UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005893

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DAS
REGIÕES MERIDIONAL E ORIENTAL DO COMPLEXO DE
MORUNGABA, SP.

Silvio Roberto Farias Vlach

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>H.H.G.J. Ulbrich</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Umberto G. Cordani</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Eberhard Wernick</u>	<u>[Signature]</u>

São Paulo
1985

ÍNDICE

RESUMO	XIII
ABSTRACT	XVI
AGRADECIMENTOS	XVIII
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
I.1. GENERALIDADES E OBJETIVOS	1
I.2. A REGIÃO DE MORUNGABA	3
Extensão e localização	3
Acesso	3
I.3. PLANO DE APRESENTAÇÃO DO TRABALHO	5
CAPÍTULO II - METODOLOGIA	7
II.1. MAPEAMENTO FACIOLÓGICO	7
II.1.1. Generalidades e Definições Preliminares	7
II.1.2. Procedimentos e Bases Cartográficas	10
II.1.3. Critérios Utilizados	11
Coloração	11
Granulação	11
Características dos megacristais	12
Características texturais e proporções dos <u>mi</u> nerais félsicos	12
Características texturais e proporções dos <u>mi</u> nerais máficos	12
Orientação estrutural	13
Enclaves e segregações	13
Veios e bolsões pegmatóides e aplitóides	13
II.2. ANÁLISES PETROGRÁFICAS	13
II.3. ANÁLISES QUÍMICAS EM MINERAIS	15
II.4. ANÁLISE DO ESTADO ESTRUTURAL DO FELDSPATO POTÁSSI- CO	16
II.5. ANÁLISES RADIOMÉTRICAS	17
Método Rb/Sr	17
Método K/Ar	18

CAPÍTULO III - CLASSIFICAÇÕES DE GRANITÓIDES E SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL	20
III.1. CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS GRANITÓIDES: BREVE SÍNTESE SE DA EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS	20
III.2. A REGIÃO DE MORUNGABA: SÍNTESE REGIONAL	27
III.2.1. Mapeamentos Anteriores	27
III.2.2. Geologia Regional e Trabalhos Anteriores	29
III.2.2.1. As Unidades Geológicas	35
III.2.2.1.1. O Embasamento Cristalino	35
O Complexo Amparo	35
O Complexo Itapira	37
O Complexo Socorro	38
III.2.2.1.2. O Complexo Granítico Socorro	39
III.2.2.1.3. O Complexo Morungaba	41
III.2.2.1.4. Os "Corpos" de Itatiba e Jaguariúna	44
III.2.2.1.5. As Rochas Fanerozóicas	45
III.3. ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOMORFOLÓGICOS	45
III.4. DADOS GEOCRONOLÓGICOS DE GRANITÓIDES BRASILEANOS DAS REGIÕES SUL E SUDESTE BRASILEIRAS	49
CAPÍTULO IV - ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO COMPLEXO DE MORUNGABA	52
IV.1. AS FACIES GRANITÓIDES	52
Orientação estrutural	54
Enclaves e segregações	55
Aplitos e Pegmatitos	63
Outros Veios	65
IV.2. AS UNIDADES MAPEADAS: ASSOCIAÇÕES DE FACIES	65
Associações ao Sul da lente gnáissica de Joaquim Egídio	66
Associações ao Leste da lente gnáissica de Joa quim Egídio	66
Associações ao Norte e Nordeste da lente gnáis sica de Joaquim Egídio	67
IV.3. AS RELAÇÕES DE CONTATO DAS ROCHAS GRANITÓIDES	67
IV.3.1. Contatos com o Embasamento	67
IV.3.1.1. Contatos Tectônicos	73

IV.3.1.2.	Contatos Não-tectônicos	74
	Corpos satélites	76
	Migmatitos marginais	76
	Xenólitos	77
IV.3.2.	Contatos entre os Granitóides	79
	Granitóides equigranulares e inequigranulares.	79
	Granitóides inequigranulares	81
	Granitóides equigranulares	81
IV.3.2.1.	A Sequência de Colocação dos Granitóides	86
IV.4.	INTERCALAÇÕES DO EMBASAMENTO	89
IV.5.	TECTÔNICA RÚPTIL: FRATURAS E FALHAS	92
CAPÍTULO V	- PETROGRAFIA DAS FACIES GRANITÓIDES	94
V.1.	MELAGRANITÓIDES	94
V.2.	GRANITÓIDES A "DOIS FELDSPATOS"	101
	Ordem de cristalização	114
	Os enclaves	114
V.3.	GRANITÓIDES RÓSEOS E BRANCOS	115
	Ordem de cristalização	121
	Os enclaves	122
V.4.	GRANITÓIDES CINZENTOS	123
	Ordem de cristalização	129
	Os enclaves	129
V.5.	GRANITÓIDES RÓSEO-ACINZENTADOS	129
	Ordem de cristalização	131
	Os enclaves	131
V.6.	GRANITÓIDES-PÓRFIROS	132
	Ordem de cristalização	137
V.7.	GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS	139
	Ordem de cristalização	145
	Os enclaves	146
CAPÍTULO VI	- CONSIDERAÇÕES SOBRE A PETROGRAFIA, MINERALOGIA E ESTRUTURA	148
VI.1.	AS MODAS DOS GRANITÓIDES	148
VI.2.	MINERALOGIA E TEXTURAS	153
VI.2.1.	Minerais Félsicos	153

.IV.

VI.2.1.1.	Plagioclásio Magmático	154
	Texturas	154
	Variações Composicionais	154
VI.2.1.2.	Feldspato Potássico	155
	Texturas Reliquiarias	156
	Estado Estrutural	157
	Variações Composicionais	159
VI.2.1.3.	Intercrescimentos Primários	162
	Intercrescimentos Granofíricos	162
	As Gotas de Quartzo	163
VI.2.2.	Minerais Máficos	164
	Muscovita: Origem e Implicações	166
	O par magnetita-ilmenita: considerações sobre a fO_2 e a profundidade de geração dos magmas .	167
VI.2.3.	Transformações Tardias	168
	Albita e Plagioclásio Ácido Tardios	168
	Mirmequitas	170
	Recristalização de Feldspato Potássico	171
	Alteração de Minerais e Cristalização de Mine rais Acessórios Tardios	172
VI.3.	ASPECTOS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS ADICIONAIS . . .	173
	Variações nas Diversas Facies	173
	Deformação	174
VI.4.	OS ENCLAVES E OS GLOMÉRULOS MÁFICOS DOS GRANITÓI DES MERIDIONAIS	175
	Origem	178
VI.5.	DISTRIBUIÇÃO E COLOCAÇÃO DOS GRANITÓIDES	179
	Áreas ao Sul da Lente Gnáissica de Joaquim Egí dio	180
	Área ao Leste da Lente Gnáissica de Joaquim Egí dio	184
	Área do Norte e Nordeste da Lente Gnáissica de Joaquim Egídio	185
CAPÍTULO VII	- GEOCRONOLOGIA Rb/Sr E K/Ar	187
VII.1.	INTRODUÇÃO	187
VII.2.	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	189
	Seqüência de Eventos e Observações Geológicas. .	193

VII.2.1. Granitóides Inequigranulares	193
VII.2.2. Granitóides Equigranulares	193
VII.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	199
VII.3.1. As idades	199
Granitóides Inequigranulares	199
Granitóides Equigranulares	200
VII.3.2. As Razões Iniciais: Variações e Implicações . .	201
VII.4. PETROGÊNESE E A SISTEMÁTICA Rb/Sr	204
VII.4.1. Assimilação	204
VII.4.2. Herança Isotópica	208
VII.4.3. Cristalização Fracionada	209
VII.4.4. Fontes Diferentes	210
VII.4.5. Mistura de Magmas	212
VII.4.6. Outras Hipóteses	213
VII.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	215
CAPÍTULO VIII - RESUMO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	220
VIII.1. AS SUÍTES GRANITÓIDES	220
Generalidades	220
VIII.1.1. A Suíte Rósea	220
Zoneografia e colocação dos corpos: introdução para modelos genéticos	221
Estruturas, texturas e níveis crustais de colocação	222
Evolução do magmatismo no tempo	223
VIII.1.2. A Suíte Cinzenta	224
Relações geológicas e idades	225
VIII.1.3. A Suíte Porfirítica	225
Zoneografia	226
Idade e regimes de colocação dos corpos	227
VIII.2. OUTROS GRANITÓIDES	227
VIII.3. RELAÇÕES ESTRUTURAIS PRELIMINARES	228
VIII.4. CORRELAÇÕES GENÉTICAS PRELIMINARES E AMBIENTES GEOTECTÔNICOS	229
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	234
ANEXOS: I. Mapa geológico das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba em 1: 50.000	
II. Mapa de afloramentos amostrados das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba em 1: 50.000	

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.	Localização da área estudada	4
FIGURA 2.	Mapa geológico da Região de Morungaba	43
FIGURA 3.	Quadro ilustrativo da evolução temporal de granitóides brasileiros das regiões Sul e Sudeste brasileira	51
FIGURA 4.	Conjunto de enclaves microgranulares escuros orientados em granitóide branco	60
FIGURA 5.	Enclave alongado com megacristais de feldspato potássico em granitóide porfirítico	60
FIGURA 6.	Enclaves microgranulares escuros parcialmente assimilados em granitóide branco	62
FIGURA 7.	Enclave microgranular escuro intensamente transformado em granitóide branco	62
FIGURA 8.	Schlieren biotítico e enclave alongado em granitóide a "dois feldspatos"	64
FIGURA 9.	Zoneamento composicional e textural em segregação pegmatóide	64
FIGURA 10.	Mapa geológico simplificado das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba	72
FIGURA 11.	Contato brusco, intrusivo, entre granitóide porfirítico e granitóide equigranular branco	75
FIGURA 12.	Zona de contato intrusivo entre granitóide roseo hololeucocrático e o embasamento	75
FIGURA 13.	Zona de contato intrusivo entre granitóide porfirítico e o embasamento	78
FIGURA 14.	Migmatito com estrutura estromatítica	78
FIGURA 15.	Zona de contato entre granitóide a "dois feldspatos" e granitóide porfirítico (do embasamento), com xenólito e envoltório feldspático	80
FIGURA 16.	Xenólito de melagranitóide em granitóide porfirítico e de ambos em granitóide equigranular branco	80
FIGURA 17.	Zona de contato entre melagranitóide fino e granitóide a "dois feldspatos", com áreas híbridas	83

