and Culture , 39:516-51
- GASPARINI, P. e MANTOVANI, M.S.P. -1977- Geochemistry of granulitic facies rocks from São Paulo state , Brazil. Texto inédito.
- GATES, R.M. -1953- Petrogenic significance of perthite in selected petrogenic relationships of plagioclase. Geol. Soc. Am. Bull., 52:55-69.
- GOLDSMITH, J.R. e LAVES, F. -1954- The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta , 5:1-19.
- GOPALAKRISHNA, N. ; HANSEN, E.C. ; JANARDHAN, R.J.B. e NEWTON, R.C. -1986- The southern high-grade margin of the Dharwar Craton. J. Geol., 94(2):247-260.
- GUIMARÃES, D. -1936- O processo de microclinização. An. Acad. Bras. Ciênc., 8(3):205-215.
- GUIMARÃES, D. -1938- Das Problem der Granitbiudung. Chem. Erde , 12:83-94
- GUIMARÃES, D. -1940- A teoria da granitização progressiva. Mineração e Metalurgia , 5(27):111.
- GUIMARÃES, D. -1961 a- A origem dos charnockitos. Bol. Soc. Bras. Geol., 10(2):5-38.
- GUIMARÃES, D. - 1961 b - Nota sobre a gênese da microclina e considerações sobre alguns dados da cronologia brasileira.

Instituto de Tecnologia Mineral , Bol., 23:1-16.

GYSIN,M. -1948- Les feldspaths potassiques des granites de Gastern et de quelques granites de Laar . Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 28:230-245.

HANSEN,E.C. ; NEWTON,R.C. e JANARDHAN,A.S. -1984- Fluid inclusions in rocks from the amphibolite facies gneiss to charnockite progression in southern Karnataka , India: direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. J. Meta. Geol., 22:249-264.

HARALYI,N.L.E. e HASUI,Y.-1982 - The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):160-166.

HARRIS,W.B.W. ; HOLT,R.W. e DRURY,S.A.-1982- Geobarometry geothermometry and late Archean geotherms from the granulite facies terrain of South India. J.Geol. , 90:509-527.

HARTMANN,L.A.; SILVA,L.C. e ORLANDI FILHO,V.-1979- Complexo Granulítico de Santa Catarina - descrição e implicações genéticas. At. Geol. Leopold. , 111(10):93-112.

HASUI,Y.-1982- The Mantiqueira Province: Archean structure and Proterozoic evolution. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):167-171.

HASUI,Y. ; FONSECA, M.J.G. ; RAMALHO,R. e COUTINHO,M.G.N.-1982- Capítulo 7 , Região VI. In: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (C. Schobbenhaus Filho , coord.) , DNPM , Brasília , 501 p.

HASUI,Y. e OLIVEIRA,M.A.F.-1984- Província Mantiqueira (Setor Central). In: Almeida,F.F.M. e Hasui,Y.(coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blucher , São Paulo , p.308-344.

HAYDEN,H.W. ; FLOREEN,S. e GOODELL,P.D. -1972- The deformation

- mechanism of superplasticity. Metal. Trans., 3:833-842.
- HEIER, K.J. -1960- Petrology and geochemistry of high-grade metamorphism and igneous rocks on Langoy, northern Norway. Norges.Geol. Undersok., 207:7-246.
- HELMBOLD, P. ; VALENÇA, J.G. e LEONARDOS Jr., O.H. -1965- Mapa Geológico do Estado da Guanabara, escala 1:50.000. DNPM, Rio de Janeiro.
- HIBBARD, M.J. -1965- Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. Am.J.Sci., 263:245-261.
- HIBBARD, M.J. -1979- Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. Geol. Soc. Am. Bull., 90:1047-1062.
- HIGGINS, M.W. -1971- Cataclastic rocks. Geol. Surv. Prof. Paper, 687:1-97.
- HIGGINS, N.C. e KAWACHI, Y. -1977- Microcline megacrysts from the Greenlake Granodiorite, eastern Fiordland, New Zealand. N.Z.J. Geol. Geophys., 20:273-286.
- HIPPERTT, J.F.M. -1985- A associação zircão-biotita como um critério petrográfico de caracterização pré-metamórfica. Rev. Bras. Geoc., 15(4):311-316.
- HIPPERTT, J.F.M. -1986- A origem dos augen charnockitos de Niterói, RJ. In: CONGR.BRAS.GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, v.4, p. 1464-1470.
- HIPPERTT, J.F.M. -1987- Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augen gnaisses de Niterói, RJ. Rev. Bras. Geoc., 17(3):253-262.
- HIPPERTT, J.F.M. -1989 a- Os diagramas BA e BZA: Um critério petrográfico de caracterização pré-metamórfica utilizando os