FIGURA 18.	Enclave microgranular escuro em granitóide cinzento com muscovita	83
FIGURA 19.	Contato entre granitóide a "dois feldspatos" e granitóide cinzento com muscovita	84
FIGURA 20.	Zona de contato entre granitóides róseos de granulação fina	84
FIGURA 21.	Quadro interpretativo da seqüência de colocação e/ou resfriamento para os granitóides da parte mapeada do Complexo de Morungaba	88
FIGURA 22.	Contato entre granitóides a "dois feldspatos" róseos e manchados	91
FIGURA 23.	Biotita + anfibólio gnaisses listado com estruturas de transposição	91
FIGURA 24.	Diagrama modal Q-A-P-M para melagranitóides.	99
FIGURA 25.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos e enclaves.	104
FIGURA 26.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides a "dois feldspatos" róseos médios e manchados.	104
FIGURA 27.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides a "dois feldspatos" cinzentos e enclaves	105
FIGURA 28.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides a "dois feldspatos" Norte e orientados	105
FIGURA 29.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides róseos, brancos e enclaves	119
FIGURA 30.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides róseos manchados	119
FIGURA 31.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides cinzentos e enclaves	125
FIGURA 32.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides róseo-acinzentados e enclaves	134
FIGURA 33.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides-pórfiros I	134
FIGURA 34.	Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides porfiríticos	141
FIGURA 35.	Variações composicionais de feldspatos em diagramas ternários An-Or-Ab	147
FIGURA 36.	Tendências de variações modais em diagramas Q-A-P-M	150

.VIII.

FIGURA 37.	Tendências de variações modais em diagramas Q-A-P-M	152
FIGURA 38.	Difratogramas parciais de raios-X para feldspatos potássicos pertíticos	160
FIGURA 39.	Tendências de variações modais de enclaves e rochas hospedeiras	177
FIGURA 40.	Mapa de localização de amostras analisadas radiometricamente em trabalhos anteriores	192
FIGURA 41.	Diagrama isocrônico para granitóides porfiríticos	195
FIGURA 42.	Diagrama isocrônico para granitóides cinzentos hololeucocráticos	195
FIGURA 43.	Diagrama isocrônico para granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I	196
FIGURA 44.	Diagrama isocrônico para granitóides a "dois feldspatos" róseos	196
FIGURA 45.	Diagrama isocrônico para granitóides róseos e brancos	198
FIGURA 46.	Diagrama isocrônico de referência para granitóides a "dois feldspatos" róseos, róseos e brancos	198
FIGURA 47.	Diagrama isocrônico de referência para granitóides róseos mais félsicos	199
FIGURA 48.	Razões iniciais dos granitóides de Morungaba no diagrama de evolução isotópica do Sr no tempo geológico	203
FIGURA 49.	Diagramas isocrônicos hipotéticos produzidos por assimilação simples de material mais primitivo	207
FIGURA 50.	Diagrama isocrônico teórico resultante de cristalização fracionada demorada e efeito de fracionamento de plagioclásio, feldspato potássico e biotita sobre as razões Rb/Sr em líquidos graníticos residuais	211
FIGURA 51.	Diagrama isocrônico hipotético produzido por mistura simples entre magmas graníticos e basálticos	214

FIGURA 52.	Diagrama isocrônico de referência para os granitóides a "dois feldspatos", róseos e brancos	216
FIGURA 53.	Quadro interpretativo da evolução cronolôgi- ca da parte mapeada do Complexo de Morunga- ba	218

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1	
Cristal de plagioclásio zonado em matriz quartzo-feldspática "granoblástica" em melagranitóide híbrido	107
FOTOMICROGRAFIA 2	
Agregado em "synneusis" com plagioclásio e biotita em granitóide a "dois feldspatos" cinzentos	107
FOTOMICROGRAFIA 3	
Agregado xenomórfico de albita intersticial à feldspato potássico ("swapped rims") em granitóide a "dois feldspatos" róseo	110
FOTOMICROGRAFIA 4	
Feldspato potássico com anéis concêntricos e inclusões orientadas de plagioclásio em granitóide a "dois feldspatos" cinzento	110
FOTOMICROGRAFIA 5	
Textura rapakivi em granitóide a "dois feldspatos" róseo	111
FOTOMICROGRAFIA 6	
Megacristal de feldspato potássico mostrando coexistência de dois tipos texturais: um com geminação em grade, outro não, em granitóide a "dois feldspatos" cinzento	111
FOTOMICROGRAFIA 7	
Inclusão idiomórfica de plagioclásio com bordas albíticas controladas pela estrutura do feldspato potássico hospedeiro em granitóide a "dois feldspatos" cinzento	113
FOTOMICROGRAFIA 8	
Feldspato potássico com geminação em grade e inclusões de plagioclásio e mirmequita em granitóide a "dois feldspatos" cinzento	113

FOTOMICROGRAFIA 9	
Aspecto textural de enclave alongado em granit ^o ide a "dois feldspatos" cinzento	116
FOTOMICROGRAFIA 10	
Aspecto textural de enclave microgranular cl ^a ro em granit ^o ide a "dois feldspatos" róseo ,	116
FOTOMICROGRAFIA 11	
Detalhe da borda de enclave microgranular es ^c uro, com textura granoblástica, em granit ^o i ^o de branco	127
FOTOMICROGRAFIA 12	
Textura equigranular xenomórfica em granit ^o i ^o -de cinzento hololeucocrático mostrando inclu ^s ões goticulares de quartzo nos feldspatos .	127
FOTOMICROGRAFIA 13	
Feldspato potássico zonado, com maior concen ^t ração de albita pertítica no núcleo e albita intersticial, em granit ^o ide cinzento hololeu ^c ocrático	135
FOTOMICROGRAFIA 14	
Intercrescimento granofírico em granit ^o ide-pór ^f iro	135
FOTOMICROGRAFIA 15	
Fenocristal de feldspato potássico, zonado, com maior concentração de albita pertítica no nú ^c leo e geminação em grade incipiente nas bor ^d as, em granit ^o ide-pór ^f iro	138
FOTOMICROGRAFIA 16	
Textura anti-rapakivi em granit ^o ide-pór ^f iro .	138
FOTOMICROGRAFIA 17	
Agregados xenomórficos de plagioclásio sód ⁱ co, com textura granoblástica, intersticiais à feldspato potássico, em granit ^o ide porfirí ^t ico	144
FOTOMICROGRAFIA 18	
Megacristal de feldspato potássico mostrando coexistência de dois tipos texturais: um de ^s les (sem geminação em grade) contém anéis con ^c êntricos e inclusões orientadas e plagioclá ^s sio. Granit ^o ide porfirítico	144

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA	I.	Características dos granitóides tipo I, tipo S e das séries magnetítica e ilmenítica . . .	25
TABELA	II.	Ambientes geológicos e magmatismo granitóide associado	28
TABELA	III.	Nomenclatura das facies do Complexo de Morungaba	53
TABELA	IV.	Características macroscópicas das facies do Complexo de Morungaba	56
TABELA	V.	Características gerais das associações de facies do Complexo de Morungaba	68
TABELA	VI.	Dados modais de melagranitóides do Complexo de Morungaba	98
TABELA	VII.	Dados modais de granitóides a "dois feldspatos e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba	102
TABELA	VIII.	Dados modais de granitóides róseos, brancos e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba	118
TABELA	IX.	Dados modais de granitóides cinzentos e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba. .	124
TABELA	X.	Dados modais de granitóides-pór-firos, róseo-acinzentados e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba	133
TABELA	XI.	Dados modais de granitóides porfiríticos do Complexo Intrusivo de Morungaba	140
TABELA	XII.	Associações de minerais máficos das facies do Complexo de Morungaba	165
TABELA	XIII.	Dados analíticos K/Ar do Complexo Intrusivo de Morungaba	188
TABELA	XIV.	Dados analíticos Rb/Sr do Complexo Intrusivo de Morungaba	190

RESUMO

O Complexo Intrusivo de Morungaba, com área de 330 km², aflora ao sudoeste do Estado de São Paulo, apresentando forma irregular, alongada segundo SW-NE. É composto principalmente por rochas granitoides com biotita; dioritos são subordinados.

O mapeamento faciológico detalhado (escala 1: 50.000) das partes meridional e oriental do Complexo (200 km²), permitiu o reconhecimento de 31 facies granitoides (incluindo duas de rochas dioríticas), com características estruturais-petrográficas próprias. A maioria das facies (mapeadas como associações de facies) é agrupada em três Suítes magmáticas, denominadas *Rosea*, *Cinzenta* e *Porfirítica*.