- acessórios apatita e zircão. Rev. Bras. Geoc., 19(2):237-240.
- HIPPERTT, J.F.M.-1989 b- "Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre Shear Zone , northeast Brazil": Uma discussão sobre mirmequitas. Rev. Bras. Geoc., 19(3) , no prelo.
- HOBBS, B.E. ; MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F.-1976- An outline of structural geology. New York , John Wiley & Sons. 569 p.
- HOLLAND, J.G. e LAMBERT, R.J. -1975- The chemistry and origin of the Lewisian gneisses of the Scottish mainland: The Scourie and Inver assemblages and sub-crustal acretion . Precambr. Res., 2:161-188.
- HOLLAND, T.H.-1900- The charnockite series , a group of Archean hyperstenic rocks in Penisular India. Geol.Surv.Mem. India , 28:119-249.
- HOWIE, R.A.-1955- The geochemistry of the charnockite series of Madras , India. Royal Soc. Edinburgh Trans. , 62:725-768.
- HOWIE, R.A -1967- J.Geol. Soc. India , 8:1-7.
- HUBBARD, F.M.-1978- Geochemistry of the Varberg granite gneisses. Geol. For. Stock. Forh., 100:31-38.
- HUTCHISON, C.S.-1974- Laboratory handbook of petrographic technique. New York , John Willey e Sons. eds. 572p.
- JACOB, S.C. -1962- Geology of western Ghats around Nagercoil , Kanniyakumari District , Madras State. Indian Mineral., 3:1-45.
- JANARDHAN, A.S. ; NEWTON, R.C. e HANSEN, E.C.-1982- The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu , India. Contr. Miner. Petrol., 79:130-149.
- JANARDHAN, A.S. e NEWTON, R.C. e SMITH, J.U.-1979- Ancient crustal

- metamorphism at low P_{H_2O} : charnockite formation at Kabbaldurga , south India. *Nature* , 278:511-514.
- KAWACHI,Y. e SATO,T.-1978- Orthoclase megacrystals in the Yakushima granite , southern Kyushi , Japan. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 132:136-152.
- KING,B.C.-1950- Some large feldspar augen from near Ilorin Town , Nigéria. *Geol. Mag.*, 87:362-372.
- KIRBY,S.H. e RALEIGH,C.B.-1971- Mechanisms of high temperature , solid state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behaviour of the mantle. *Tectonoph.*, 19:165-194.
- KISHIDA,A.-1969- The Niterói Pluton. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 41(4):648 R.
- KNOFF,E.B.-1931- Retrogressive metamorphism and phyllonitization. *Am. J. Sci.*, 21:1-27.
- KOLSTEDT,D.L. ; GOETZE,C. e DURHAN,W.B.-1976- Experimental deformation of single crystal olivine with application to flow in the mantle. In: R.G.J. Strens ,ed. *The physics and chemistry of minerals and rocks*. London , Wiley Interscience. p.35-49.
- KRETZ,R.-1966- Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *J.Petrol.*, 7(1):68-94.
- LACROIX,A.-1898- Le granite des Pyrenées et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte Géol. France* , 10(64):241-308.
- LAMBERT,I.B. e HEIER,K.S.-1968- Chemical investigations of deep-seated rocks in the Australian Shield. *Lithos* , 1:30-53.
- LAMEGO,A.R.-1937- A theoria do Protogneis. Uma interpretação do Archeano. *Bol.DNPM/DGM* , 86:1-73.
- LAMEGO,A.R.-1938- Escarpas do Rio de Janeiro. *Bol. DNPM/DGM* ,

86:1-73.

LAMEGO, A.R.-1945- A geologia de Niterói na tectônica da Baía de Guanabara. Bol. DNPM/DGM , 115:1-36.

LAMEGO, A.R.-1948- Folha Rio de Janeiro. Bol. DNPM/DGM , 126:1-16

LAVES, F.-1950- The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars: J.Geol., 58:548-571.

LAVES, F.-1952- Phase relations of alkali feldspars. J. Geol., 60:436-450.

LEONARDOS Jr., O.H.-1973- The origin and alteration of granite rocks in Brazil ; a study of metamorphism , anatexis , weathering and soil fertility within granitic terrain in eastern Brazil. Ph.D. thesis , Univ. Manchester , 183 p.

LEONARDOS Jr., O.H. e FYFE, W.S.-1974- Ultrametamorphism and melting of a continental margin: The Rio de Janeiro region , Brazil. Contr. Miner. Petrol., 40:201-214.

LIMA e SILVA, R.M.-1920- A faixa gnaissica do Districto Federal. Rio de Janeiro , Of. Gráfica A. Noite . 116 p.

LISTER, G.S.-1977- Crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain progressive simple shear. Tectonoph., 39:51-54.

LISTER, G.S. ; WILLIAMS, P.F. ; ZWART, H.J. e LISLE, R.J.-1977- Fabrics , microstructures and microtectonics. Tectonoph., 39:1-499.

LUTH, W.C. e TUTTLE, O.F.-1967- The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas (abs). Am.Geophys.Union Trans., 48(1):245.

MACKENZIE, W.S.-1954- The orthoclase-microcline inversion. Mineral. Mag., 30:354-366.

MACKENZIE, W.S e SMITH, J.V.-1962- Single crystal x-ray studies of

- cripto- and micro-perthites. Norsk. Geol. Tidsskr., 42(2):72-103.
- MADSEN, J.K.-1977- Fluid inclusions in the Kleivan granite , South Norway , I: Microthermometry. Am. J. Sci., 277:673-696.
- MAHABALESHWAR, B e NAGANNA, C.-1981- Geothermometry of Karnataka charnockites. Bull. Mineral., 104:848-855.
- MAKHLAYEV, L.V.-1973- In reference to the genesis of myrmekites. Internat. Geol. Rev., 15:179-182.
- MANTUANI, L.D.-1952- The feldspar in the intrusive rocks near Beaverdell , BC. Am. Mineral., 37:492-530.
- MARFUNIN, A.-1961- The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. Cursos Conf. Inst. "Lucas Malada" , 8:111-124.
- MARMO, V.-1956- On the emplacement of granites. Am. J. Sci., 254:479-492.
- MARMO, V.-1971- Granite petrology and the granite problem. Elsevier, Amsterdam . 244 p.
- MEHNERT, K.R.-1968- Migmatites. Amsterdam , Elsevier. 393 p.
- MEHNERT, K.R. e BUSCH, W.-1981- The Ba content of K-feldspar megacrystals in granites: a criterion for their formation. Neues Jahrb. Miner. Abh., 140:221-252.
- MERCIER, J.C. ; ANDERSON, D.A. e CARTER, N.L.-1977- Stress in the lithosphere. Inferences from steady state flow of rocks. Pure Appl. Geophys., 115:119-226.
- MICHEL-LÉVY, A.-1874- De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides , considérés dans leurs relations avec l'âge des éruptions. Bull. Soc. Geol. France , 3:199-236.

- MILLER, R.M.-1973- The implication of albite rims in granite studies. In: L.A. Lister, ed. Symposio of granites, gneisses and related rocks. Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ., p.443-446.
- MISCH, P.-1971- Porphyroblasts and crystallization force: Some textural critérios. Geol. Soc. Am. Bull., 82:245-252.
- MOORHOUSE, W.W.-1956- The paragenesis of the accessory minerals. Econ. Geol., 51:248-262.
- MORAES, L.J. ; GUIMARÃES, D. e BARBOSA, O. -1935- Geologia do Districto Federal e immediações. Ann. Esc. Minas O.Preto, 26:7-37.
- NABHOLZ, W.K.-1945- Geologie der Bundnerschiefergebirge Zwischen Rheinwald, Valsen und Safiental. Eclogae Geol. Helv., 38:1-120.
- NARASHIMA RAO, P. -1969- Studies on some granitic rocks of the Palni-Dindigul area, Tamil Nadu. J. Geol. Soc. India, 10:65-76.
- NESBITT, H.W.-1980- Genesis of the New Quebec and Adirondack granulites: evidence for their production by partial melting. Contr. Miner. Petrol., 72:303-310.
- NEWTON, R.C. ; SMITH, J.V. e WINDLEY, B.F. -1980- Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. Nature, 288:45-50.
- NOLD, J.L.-1984- Myrmekite in Belt Supergroup metasedimentary rocks - northeast border zone of the Idaho Batholith. Am. Mineral., 69:1050-1052.
- OLIVEIRA, J.A.D. ; MACHADO FILHO, L. ; RIBEIRO, W.M. ; LIU, C.C. e MENEZES, P.R.-1976- Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro escala 1:400.000. Texto Explicativo, DRM-RJ, 41 p.