A *Suite Rosea* é formada por quartzo-monzonitos, granitos 3b e granitos 3a, predominantemente equigranulares de granulação média a grossa e por granitoides-porfíros, os quais afloram como corpos alongados a sub-circulares, acompanhando as estruturas regionais. No diagrama Q-FA-P, as rochas definem, em parte, tendência calco-alcalina granodiorítica-monzonítica. Nas rochas mais máficas (M' entre 5 e 15) encontra-se a associação máfica biotita + titanita + magnetita + alanita + ilmenita; as rochas mais félsicas (M' $\approx$ 5) apresentam biotita + alanita + muscovita + magnetita + ilmenita. Na parte Sul do Complexo, as facies distribuem-se segundo um padrão concêntrico de zonalidade. As características geológicas e estruturais-texturais indicam que as rochas mais félsicas, e mais jovens, têm histórias de cristalização mais simples e que se colocam sob regimes mais permissivos, termicamente menos rigorosos, que as rochas mais máficas e mais antigas. Os granitoides-porfíros são manifestações derradeiras, colocadas sub-superficialmente, como corpos menores e diques. A maioria das facies invadiu como corpos discretos. Dados geocronológicos Rb/Sr para grupos de facies associadas definem intervalos amplos de colocação e/ou cristalização (690 m.a. para rochas mais máficas; 490 m.a. para rochas mais félsicas), os quais são exagerados e devem-se, provavelmente, à influência de diversos processos petrogenéticos (e.g., não-homogeneidade isotópica da área fonte, cristalização fracionada). Uma

isócrona conjunta, para a maioria das facies desta Suíte, indica idade de 580 m.a.. Acredita-se que a maioria das facies se posicionou entre 590 m.a. e 560 m.a.. As razões iniciais obtidas (0,707 - 0,706) são compatíveis com derivação a partir de fonte na crosta inferior, possivelmente pós-transamazônica.

A *Suíte Cinzenta* agrupa facies equigranulares de granulação fina a média, com tipos hololeucocráticos ($M' \approx 5$; granitos 3b com biotita + muscovita $\pm$ granada $\pm$ ilmenita) e leucocráticos (M' entre 5 e 10; granitos 3b e subordinadamente granodioritos, ambos com biotita + titanita + magnetita $\pm$ alanita $\pm$ ilmenita ou com associação máfica similar aos tipos hololeucocráticos). As rochas são mais antigas que a maioria dos granitóides da Suíte Rôsea. As facies hololeucocráticas apresentam idade Rb/sr de 590 m.a. e razão inicial 0,709, compatível com fonte metassedimentar isotopicamente pouco evoluida. As facies leucocráticas são de origem híbrida, produto de assimilação de rochas dioríticas (a maioria do embasamento) por magmas que originam principalmente as facies hololeucocráticas; apresentam, caracteristicamente, enclaves e glomérulos máficos (com biotita + plagioclásio + titanita + magnetita + apatita $\pm$ ilmenita, de origem restítica).

A *Suíte Porfirítica*, mapeada parcialmente, compreende quartzo, monzonitos, granitos 3b e granitos 3a, predominantemente porfiríticos, de granulação média a grossa. Apresentam M' entre 5 e 15 e contêm biotita $\pm$ hornblenda + titanita + magnetita $\pm$ alanita $\pm$ ilmenita. Afloram na parte N/NE do Complexo como corpos alongados, colocados sob regimes forçados, sub-concordantes com os padrões estruturais regionais SW-NE. As rochas desta Suíte são anteriores aos granitóides equigranulares, apresentando idade isocrônica (Rb/Sr) de 610 m.a. e razão inicial de 0,707, sugerindo que os magmas são originados por fusão de materiais da crosta inferior.

Os *dioritos* compreendem em parte rochas híbridas, derivadas por interação de rochas dioríticas mais máficas do embasamento com magmas granitóides das Suítes Rôsea e Cinzenta. Também incluem prováveis corpos magmáticos discretos, colocados sincronicamente aos granitóides.

Os granitóides das Suítes Rôsea e Porfirítica são

correlacionáveis aos granitóides da série magnetítica e, em parte, aos granitóides de tipo I Caledoniano, enquanto que os da Suíte Cinzenta correspondem em parte aos granitóides da série ilmenítica (e granitóides tipo S) e, em parte, aos da série magnetítica. O Complexo Intrusivo de Morungaba, colocado em grande parte durante fases de soerguimento regional, representa os eventos tardi- e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

The Morungaba Granitoid Complex, covering about 330 km², crops out as an elongate irregular massif trending SW-NE, in the southeast part of the State of São Paulo, southeast Brazil. Major constituents are biotite granitoids with subordinate diorites.

Over thirty facies types, each with distinctive structural-petrographic features, were recognized during detailed mapping of part of the massif (about 200 km²), and mapped as groups of facies.

The Pink Granitoid Suite is made up mostly of equigranular quartz monzonites and 3b-3a granites, with some granite porphyries. Modes depict, in part, a calc-alkaline tendency in the modal Q-AF-P triangle. The more mafic facies (M' about 5-15) contain biotite + sphene + magnetite + allanite + ilmenite, while the more felsic types (M' $\approx$ 5) show biotite + allanite + muscovite + magnetite + ilmenite. Granitoids are distributed in a roughly concentric pattern in the southern part of the massif. Geological and petrographic characteristics indicate that the more felsic (and later) facies — in contrast to mafic types — had simpler crystallization histories and were emplaced under thermally less rigorous, and structurally more permissive, regimes. Granite porphyries are late rocks, emplaced as shallow (subvolcanic?) dikes and small bodies. Most facies types penetrated as discrete magmatic volumes. Geochronological Rb/Sr data for several groups of associated facies suggest a protracted emplacement interval, between 690 Ma for the more mafic groups and 490 Ma for the more felsic varieties. This interval seems unacceptably long, however, and probably reflects the existence of "fictitious isochrons" conditioned by several special petrogenetic processes (e.g., lack of isotopic homogeneity in the source region, influence of magmatic differentiation). A joint isochron of the Pink Suite indicates an age of 580 Ma. It is suggested that the ages of various facies lie between 560 and 590 Ma. The initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of about 0.707 - 0.706 are compatible with a lower crust, possibly post-Transamazonian, source.

The Gray Suite, also equigranular, comprises hololeucocratic (3b granites with biotite + muscovite $\pm$ garnet $\pm$ ilmenite; $M' \approx 5$) and leucocratic types (3b granites and subordinate granoriorites with biotite + sphene + magnetite + allanite + ilmenite or the same mafic minerals of the hololeucocratic varieties; M' about 5-15). These rocks are older than most facies of the Pink Suite. Hololeucocratic types show a Rb/Sr isochronic age of 590 Ma and an initial Sr^{87}/Sr^{86} ratio of 0.709, compatible with a metasedimentary source. The leucocratic facies are mostly hybrid rocks, a mixture of evolved granite magmas (which crystallized mainly as hololeucocratic types) and older basement diorites. These rocks contain characteristic enclaves and mafic clots (restitic, with biotite + plagioclase + sphene + magnetite + apatite + ilmenite).

The Porphyritic Granitoid Suite, only partly mapped, comprises mostly porphyritic quartz monzonites and 3b-3a granites, with biotite $\pm$ hornblende + sphene + magnetite $\pm$ allanite $\pm$ ilmenite, which crop out as forcefully emplaced elongate bodies, trending SW-NE, subconcordant with the basement structures. These varieties are older than the equigranular rocks from the two other suites. A Rb/Sr isochron furnishes an age of 610 Ma and an initial ratio of 0.707, also compatible with a derivation from a lower crustal source.

Diorites are partly hybrid rocks, a result of interaction between more mafic basement diorites and evolved granite magmas, but probably also include small magmatic bodies, emplaced contemporaneously with other granitoids.

The granitoids of the Pink and Porphyritic Suites are comparable to Magnetite-granites and, in part, to I-type Caledonian granites, while those of the Gray Suite present characteristics of both Magnetite-, Ilmenite- (and S-) granite types. The Morungaba Complex was emplaced mostly during regional uplift, and represents late- to post-tectonic magmatic stages of the Brasilia-no Orogeny.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho tornou-se possível graças à colaboração de diversas pessoas e instituições.

Agradece-se ao Prof. Dr. Horstpeter Ulbrich pela orientação e acompanhamento durante o desenvolvimento do trabalho, colaborando com discussões, sugestões e críticas. A presente pesquisa deve também ao Prof. Dr. Ebehard Wernick, que com o seu trabalho pioneiro, estabeleceu fundamentos para trabalhos posteriores de detalhe.

Agradecimentos especiais são também dirigidos às instituições de pesquisa FAPESP (Processos 81/1506-2 e 83/1269-6) e CNPq (Processos 40.1382/83 e 40.4969/83) pelo apoio financeiro, sem o qual as diversas etapas deste trabalho não poderiam ser cumpridas.

Dados geocronológicos foram obtidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, pelo Prof. Dr. Koji Kawashita e colaboradores; discussões com os Profs. Drs. Koji Kawashita e Umberto Cordani foram muito proveitosas. A todos agradecem-se os esforços e sugestões.

Vários colegas, do IG-USP e de outras instituições opinaram com ensinamentos e sugestões para o trabalho. São eles o Prof. Dr. Excelso Ruberti (acompanhamento durante os trabalhos com microsonda); Prof. Dr. Yushiro Kihara (obtenção de fotomicrografias) e o geólogo Elias C. Daitx (sugestões referentes à confecção do mapa geológico).

Nossos agradecimentos são também dirigidos ao Sr. João B. de Souza, pela colaboração nos trabalhos de raios-X; Sra. Melany T. Isauk e Sr. Cláudio Hopp, pela confecção das secções petrográficas; Sra. Anileida de M. Morrente, pela preparação das secções para a microsonda; Sra. Itacy Kroehne, Sr. Sérgio S. Tokudo, Sr. Walter Madeira e Srta. Teônia de A. Ferreira, pelos desenhos; Sr. Ismard C. Moraes, pelo desenho dos mapas 1: 50.000; Sra. Rosi Lemos, Sr. José Ponchirolli, Sra. Marta J. da Silva e, em especial

Sra. Araide Sanches, pelos serviços datilográficos; Sr. Jaime de S. Marcos, pela reprodução das fotomicrografias; Sr. Jaime A. da Silva e a equipe da secção gráfica, pela impressão do texto.

Finalmente, mas não em último lugar, aos nossos amigos e colegas do IG-USP, em especial M.J.M. do Rêgo, pela amizade, estímulo e companheirismo.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1. GENERALIDADES E OBJETIVOS

O estudo de rochas granitóides sempre teve papel de destaque dentro da Petrologia, seja pelo fato de constituírem parte dominante entre as rochas de "aspecto ígneo" da crosta continental, seja pela sua variabilidade estrutural, textural e mesmo mineralógica, ou ainda pela sua associação com jazidas minerais muito importantes.

O "problema do granito", longa e continuamente debatido, tem, portanto, lugar importante na Petrologia. Resultado do grande número de pesquisas e trabalhos relacionados com o tema é, por exemplo, a diversidade de hipóteses genéticas já sugeridas, as quais encontraram expressões mais contrastadas nas correntes de pensamento *transformista* e *magmatista* (ver, por exemplo, as discussões apresentadas por Read, 1957; Raguin, 1965; Marmo, 1971 e Mehnert, 1971).

A escola transformista admitia que tais rochas representavam o resultado de um complexo processo de "granitização" de rochas crustais pré-existentes, através da interação, quer com "ichores" (soluções e/ou magmas hiper-fluidos metassomatizantes), quer com "nuvens iônicas", ricas em elementos granitófilos, que movimentar-se-iam por simples difusão crustal. Já os magmatistas advogam uma origem ligada unicamente à cristalização a partir de um líquido magmático de composição adequada.

Perdida a animosidade das discussões anteriores, que perduraram por várias décadas, acredita-se hoje (e.g., Pitcher, 1979 a, p. 628) que a grande maioria dos corpos granitóides intro

duziu-se, em diferentes níveis crustais, como material em estado de fusão, com parcelas variáveis de sólidos (cristais isolados e agregados) em suspensão. Várias questões, todavia, permanecem em debate, e a estas adicionam-se regularmente outras, face ao incremento de dados geológicos, estruturais e geoquímicos.

Atualmente, são discutidos de forma ampla temas ligados à colocação, gênese e mineralização dos diversos tipos de associações granitóides (e.g., Pitcher, 1983).

A simples inspeção do mapa geológico do Estado de São Paulo, mostra-nos que as rochas granitóides são extremamente abundantes no embasamento cristalino. Contudo, a apreciação dos dados bibliográficos ora disponíveis revela (V. Janasi e H. Ulbrich, comunicações verbais) que, salvo raras exceções, não existem estudos mais pormenorizados; pelo contrário, a maioria das ocorrências ainda não está caracterizada através de identificações petrográficas e modais. Estes fatos e a importância destas rochas dirigiram nossa atenção para a sua pesquisa.

Entre as inúmeras ocorrências conhecidas no Estado, selecionamos uma que apresentasse boa exposição de afloramentos e grau adequado de complexidade, para que houvesse a possibilidade de obter quantidade razoável de informações, as quais viessem a contribuir para um estudo mais aprofundado. Uma situação favorável fica configurada pelo Maciço de Morungaba, situado na Região de Morungaba, ao Sudeste do Estado de São Paulo, que, além de cumprir os itens acima, já havia sido estudado por Wernick (1972 b).

O mapeamento faciológico realizado e dados de tipo geológico, petrográfico, mineralógico e geocronológico são agora apresentados e discutidos com objetivo duplo: primeiro, fornecer uma caracterização geológica e petrográfica mais detalhada e, segundo, obter subsídios para embasar trabalhos futuros, em parte já em desenvolvimento.

I.2. A REGIÃO DE MORUNGABA

Extensão e localização

A Região de Morungaba (Wernick, 1972 b) compreende extensa área (em torno de 1.300 km^2) onde estão expostas principalmente rochas do embasamento cristalino do Estado de São Paulo, sob a forma de rochas gnáissico-migmatíticas e granitóides. Acompanha a borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná.

Localizada ao Sudeste do Estado, esta região estende-se para Leste até a cidade de Monte Alegre do Sul e o povoado de Tuiuti; para Sul, até as cidades de Itatiba e Vinhedo e, para Norte, até a altura de Jaguariúna e Monte Alegre do Sul. Seus limites mais precisos são os paralelos $22^\circ 40'$ e $23^\circ 00'$ Sul e os meridianos $46^\circ 40'$ e $47^\circ 00'$ Oeste (Figura 1 a). Nela situam-se ainda as cidades de Amparo, Valinhos, Morungaba, Pedreira, Souza, e os povoados de Joaquim Egídio e Arcadas.

Em relação às cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em escala 1: 50.000, a área indicada está compreendida na folha Valinhos e em partes das folhas Cosmópolis, Jundiaí, Atibaia, Bragança Paulista, Socorro, Amparo, Campinas e Indaiatuba.

O Complexo de Morungaba (ver item II.2.1) ocupa posição central na área definida, e as porções estudadas no presente trabalho correspondem, principalmente, às meridionais e orientais, em um total aproximado de 250 km^2 (Figura 1 b).

Acesso

A região em questão é próxima à Grande São Paulo, da qual dista, em média, 90 km. O acesso é por estradas de rodagem, a partir das rodovias dos Bandeirantes ou Anhanguera até Jundiaí, tomando-se, em seguida, a rodovia SP-360. Na área específica do Complexo, dispõe-se de densa malha viária (rodovias estaduais asfaltadas SP-360, Itatiba-Amparo; SP-65, D. Pedro I, Jacareí - Campinas;

Figura 1. Mapas de localização. A: localização da Região de Morungaba no Estado de São Paulo. B: detalhe da Região de Morungaba com o Complexo de Morungaba (limites tracejados, segundo Wernick, 1972 b) e área mapeada no presente trabalho (em hachurado).

SP-95, Bragança Paulista-Amparo; das vias municipais Morungaba-Souzas, Itatiba-Valinhos, Souza-Valinhos; e de grande número de estradas e caminhos vicinais).

I.3. PLANO DE APRESENTAÇÃO DO TRABALHO

Este trabalho inicia-se com a apresentação da metodologia (Capítulo II), que consiste na exposição das técnicas utilizadas. Destaca-se um primeiro item relativo ao mapeamento faciológico de rochas granitoides, em que são apresentados e comentados vários dos termos empregados, como *facies*, *corpo*, *suíte* e *complexo*. Alguns termos mais específicos são definidos dentro do próprio texto.

Segue o Capítulo III, dedicado, principalmente, à revisão de alguns dados bibliográficos. Em uma primeira parte, apresenta-se uma revisão de várias classificações geológico-genéticas já propostas para os granitoides, destacando as que enfatizam as relações com regimes orogenéticos. Na segunda parte, oferece-se um resumo das contribuições apresentadas pelos diversos autores que trabalharam na Região de Morungaba e adjacências. A parte seguinte engloba uma breve descrição de alguns aspectos fisiográficos e geomorfológicos. Segue a última parte, onde encontram-se compilados dados referentes à geocronologia dos granitoides das regiões Sul e Sudeste brasileiras.

O Capítulo IV contém as descrições das principais características geológicas do Complexo; são definidas as facies e as associações de facies reconhecidas, suas características e relações.

O Capítulo V dedica-se à descrição da petrografia (microscopia) das diversas facies, apresentando-se também alguns dados de quimismo mineral (feldspatos).

Os dados geológicos e petrográficos, juntamente com dados mineralógicos complementares (estado estrutural de feldspatos potássicos), são discutidos no Capítulo VI.

Os dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar obtidos ou disponíveis, bem como as discussões pertinentes, são colocados no Ca

pítulo VII. Destacam-se algumas discussões relativas à interpreta_
ção de isócronas Rb/Sr .

Terminando, no Capítulo VIII são definidas as Suítes
granitoides reconhecidas, adicionando-se um resumo das conclusões
obtidas.

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

A primeira parte do trabalho, após uma fase inicial de familiarização com a literatura existente sobre a Região de Mo rungaba, compreendeu o reconhecimento dos principais tipos de gra nitóides presente no Complexo. A esta etapa sucederam-se os traba lhos de campo, com a finalidade de mapeamento detalhado e coleta de amostras para estudos mais específicos de laboratório, os quais consistiram em descrições e análises petrográficas, análises de quimismo mineral em feldspatos, análises do estado estrutural dos feldspatos potássicos e análises radiométricas. A metodologia aplicada é resumida nas páginas que seguem.

II.1. MAPEAMENTO FACIOLÓGICO

II.1.1. Generalidades e Definições Preliminares

Como decorrência natural das pesquisas geológicas mais modernas, os mapeamentos faciológicos são cada vez mais importantes, senão imprescindíveis, como base essencial, não somente para a interpretação de dados relativos à movimentação e colocação ("emplacement") de massas ígneas, mas também para interpretações mineralógicas, petrológicas, geoquímicas, geocronológicas etc.

Desde os trabalhos pioneiros de Larsen, em 1948, no Batólito da Califórnia do Sul, até os mais recentes, realizados, por exemplo, nos Granitos do Donegal (ver compilação em Pitcher & Berger, 1972), no Batólito da Serra Nevada (e.g., Bateman & Chappell 1979) e no Batólito Costeiro do Peru (e.g., Cobbing & Pitcher, 1972; Cobbing *et al.*, 1977; Pitcher, 1978, 1979 a), verifica-se que este tipo de mapeamento possibilita uma imagem mais clara da evolução e

colocação das rochas ígneas. Uma das primeiras conclusões obtidas com mapeamentos detalhados está ligada à própria definição de "batólito granítico", que já não é mais aceita sem restrições, à medida que estes mapeamentos mostram que tais "batólitos" apresentam evolução geológica extremamente complexa, da qual fazem parte dezenas (e até centenas) de intrusões magmáticas (e.g., Pitcher, 1979 a, p. 628-629).