- OLIVEIRA,M.A.F.-1972- Geologia e petrologia da região de São José do Rio Pardo , São Paulo. Tese de doutoramento , IG-USP , São Paulo , texto inédito.
- OLIVEIRA,M.A.F.-1973- Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo,SP. Rev. Bras. Geoc., 3(4):257-279.
- OLIVEIRA,M.A.F.-1980- Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul , Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de livre docência , IGCE-UNESP , Rio Claro , texto inédito.
- ORLIAC,J.-1957- Étude de la pigmentation des malgachites . Dissertation , Univ. Clermont , 41p.
- ORVILLE,P.M.-1962- Alkali metasomatism and feldspars. Nor. Geol. Tidsskr., 42:283-316.
- ORVILLE,P.M.-1963- Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. J. Sci., 261:201-237.
- ORVILLE,P.M.-1972- Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700 °C and 2000 bars in the presence of quartz. Am.J.Sci., 272:234-272.
- OSTERWALD,F.W.-1955- Petrology of Pre-Cambrian granites in the northern Bighorn Mountains , Wyoming. J.Geol., 63:310-327
- OTHA,Y.-1969- On the formation of augen structure. Lithos, 2:109-132.
- PAES LEME,A.B.-1912- Os gnaisses do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro , Papelaria Macedo . 38 p.
- PAES LEME, A.B.-1924- Evolução da estrutura da terra e geologia do Brasil. Rio de Janeiro .
- PEIKERT,E.W.-1963- Biotite variation as a guide to petrogenesis of granitic rocks in the Precambrian of northeastern Alberta. J.

Petrol., 4:432-459.

PHILLIPS,E.R.-1964- Myrmekite and albite in some granites of the New England Batholith, New South Wales, J. Geol. Soc. Australia, 11:49-60.

PHILLIPS,E.R.-1972- Feldspar exsolution and the modes of two post-tectonic granites from eastern Australia. Wollongong Univ. College Bull., 29:1-35.

PHILLIPS,E.R.-1974- Myrmekite - one hundred years later. Lithos, 7:181-194.

PHILLIPS,E.R.-1980- On polygenetic myrmekite. Geol.Mag., 117(1):29-36.

PHILLIPS,E.R. e GARR,G.R.-1973- Myrmekite associated with alkali feldspar megacrystals in rocks from New South Wales. Lithos, 6:245-260.

PHILLIPS,E.R. e RANSOM,D.M.-1968- The proportionality of quartz in myrmekite. Am. Mineral., 53:1411-1413.

PICHAMUTHU,C.S.-1953- The charnockite problem. Mysore Geologists Association, Bangalore.

PICHAMUTHU,C.S.-1960- Charnockites in the marking. Nature, 188:135-135.

PICHAMUTHU,C.S.-1961- Transformation of Peninsular gneiss into charnockite in Mysore State, India. J. Geol. Soc. India, 2:46-49.

PICHAMUTHU,C.S.-1962- Some observations on the structure, metamorphism and geological evolution of Peninsular India. J. Geol. Soc. India, 3:106-118.

PICHAMUTHU,C.S.-1965- Regional metamorphism and charnockitization in Mysore State, India. Indian Mineral., 6:119-126.

PISSIS,A.-1842- Memoire sur la position geologique des terrains de

la partie australe du Bresil. Acad. Sci. Paris.

- PORADA, M.-1979- The Damara-Ribeira orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonoph., 57:237-265
- PRICE, G.P.-1973- The fothometric method in microstructural analysis. Am .J. Sci., 273:523-537.
- RAMA RAO, B.-1940- The Archean Complex of Mysore. Mysore Geol. Dept. Bull., 17:1-101.
- RAMBERG, H.-1952- The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press , Chicago , 317 p.
- RAMBERG, H.-1962- Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. Neues Jahrb. Miner. Abh., 98:14-34.
- RAMSAY, J.G.-1980- Shear zone geometry: a review. J. Struct. Geol., 2:83-99.
- RAMSAY, J.G. e GRAHAM, W.-1970- Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci., 7:786-813.
- RAST, N.-1965- Nucleation and growth of metamorphic minerals. In: W.S. Pitcher e G.M.Flinn , eds. Controls of metamorphism. New York , John Wiley and Sons , Inc., p. 73-102.
- RAY, S.-1972- Charnockite of Kabbal , Mysore - a brief study. Q.J.Geol.Mineral. Met. Soc. India , 44:163-166.
- REIS, A.P. e LICHT, O.A.B.-1977- Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro , escala 1:50.000. Folha Barra de São João. DRM , mapa e texto inéditos.
- ROBERTSON, F.-1959- Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash feldspar metasomatism.

Am.Mineral., 44:603-619.

ROSIER,G.F.-1957- A geologia da Serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e Desengano. Bol. DNPM/DGM , 116:1-58.

ROSIER,G.F.-1965- Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. Bol. DNPM/DGM , 222:1-40.

SANDER,B.-1912- Uber einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Geol. Reichsanst., Wien Jahrb., 62:219-228.

SCHERMERHORN,L.J.G.-1956- The granites of Trancoso (Portugal): A study in microclinization. Am. J. Sci. , 254:329-348.

SCHMIDT,W.-1932- Tektonik und Verformungslehre. Berlin, Borntraeger.

SCHREURS,J.-1984- The amphibolite-granulite facies transition in West Uusimaa , SW Finland. A fluid inclusions study. J. Meta. Geol., 2:327-342.

SCHREYER,W.-1958- Die Quartz-Feldspat-Gefuge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. Neues Jahrb. Miner. Abh., 92:147-170.

SCHWANTKE,A.-1909- Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. Centralbl. Mineral., 1:311-316.

SEDERHOLM,J.J.-1916- On synantetic minerals and related phenomena. Comm. Geol. Finlande Bull., 48:1-86.

SHELLEY,D.-1964- On myrmekite. Am. Mineral., 49:41-52.

SHELLEY,D.-1969- The proportionality of quartz in myrmekite: a discussion. Am. Mineral., 54:982-984.

SHUL'DINER,V.I.-1972- The problem of myrmekites. Internat. Geol. Rev., 14:354-358.

SIBSON,R.H.-1977- Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London , 133:191-213.

SILVA,A.T.S.F. et alli -1977- Projeto Santos-Iguape. Relatório

Final , Convênio DNPM/CPRM , São Paulo , texto inédito.

SILVA,A.T.S.F. et alli -1981- Geologia integrada da região do Vale do Ribeira. Relatório Final , Convênio DNPM/CPRM , São Paulo , texto inédito.

SIMPSON,C.-1986- Determination of movement sense in mylonites. J. Geol. Educ., 34:246-261.

SIMPSON,C. e SCHMID,S.M.-1983- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 94:1281-1288.

SPENCER,E.-1938- The potash-soda-feldspars.II.Some applications to petrogenesis. Mineral. Mag., 27:79-98.

SPRY,A.-1983- Metamorphic textures. 3 ed., Oxford , Pergamon Press, 352 p.

STONE,M. e AUSTIN,G.C.-1961- The metasomatic origin of the potash feldspar megacrystals in the granites of southwest England. J. Geol. , 69:464-472.

STURT,B.A.-1970- Exsolutions during metamorphism with particular reference to feldspar solid solutions. Mineral. Mag., 37:815-832.

SUBRAMANIAN,A.P.-1959- Charnockites of the type area of Madras - a reinterpretation. Am.J.Sci., 252:321-353.

TAKAGI,H.-1982- On the definition of mylonite and the classification of mylonitic rocks. Gakujutso Kenkyu , Univ. Waseda , 31:49-57.

TAKAGI,H.-1984- Mylonitic rocks along the Median Tectonic Line in Takato - Ichinose area , Nagano Prefecture. J. Geol. Soc. Japan , 90:81-100.

- TAKAGI, H.-1986- Implications of mylonite microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *J. Struct. Geol.*, 8(1):3-14.
- TOURET, M.J.-1971- Le facies granulite en Norweg Meridionale. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4:423-436.
- TOURET, M.J.-1974- Facies granulite et fluides carboniques. In: Liège, *Geologie des Domaines Cristallins*. Esp. Publ., Soc. Geol. Belg., p.267-287.
- TULLIS, J.A. ; CHRISTIE, J.M. e GRIGGS, D.T.-1973- Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84:297-314.
- TWISS, R.J.-1977- Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115:227-244.
- VALERIANO, C.M. e MAGALHÃES, A.C.-1984- Geologia estrutural da área do Pão-de-Açúcar e adjacências, Rio de Janeiro, Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 56(3):295-301.
- VANCE, J.A.-1961- Polysynthetic twinning in plagioclase. *Am. Mineral.*, 46:1097.
- VANCE, J.A.-1969- On synneusis. *Contr. Miner. Petrol.*, 24:7-29.
- VAN DER PLAS, L.-1966- The identification of detrital feldspars. Amsterdam, Elsevier. 303 p.
- VERNON, R.H.-1968- Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. *J. Petrol.*, 9:1-22.
- VERNON, R.H.-1983- Metamorphic processes. 2 ed. London, George Allen - Unwin. 247 p.
- VERNON, R.H.-1986- K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.*, 23:1-63.
- VOGT, V.H.L.-1921- The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. *J. Geol.*,