O mapeamento faciológico é realizado, sobretudo, através da observação de afloramentos e amostras de mão, com o auxílio de lupa. São, portanto, algumas características estruturais, texturais e petrográficas de verificação mais ou menos imediata que permitirão a definição das diferentes *unidades* presentes em um determinado conjunto de rochas magmáticas. Esta unidade, puramente descritiva, equivale a uma *facies* (= *variedade* = *tipo*) e agrupa um conjunto de rochas macroscopicamente semelhantes.

São muitos os critérios que podem ser utilizados para a diferenciação de facies no campo. Alguns, como a coloração, granulação e estrutura, são de aplicabilidade universal; outros, como a presença de minerais específicos, podem ser mais restritos e dependem do tipo de rocha estudada (ver, por exemplo, os critérios selecionados para os granitóides de Morungaba no item II.1.3.).

De acordo com a escala utilizada para o mapeamento e a disponibilidade de bons afloramentos, as facies reconhecidas podem ou não ser representadas em mapa. Em Morungaba, a título de exemplo, algumas das facies róseas identificadas não podem ser representadas adequadamente no mapa confeccionado em escala 1: 50.000, fazendo-se necessário o seu agrupamento em *associações de facies*. No nosso trabalho, portanto, a *unidade mapeável* corresponde a uma associação de facies, a qual pode compor-se de uma ou mais facies; assim, a *associação* a "dois feldspatos" rósea I é constituída apenas pela facies a "dois feldspatos" rósea grossa III, enquanto que a *associação* rósea I inclui diversos granitóides róseos (ver Tabela V).

As facies devem ser agrupadas utilizando-se de critérios adequados de semelhança geológica e petrográfica, mas isto nem sempre é factível; desta forma, em Morungaba, a *associação cin*

zenta I inclui, de modo subordinado, facies róseas, brancas e de melagranitóides.

O trabalho do geólogo não cessa, contudo, com a definição de facies e/ou de associações de facies. Este é apenas o passo inicial para a tentativa de reconhecimento de unidades geológicas, ou seja, de "corpos" e "unidades genéticas". Um corpo é considerado aqui como uma unidade reológica (H. Ulbrich, 1984), caracterizada pela sua forma, dimensões e relações de contato com as encaixantes: corresponde a uma unidade de movimentação independente. Um pulso magmático isolado, pode resultar em um corpo, constituído por uma única facies (corpo homogêneo) ou várias delas (e.g., facies de borda e facies de núcleo).

A caracterização destas unidades de movimentação só é válida, naturalmente, para os níveis crustais próximos ao de sua colocação. Não é difícil imaginar o exemplo de um pulso magmático que ascende como um diápiro e cristaliza mais rapidamente as suas bordas, que tornam-se mais viscosas e podem, como consequência, ser invadidas por magmas do próprio núcleo.

Finalmente, uma unidade genética corresponde a um conjunto unitário ou composto de rochas ígneas, relacionadas pelo mesmo evento tectono-magmático e com características geológicas, petrográficas e geoquímicas de consangüineidade; ou seja, relaciona das genética e evolutivamente. A unidade genética, assim definida, corresponde, em parte às suítes de White, Williams & Chappell (apud Pitcher, 1979 a) ou às super-units de Cobbing & Pitcher (1972).

A identificação do corpo ígneo em áreas geologicamente simples pode ser feita diretamente, a partir dos trabalhos de campo; entretanto, torna-se tarefa difícil nas áreas de embasamento, de evolução geológica complexa e prolongada. Em Morungaba, por exemplo, as manifestações de granitóides-pôrfiros embutidas em facies róseas aparecem como ocorrências lenticulares tardias e podem ser facilmente identificadas como corpos isolados; já é bem mais difícil identificar corpos nas rochas predominantemente equigranulares.

A caracterização de unidades genéticas é, por sua

vez, quase sempre problemática. Como exemplo, citam-se dois casos. O primeiro é o de duas facies distintas com uma relação núcleo-borda: representariam uma única unidade genética ou unidades distintas, representadas por facies originadas a partir de materiais-fonte muito distintos (e.g., Stephens & Halliday, 1979)? O segundo, o de facies semelhantes ou idênticas, mas relativamente distanciadas geograficamente: representariam tais rochas a mesma unidade genética? Estes exemplos são suficientes para justificar a necessidade de obtenção de dados geoquímicos e geocronológicos detalhados.

Estes conceitos (ver também H. Ulbrich, 1984) correspondem a uma elaboração de várias propostas já existentes na literatura geológica voltada para o problema de mapeamento de rochas granitóides (e.g. Cobbing & Pitcher, 1972; Cobbing et al., 1977; Pitcher, 1978, p. 161; Cobbing & Mallick, 1983). É evidente a vantagem de separar nitidamente mapeamento (reconhecimento de facies) de interpretações mais imediatas (como a definição de corpos) ou mais elaboradas (como a caracterização de unidades genéticas).

Devem ser ainda definidos dois termos estratigráficos. Um é o de Suíte, aqui utilizado como sinônimo de um conjunto de rochas que "parecem" constituir uma unidade genética (ver também Bayly, 1968). O segundo termo é o Complexo, usado da maneira como é definido no Léxico Estratigráfico Brasileiro (Petri et al., 1982), ou seja, como um conjunto estrutural e petrograficamente complexo de rochas ígneas e/ou metamórficas.

II.1.2. Procedimentos e Bases Cartográficas

Os trabalhos de mapeamento tiveram lugar principalmente durante o segundo semestre de 1981 e o ano de 1982, com algumas visitas finais em 1983. No total, foram necessários perto de sessenta dias de campo. Como bases cartográficas, foram utilizadas imagens aero-fotográficas obtidas junto ao Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo (vôos Prospec & Natividade, 1962) em escala 1: 25.000, e cartas topográficas, em escala 1: 50.000, compreendendo as folhas de Valinhos, Jundiaí e Bragança Paulista, publicadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, em

1972.

Em uma fase preliminar, de reconhecimento da área, efetuaram-se perfis ao longo das rodovias SP-65 e SP-360 e de algumas estradas secundárias que cortam o Complexo; utilizou-se, como referência, o mapa geológico da Região de Morungaba apresentado por Wernick (1972 b). Definidas as principais características macroscópicas das variedades presente, passou-se ao mapeamento sistemático em escala 1: 50.000. Um mapeamento faciológico requer, naturalmente, a visita das grande maioria dos afloramentos disponíveis (idealmente todos!) e, como em geral não é possível o uso de fotografias aéreas na diferenciação faciológica, a maior parte dos dados relativos aos contatos e variações petrográficas laterais foram obtidos diretamente no campo.

Uma separação conveniente entre as diversas facies pôde ser feita na maioria das vezes pelo exame de propriedades como cor, textura e estrutura. Constituiu-se ainda, uma "litoteca" de referência para ajudar a identificação de algumas facies. Para fugir-se ao máximo de impressões subjetivas, as diversas variedades foram caracterizadas da forma mais técnica possível; tal procedimento minimiza erros de avaliação por esquecimento ou subjetividade.

II.1.3. Critérios Utilizados

Os principais critérios utilizados para a identificação das facies granitóides do Complexo de Morungaba são colocados a seguir.

Coloração. Os granitóides mapeados apresentam três cores principais: rósea, branca e cinza.

Granulação. As rochas foram classificadas em equigranulares e inequigranulares, e subdivididas em finas, médias, grossas e muito grossas (ou termos intermediários), de acordo com o predomínio de minerais com granulação inferior a 1,0 mm, entre 1,0 e 5,0 mm, entre 5,0 e 30,0 mm e superior a 30,0 mm, respectivamente.

te. (e.g., Moorhouse, 1959; Heinrich, 1980).

As rochas inequigranulares mostram megacristais, cujas dimensões médias são em torno de dez a vinte vezes superiores à dimensão média dos grãos matriciais.

Características dos megacristais. Foram consideradas a cor, as dimensões médias, a forma (idiomórfica, ovóide etc.), a abundância (expressa em estimativas do número de megacristais por dm^2) e possíveis peculiaridades texturais adicionais, como a presença de inclusões, anéis internos e/ou externos (de plagioclásio e/ou biotita) etc.

Características texturais e proporções dos minerais félsicos.

Sempre que possível foi estimada a proporção relativa entre os feldspatos; em várias facies, informalmente denominadas de granitóides a "dois feldspatos" (ver Wernick, 1972 b), o contraste de cor (o plagioclásio esbranquiçado, o feldspato potássico róseo-avermelhado) facilitou tal procedimento. Quanto ao quartzo, foram consideradas a sua quantidade relativa, a sua dimensão e a sua forma. Denominou-se de *quartzo globular* àquele que ocorre como grãos relativamente grandes e arredondados em várias facies que o contêm em abundância (30 - 40%).

Características texturais e proporções dos minerais máficos.

Durante os trabalhos de campo, somente para facilitar as determinações de índices de cor, foram considerados como máficos os minerais de cor escura (e.g., biotita, titanita, anfibólio); muscovita foi tratada como félsico (e.g., Streckeisen, 1976, p. 23-24; Johannsen, 1983, p. 149-150). Os termos *hololeucochrático* e *leucochrático* foram aplicados às rochas que apresentassem entre 0 e 5% e entre 5 e 10% de minerais máficos (escuros), respectivamente (ver, porém, Streckeisen, 1976). As raras variedades com teores em minerais máficos superiores a 10% foram identificadas como *melagranitóides*.