29:318-350.

WEAVER, B.L.-1980- Rare-earth elements geochemistry of Madras granulite. *Contr. Miner. Petrol.*, 71:271-279.

WELLS, P.R.A.-1979- Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, southern West Greenland. *J. Petrol.*, 20:187-226.

WENDLANDT, R.F.-1981-Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for genesis of charnockites. *Am. Mineral.*, 66:1164-1174.

WERNICK, E. ; PANTOJA, J.L. e NICOLA, J.P.-1976- Megacrístais de microclínio do Complexo Granítico de Socorro (SP, MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Anais... Ouro Preto*, SBG, v.2, p.381-390.

WHITE, S.-1973- Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature*, 224:276.

WHITE, S.-1975- Estimation of strain rates from microstructures. *J. Geol. Soc. London*, 131:571-583.

WHITE, S.-1976- The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzite. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 283:69-86.

WHITE, S.-1977- Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonoph.*, 39(1-3):305-328.

WHITE, S.-1979 a- Difficulties associated with paleostress estimates. *Bull. Miner.*, 102:210-215.

WHITE, S.-1979 b- Paleostress estimates in the Moine Thrust Zone. *Nature*, 280:222-223.

WHITE, S.-1979 c- Sub-grain and grain size variations across a

- shear zone. Contr. Miner. Petrol., 70:193-202.
- WHITE, S. ; BURROWS, S.E. ; CARRERAS, J. ; SHAW, W.D. e
HUMPHREYS, F.J.-1980- On mylonite in ductile shear zones. J.
Struct. Geol. 2:175-187.
- WHITE, S. ; EVANS, D.J. e ZHONG, D.L.-1982- Fault rocks on the Moine
Thrust Zone: a guide to their nomenclature. Text.
Microstruct., 4:211-221.
- WIDENFALK, L.-1969- Electron micro-probe analysis of myrmekite ,
plagioclases and coexisting feldspars. Lithos , 2:295-309.
- WILLIAMS, G. e DIXON, J.-1982- Reaction and geometric softening in
granitoid mylonites. Text. Microstruct., 4:223-234.
- WILSON, C.J.L.-1975- Preferred orientations in quartz ribbon
mylonites. Geol. Soc. Am. Bull., 86:968-974.
- WINKLER, H.G.F.-1976- Petrogenesis of metamorphic rocks. 3 ed.
New York , Springer Verlag. 254 p.
- WYART, J. e SABATIER, G.-1956 a- Transformations mutuelles des
feldspaths alcalins. Bull. Soc. Franç. Minéral. Crist.,
79:574.
- WYART, J. e SABATIER, G.-1956 b- Mobilité des ions alcalins et
alcalins-terreux dans les feldspaths. Bull. Soc. Franç.
Minéral. Crist., 79:444-448.
- WYART, J. e SABATIER, G.-1958- Mobilité des ions silicium et
aluminum dans les cristaux de feldspath. Bull. Soc. Franç.
Minéral. Crist., 81:223.
- WYART, J. e SABATIER, J.-1965- Réactions des feldspaths alcalins
avec des solutions hydrothermales de CaCl_2 . C.R.Acad.Sc.Paris,
260:1681-1685.
- ZECK, H.P.-1974- Cataclasites , holoclasites , blasto-ditto and
myloblastites - cataclastic rocks. Am. J. Sci., 274:1064-

1073.

1. MAPA DE

Legenda

-
- sedimentos recentes
- embasamento
- ponto estudado
- ponto aproveitado
de Dalcomo et al. (1981)
- principais vias de acesso
- drenagens
- curva de nível
equid. 100 m.

Oceano Atlântico

escala

2. MAPA LITOLOGICO

Legenda

3- Mapa Litoestrutural