Para cada facies foi ainda definido o máfico principal (quase sempre a biotita) e, quando necessário, considerou-se a presença de

minerais que, *per se*, são indicativos de condições geoquímicas mais ou menos específicas (e.g., muscovita, titanita, granada).

Aspectos texturais adicionais foram considerados para diferenciar algumas facies; assim, o termo *manchado* foi utilizado para referir-se à distribuição homogênea de diminutas palhetas de biotita, fato característico de alguns granitóides de granulação fina a média. Como contraste, nas rochas de granulação mais grossa, a biotita apresenta dimensões maiores e ocorre isolada ou em pequenos grupos (textura em "synneusis" ou "cordões"). Denominaram-se de *mosqueadas* as variedades que apresentassem glomérulos máficos regularmente distribuídos, de dimensões milimétricas a centimétricas e formas arredondadas a irregulares.

Orientação estrutural. Grande parte dos granitóides possui estrutura maciça; alguns poucos mostram, porém, estruturas planares e lineares bem marcadas.

Enclaves e segregações. Algumas facies contêm enclaves (Didier, 1973) que lhes são característicos e, portanto, merecem atenção especial. Foram diferenciados essencialmente quatro tipos: os derivados diretamente de rochas do embasamento vizinho (*xenólitos*), os de forma elíptica a alongada, ricos em biotita (*alongados*), os *microgranulares claros* e os *microgranulares escuros*, ambos com estrutura maciça e granulação sempre inferior à das rochas encaixantes.

Aspectos adicionais observados nos enclaves incluem a forma, as dimensões, os tipos de contato com as rochas encaixantes, a zonalidade, a presença de megacristais etc.

Veios e bolsões pegmatóides e aplitóides. Algumas facies mostram, preferencialmente a outras, o desenvolvimento de várias destas manifestações.

II.2. ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Aproximadamente 140 amostras foram objeto de estudo petrográfico em secções delgadas e outras 30 em secções polidas

com o auxílio de microscópios Leitz, modelos Ortholux (luz transmitida) e Standard (luz refletida). Nas observações efetuadas, levou-se em conta a mineralogia, os aspectos texturais, a seqüência de cristalização e a composição modal.

A composição do plagioclásio foi obtida com platina universal Leitz a quatro eixos, aplicando-se o método de Rittmann, que permite determinar o ângulo das extinções simétricas em indivíduos geminados segundo a Lei da Albita, quando observados na direção [100] (Rittmann, 1929, apud Emmons, 1959; Troeger, 1979).

A seqüência de cristalização foi interpretada em concordância com os critérios clássicos, tais como idiomorfismo, inclusões, synneusis, relações de contato, caráter intersticial etc. (e.g., Shand, 1927; Moorhouse, 1959; Mehnert, 1971; Pitcher & Berger, 1972; Heinrich, 1980).

Para a determinação da *moda* das rochas, foram usados um vernier e um contador de pontos, segundo o método descrito e analisado por Chayes (1949). Considerou-se, em média, o seguinte número de pontos por secção:

- 1.000 para as facies de granulação fina
- 2.000 para as facies de granulação média
- 2.000 em duas, três ou quatro secções, para as facies de granulação grossa a muito grossa e com megacristais.

No caso das rochas inequigranulares (porfiríticas), foram também selecionadas algumas amostras, das quais foram confeccionadas "fatias" de rochas com área em torno de 100 cm², posteriormente submetidas à tintura com Cobaltonitrito de Sódio (Hutchinson, 1974). Com este tratamento, o feldspato potássico adquire coloração amarela intensa, enquanto plagioclásio e quartzo permanecem esbranquiçado e incolor, respectivamente. As contagens, agora muito facilitadas, foram efetuadas com a ajuda de uma malha de 3,0 por 3,0 mm, construída sobre papel transparente.

Os valores modais obtidos foram plotados em diagramas triangulares múltiplos, representando quartzo (Q), feldspato

alcalino (A), plagioclásio (P) e máficos (M; Streckeisen, 1976, p. 5). Tais diagramas têm a vantagem adicional de mostrar as variações do índice M relativas à Q, A e P (e.g., Wones, 1980).

II.3. ANÁLISES QUÍMICAS EM MINERAIS

Os feldspatos representam os principais minerais dos granitóides e, por isso, além das determinações ópticas, foram realizadas análises em aproximadamente 30 secções através da microsonda eletrônica, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Utilizou-se um aparelho EMX-SM da "Applied Research Laboratories" provido de três canais (LiF/ADP, LiF/ADP, LiF/RAP). Para a metalização das secções delgadas polidas, empregou-se o metalizador modelo CV-144, fabricado pela C.V.C.

Em cada secção, vários grãos de feldspato potássico e plagioclásio (em média quatro a seis) foram escolhidos para a determinação dos teores em CaO , Na_2O e K_2O nos núcleos, bordas e zonas intermediárias, com um mínimo de cinco análises pontuais para cada uma destas zonas. Foram efetuados ainda perfis (núcleo-borda ou borda-núcleo-borda) para verificar as variações composicionais.

A maioria dos cristais de feldspato potássico é peritítica; nestes casos, as lamelas de albita e o feldspato hospedeiro foram considerados em separado em uma primeira etapa, após a qual analisou-se o feldspato peritítico de forma integrada, ampliando-se a dimensão do feixe eletrônico incidente, para a obtenção de composições globais.

Como minerais-padrão, foram utilizados a Albita Tiburon, a Bytownita de Cristal Bay, a Andesina AC-362 e o Ortoclásio nº 1, tal como estão registrados nos padrões do laboratório. As condições instrumentais foram as seguintes:

potencial de aceleração	15 kV;
corrente de amostra	~0,026 μA ;
tempo de integração de contagens	10";
diâmetro do feixe eletrônico	1 a 20 μ

Para a conversão dos dados de intensidade obtidos no aparelho em porcentagens em peso dos componentes moleculares A_n , A_b e O_n , utilizou-se o programa SLAVE (que realiza as correções para "drift", "dead-time" e "background" e também as conversões em porcentagens por comparação com os minerais-padrão) e, em parte, de uma adaptação dele para uma calculadora manual programável modelo Ti-58c, da Texas Instruments Co.; nesta, as correções são feitas pontualmente.

II.4. ANÁLISE DO ESTADO ESTRUTURAL DO FELDSPATO POTÁSSICO

Para a determinação do estado estrutural deste mineral, vários cristais de cada amostra foram separados manualmente e posteriormente selecionados, quando necessário, com lupa binocular. Em seguida, foram moídos a "mesh" 200 em almofariz de ágata, juntamente com 20% de Si metálico (padrão interno). Sempre que possível, foram evitadas as misturas entre distintos grãos de uma mesma amostra.

Do preparado, obtiveram-se difratogramas de Raios-X, contando-se, para tal, com o aparelho Rigaku-Denki, modelo 1976, do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, operando nas seguintes condições:

velocidade do goniômetro	0,5°/min;
velocidade do papel registrador	10,0 mm/min;
intervalo percorrido pelo goniômetro	5,0° a 80,0°;
número de contagens	500/s;
tempo de integração de contagens	4,0";
potencial de aceleração	35 kV;
corrente	15 mA.

A análise preliminar dos quarenta difratogramas conseguidos demonstrou que todas as amostras apresentam graus de triclinicidade máximos ou próximos ao máximo. Uma análise mais detalhada de suas características estruturais será objetivo de trabalho separado.

II.5. ANÁLISES RADIOMÉTRICAS

Foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, através dos métodos Rb/Sr e K/Ar . As amostras foram escolhidas de acordo com critérios geológicos e petrográficos.

Método Rb/Sr

As amostras selecionadas foram britadas em britador de mandíbulas em quantidades estatisticamente representativas e, em seguida, pulverizadas em moinho de bolas com cápsula de Tungstênio. A granulometria do pó, controlada com peneiras de Cobre, foi mantida sempre inferior a "mesh" 200. Os resíduos finais das peneiras foram novamente moídos em almofariz de ágata e adicionados ao restante.

No passo seguinte, submeteram-se as amostras (em torno de 80) a análises preliminares, semi-quantitativas, de Rb e Sr através de fluorescência de Raios-X, as quais possibilitaram, em função da razão $(Rb/Sr)_{tot}$, a escolha daquelas viáveis ao estudo isocrônico. Nestas últimas, os teores de Rb e Sr foram novamente determinados, agora de forma quantitativa, também por fluorescência de raios-X. Apenas uma amostra (A-64), devido ao seu baixo conteúdo em Sr , necessitou da análise deste elemento via diluição isotópica. Aparelhagem, metodologia e procedimentos analíticos correspondem à rotina do laboratório e estão expostos com detalhes em Kawashita (1972); os erros esperados são sempre inferiores a 3,0%.

As determinações isotópicas de Sr foram efetuadas com o espectômetro de massa de fonte sólida de modelo TH-5, de fabricação Variant-Mat. Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} obtidos eram normalizados de acordo com a razão Sr^{86}/Sr^{88} , constante. A metodologia aplicada é discutida, de forma mais minuciosa, por Kawashita (1972) e Torquato (1974); os erros admitidos são inferiores a 0,3%.

Tanto para os cálculos de normalização, como para os relativos às idades, empregaram-se as constantes sugeridas por

Steiger & Jäger (1978), as quais compreendem:

$$\begin{aligned} \text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} &= 0,1194; \\ \lambda_{\text{Rb}} &= 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}; \\ \text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} &= 2,59. \end{aligned}$$

Atualmente, as análises espectrométricas são realizadas automaticamente, com o micro-computador Hewlett-Packard, modelo 9825-B, acoplado ao espectrômetro, o qual processa também os dados e calcula as idades convencionais e isocrônicas. No primeiro caso, são utilizados os programas DRBSR e DRSRN, ambos desenvolvidos no CPGeo e, no segundo, o programa DISODY (York, 1966, adaptado por Kawashita, 1972), que permite o traçado da melhor isôcrona através do métodos dos Mínimos Quadrados Cúbicos. O grau de colinearidade dos pontos considerados é avaliado pela Variança Média Quadrática (MSWD) e a sua correlação pelo Coeficiente de Correlação; os erros indicados referem-se ao nível de confiança de 95% (2σ).

Método K/Ar

As determinações por este método foram efetuadas em concentrados de biotita, obtidos com auxílio de um separador magnético Frantz e de uma placa vibratória do CPGeo. As técnicas e condições analíticas da metodologia aplicada são detalhadas por Amaral *et al.* (1966). Atualmente, o método em uso apresenta pequenas modificações, das quais a mais importante é a adição de alíquotas conhecidas de Ar^{38} ("spike") no gás extraído da amostra em condições de ultra-alto vácuo e purificado em fornos de Cu-CuO e Ti (Tassinari, 1981).

Determinou-se o teor em K das amostras através de fotometria de chama, utilizando-se Li como padrão interno. As análises isotópicas de Ar foram, por sua vez, efetuadas em espectrômetro de massa de fonte gasosa tipo Nuclide, da Reynolds.

Os resultados finais foram calculados no micro-computador, empregando-se o programa DARGON (Kawashita, 1972), que for

nece, adicionalmente, os erros experimentais, de acordo com a Teoria de Propagação dos Erros. Tais erros são muito variáveis: em geral estão situados em torno de 3,0% mas, em função das quantidades de K e A_{atm} presentes, podem atingir até 10,0%. Para os cálculos pertinentes, consideraram-se também as constantes propostas por Steiger & Jäger (1978), que são:

$$\begin{aligned}
 \lambda_{\beta} &= 4,96 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}; \\
 \lambda_{tot} &= 0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}; \\
 (K^{40}/K^{tot})_{atom} &= 0,0119; \\
 Ar^{40}/Ar^{36} &= 295,5; \\
 K^{39} &= 0,93258 \times K_{tot}
 \end{aligned}$$

CAPÍTULO III

CLASSIFICAÇÕES DE GRANITÓIDES E SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

Este capítulo é dedicado à revisão da bibliografia de interesse para este projeto. São resumidas várias classificações geológico-genéticas dos granitóides e os resultados geológicos, geomorfológicos e geocronológicos pertinentes já obtidos. Na parte geomorfológica, adiciona-se breve descrição de alguns aspectos fisiográficos.

III.1. CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS GRANITÓIDES: BREVE SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS.

Uma das características mais marcantes das rochas granitóides é a sua ocorrência em ambientes tectônicos muito distintos.

Em áreas cratônicas sujeitas à regimes tectônicos predominantemente tensionais, com frequência observam-se granitóides de afinidades peralcalinas constituindo, associados ou não a outras rochas alcalinas, importantes províncias magmáticas. No mesmo ambiente, encontram-se ainda granitóides calco-alcalinos "normais" integrando províncias petrográficas bimodais (com rochas ácidas e básicas como tipos predominantes, e.g., Petro *et al.*, 1979). Tais granitóides são gerados, quer por diferenciação de magmas basálticos, quer por fusão de material crustal provocada pela passagem destes magmas (Pitcher, 1979 b).

Mas, sem dúvida, o ambiente preferido das ocorrências granitóides é o das regiões orogênicas, tais como as que se situam nas margens ocidentais do continente americano, onde estas

rochas afloram como vastos batólitos. Tais ocorrências representam o resultado de manifestações predominantemente magmáticas muito intensas, ligadas à evolução dos cinturões orogenéticos. Apresentam, na maior parte dos casos, características petrográficas e geoquímicas unimodais (Petro *et al.*, 1979; Pitcher, 1983) e a sua origem é explicada, ora a partir de fusão parcial da crosta inferior e/ou manto superior, ora como o produto de anatexia decorrente de metamorfismo regional progressivo de temperaturas médias a altas (e.g., Tuttle & Bowen, 1958; Fyfe, 1970; Brown & Fyfe, 1970; Wyllie, 1977, 1979; Wyllie *et al.*, 1976; Younker & Vogel, 1976; Winkler, 1977; White & Chappell, 1977, 1983; Hyndman, 1981).

As tentativas de classificação tectônica e geoquímica das rochas granitóides foram iniciadas há muitas décadas. Do ponto de vista *estrutural*, vários autores observaram que havia uma marcada correlação entre os diversos tipos de suítes granitóides e as condições de metamorfismo e deformação regionais. Em 1904, Grubenman (*apud* Badgley, 1965) reconhecia três zonas principais de metamorfismo regional em um cinturão metamórfico, cada qual caracterizada por típicas associações de minerais metamórficos, e designava-as de *cata-* *meso-* e *epizona*, referindo-se à níveis crustais profundos, médios e rasos, respectivamente. Este trabalho constituiu-se, de certa forma, em um marco que condicionou a evolução de diversos conceitos relacionados ao posicionamento estrutural e tectônico dos granitóides dentro de um contexto geológico regional. Dentro deste contexto, merecem ser lembradas as sistematizações muito importantes de Read (1957) e Buddington (1959).

Em 1957, Read define a *série granítica*, considerando simultaneamente profundidade e época de colocação dos corpos granitóides. Reconhece granitóides *autóctones* (estruturalmente concordantes, migmatíticos, de origem não magmática, do estágio pré- a sin-orogênico), *para-autóctones* (em geral concordantes e migmatíticos, com poucos mobilizados, do estágio sin-orogênico), *intrusivos* (discordantes, de origem magmática, tardi- a pós-orogênicos) e *alóctones* (também discordantes e intrusivos, pós-orogênicos).

Buddington (1959) identifica, para o continente norte-americano, três níveis crustais distintos de colocação de mag

mas graníticos, a partir dos quais define as categorias de granitos de *cata-*, *meso-* e *epizona*, baseando-se exclusivamente nos contrastes térmicos e mecânicos existentes entre as rochas encaixantes e a massa invasora. Assim, a maioria dos corpos catazonais seria concordante local e regionalmente, colocada sob condições de intrusão "forçada", sin- a tardi-tectônica; já os corpos epizonais seriam discordantes, colocados de forma "permissiva", pós-tectônicos ou anorogênicos. Os mesozonais apresentariam características intermediárias e seriam tardi- a pós-tectônicos.

Mais recentemente, Stephansson (1975), estudando os batólitos da Suécia Central, interpreta-os como sendo compostos por grande número de invasões sucessivas de tipo diapírico e propõe um modelo de polidiapirismo. Os granitóides colocar-se-iam, por fluxo plástico, como diápiros sucessivos, de tal forma que o diápiro posterior seria sempre intrusivo em relação ao precedente; a colocação destes estaria condicionada pelos regimes tectônicos, diferenciando-se, assim, os diápiros *cata-*, *meso-* e *epi-tectônicos*.

Do ponto de vista geoquímico, Shand (1927), em trabalho clássico de petrologia, compara as características mineralógicas e geoquímicas de diversos grupos de rochas, neles incluindo os granitóides, e classifica-os em *sub-alumínicos*, *meta-alumínicos*, *peralumínicos* e *peralcalinos*, em função dos teores em alumina e álcalis. Tais grupos podem ser reconhecidos de forma mais ou menos imediata pelas associações minerais presentes (particularmente os máficos, como a biotita, a muscovita, o anfibólio etc.). Anos mais tarde, Tuttle & Bowen (1958) estudam o comportamento dos magmas graníticos em laboratório e apresentam diagramas de fase para o sistema residual da petrogênese ($Ab-Or-Qz-H_2O$) para pressões de até 3.000 kg/m^2 (3,0 kbar). Os vários resultados obtidos converteram-se em uma proposta de classificação para as rochas feldspáticas em geral; no caso dos granitóides com $Ab+Or+Qz$ (normativos) > 80 , diferenciaram os de tipo *hipersolvus* (com um feldspato) dos *subsolvus* (com dois feldspatos). Os primeiros compreendem rochas que apresentam um feldspato alcalino como única fase feldspática magmática, enquanto os subsolvus apresentam duas fases (feldspatos potássico-sódico e calco-sódico). Tais diferenças refletiriam, para os autores, o regime de pressão de água, já que somente à pres

sões mais elevadas viabilizar-se-ia a cristalização cotética de dois feldspatos.

Nos últimos anos, adicionaram-se muitas informações novas, devido ao desenvolvimento de programas de mapeamento mais detalhados, aliados à sofisticação alcançada pelas técnicas analíticas. Paralelamente, surgiram novos modelos interpretativos, entre os quais merecem destaque os de Chappell, White, Pitcher, Ishihara e Didier.

Chappell & White (1974) e White & Chappell (1977, 1983), como resultado de pesquisas desenvolvidas no continente australiano, sobretudo no Lachlan Folded Belt, observaram que as rochas granitóides podiam ser agrupadas em duas associações principais, denominadas de *granitóides-I* e *granitóides-S*. A primeira é supostamente originada a partir da fusão de crosta primitiva, de composição básico-intermediária; a segunda, seria derivada da fusão parcial de material metassedimentar. As peculiaridades de cada uma destas associações (ver Tabela I) estariam, portanto, condicionadas exclusivamente pela natureza do material fonte (Hine *et al.*, 1978).

Outro enfoque foi desenvolvido por Ishihara (1977) no arquipélago japonês. Este autor correlaciona os tipos de minerais opacos com diferentes condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) quando da cristalização dos magmas graníticos. Separa, então, um grupo de granitóides com magnetita+ilmenita (*série magnetítica*) de outro que apresenta apenas ilmenita (*série ilmenítica*). No primeiro grupo encontram-se as rochas cristalizadas sob condições de fO_2 relativamente mais elevadas; segundo o autor, o limite entre as duas séries, para as rochas portadoras de biotita, situar-se-ia próximo ao "buffer" Ni-NiO. Tais características refletiriam, no seu entender, uma situação herdada; assim, a série ilmenítica derivaria de magmas originados em níveis crustais não muito profundos, onde um regime mais redutor é imposto pela contribuição de material metassedimentar, portador de quantidades apreciáveis de carbono. Já a série magnetítica estaria ligada à magmas provenientes de locais bem mais profundos (crosta inferior e/ou manto superior), de características mais oxidantes.

Em linha similar, também com ênfase mineralógica, Iva nova & Butuzova, 1968 (*apud* Pitcher, 1979 a), distinguem na URSS dois grupos maiores de rochas granitóides, identificados pela presença dos pares incompatíveis *titanita-alanita* e *ilmenita-monazita*, respectivamente. Cada um destes grupos apresentaria, ainda, mineralizações características.

Embora resultado de pesquisas independentes, as várias classificações propostas não se excluem; pelo contrário, enfatizam aspectos convergentes. As suas principais características são comparadas na Tabela I, a qual mostra que os granitóides da série magnetítica guardam estreita correlação com os granitóides-I e os caracterizados pelo par *titanita-alanita*, enquanto os da série ilmenítica correspondem aos granitóides-S, a alguns granitóides-I e aos que contêm o par *ilmenita-monazita*.

Mais recentemente, Lameyre & Bowden (1982) propõem uma classificação muito simples e útil, baseada em tendências de variações modais, observadas em diagramas Q-A-P. Discriminam quatro tipos de séries de rochas plutônicas: três com composições variáveis de termos básicos até ácidos (*séries calco-alcalinas trondhjemitica/tonalítica, granodiorítica e monzonítica; série alcalina e série toleítica*); a quarta, compreende apenas termos ácidos, muito ricos em quartzo, e equivale aos mobilizados síalicos.

Didier *et al.* (1982; ver também Didier, 1973) compararam os granitóides variscanianos (do Maciço Central Francês) com os estudados por Chappell, White e colaboradores. Verificam que os "enclaves básicos de aspecto ígneo" presentes no Maciço Central são muito semelhantes às "inclusões máficas com hornblenda" descritas por White & Chappell (1977), Hine *et al.* (1978) e Chappell (1978) e interpretadas como "restitos" do processo de fusão parcial que originaria os granitóides-I.

Nos granitóides variscanianos, contudo, os enclaves apresentam estruturas de fluxo e, com frequência, contêm também enclaves de outros tipos ("enclaves duplos"). Desta forma, os autores os interpretam como fragmentos cristalizados de magmas básicos e/ou intermediários não totalmente misturados com os magmas granitóides. Por extensão, propõem uma classificação genética alternati

Tabela 1 - Características principais dos granitóides tipo "I", "S" e das séries "magnetítica" e "ilmenítica". Adaptado de Chappell & White (1974), White & Chappell (1977, 1983), Ishihara (1977), Hine *et al.* (1978), Beckinsale (1979), Pitcher (1979a, b, 1983), Takarashi *et al.* (1980) e Pankhurst (1979).

Classificação	Tipo "I"	Tipo "S"	Série "Magnetítica"	Série "Ilmenítica"
Tipos petrográficos	dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, monzodioritos, granodioritos e monzogranitos (3b).	tonalitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos (3a).	dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, monzodioritos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos.	idem aos tipos "S", mas termos mais máficos também ocorrem.
Máficos presentes	biotita; hornblenda nas variedades mais máficas.	biotita.	biotita; hornblenda nas variedades mais máficas.	idem aos tipos "S", mas termos mais máficos com têm hornblenda.
Acessórios típicos	titanita, alanita, muscovita (nas variedades extremamente félsicas).	cordierita, granada, muscovita, sillimanita, ilmenita, monazita.	magnetita, titanita, hematita, pirita, epidoto.	ilmenita, pirrotita, grafita.
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol.}$	$\leq 1,1$; geralmente diopsídio normativos.	$> 1,05$; corundum normativos.	$\leq 1,1$.	variável.
$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$	variável, geralmente $\geq 0,2$.	relativamente baixa ($\leq 0,3$).	relativamente alta ($\geq 0,2$).	relativamente baixa ($\leq 0,3$).
$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	0,704 a 0,709	$\geq 0,708$	0,704 a 0,710	$\geq 0,704$
O^{18}/O^{16} (% smow)	6,0 a 10,0	10,0 a 13,0	5,0 a 8,0	7,0 a 13,0
Mineralizações	W, Mo, Cu	Sn	W, Mo, Cu, Au	Sn, W
Outras características	predominam rochas intermediárias ($SiO_2 < 65\%$); limites composicionais amplos; inclusões máficas de aspecto ígneo com hornblenda ("restitos"); diagramas químicos de variação com tendências regulares.	predominam rochas ácidas ($SiO_2 \geq 65\%$); limites composicionais restritos; inclusões metassedimentares ("restitos"); xenocristais de zircão; diagramas químicos de variação em geral muito irregulares.	$\geq 0,1$ modal em minerais opacos.	$< 0,1\%$ modal em minerais opacos.

va, na qual os granitóides orogenéticos são subdivididos em tipo M (derivados do manto ou por processos de hibridismo manto+crosta) e tipo C (derivados da crosta siálica). Os últimos são ainda reclassificados com CI (originados a partir de rochas ígneas) e CS (derivados a partir de rochas metassedimentares).

A síntese apresentada indica que existe certo consenso entre diversos pesquisadores no tocante à existência de duas associações principais de granitóides orogenéticos: a primeira, derivada predominantemente de material siálico (metassedimentar ou meta-ígneo), e a segunda, que agrupa os granitóides derivados em regiões mais profundas, a partir do manto ou de uma crosta inferior primitiva. Vários autores sugerem ainda que a gênese dos granitóides calco-alcalinos (tipo I) deve-se a combinações destes dois ambientes, através da mistura de magmas originados na crosta siálica e no manto e/ou crosta inferior primitiva (e.g., Didier *et al.*, 1982; Wernick, 1984 a).

Em uma recente síntese, onde aborda as características dos diversos tipos de granitóides e os ambientes em que se inserem, Pitcher (1983) reconhece, nas faixas móveis fanerozóicas, diferentes associações "tipo I" e "tipo S" (ver também Hyndman, 1972; Flood & Shaw, 1977, Cambel & Petrick, 1982; Wernick, 1982 a, 1982 b; White & Chappell, 1983; Yagüe *et al.*, 1983 e Chappell, 1984, entre outros). O mesmo autor propõe então subdividir os granitóides-I em dois sub-tipos: I Cordilheirano e I Caledoniano, indicando, assim, os ambientes onde são mais característicos. Os primeiros correspondem às suítes petrograficamente mais variadas (desde gabros e dioritos até granitos s.s.) e apresentariam composição média tonalítica a granodiorítica (e.g., Batólito Costeiro do Peru); os outros agrupariam suítes mais restritas, compostas essencialmente por biotita+hornblenda granodioritos e biotita-granitos (e.g., granitóides variscanianos, do Donegal etc.), apresentando características geoquímicas em parte intermediárias entre o tipo I Cordilheirano e o tipo S (mais detalhes em Pitcher, 1983).

Embora não proponha subdivisões para os granitóides de "tipo S", Pitcher (1983) reconhece a sua grande variabilidade e sugere que estes granitóides constituam uma típica *série granítica*.

Os vários tipos de granitóides não estão distribuídos ao acaso nas distintas faixas móveis. Como acentuara Zwart (1967, ver também Pitcher, 1979 a, 1979 b, 1983), a cada tipo de magmatismo corresponde um ambiente geológico próprio. Pitcher (1983 também 1979 a, 1979 b) correlaciona os principais tipos de granitóides, acima discutidos, com ambientes geológicos mais típicos. A síntese interpretativa proposta por este autor é parcialmente reproduzida na Tabela II, com destaque para os granitóides "tipo" I e S. Deve-se lembrar, entretanto, como o faz Pitcher (1979 b, p.4), que tais modelos são apenas simplificações e, se por um lado identificam algumas características globais, por outro ocultam as características próprias de cada ambiente.

III.2. A REGIÃO DE MORUNGABA: SÍNTESE REGIONAL

A Região de Morungaba situa-se no Bloco Jundiá (Penalva e Wernick, 1973), que se limita ao Norte com o Bloco Pinhal, através da zona de cisalhamento de Jacutinga e, para o Sul, com o Bloco São Roque, pelas zonas de cisalhamento de Jundiuvira e Itu (Hasui *et al.*, 1969). Em direção ao ocidente, as rochas do Bloco Jundiá mergulham suavemente sob os estratos da Bacia Sedimentar do Paraná.

Tal região é tida ainda como parte integrante do Maciço de Guaxupé (Almeida *et al.*, 1976; Wernick, 1978 b).

III.2.1. Mapeamentos Anteriores

A região e áreas vizinhas já foram alvo de vários mapeamentos geológicos. Os primeiros mapas em detalhe (escala 1: 50.000), das regiões de Amparo e Morungaba, foram apresentados por Wernick (1967, 1972 b).

Em 1979, o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) publicou os resultados do Projeto Sapucaí (Cavalcante *et al.*, 1979), que incluem mapeamento em escala 1: 250.000 de extensa área (~70.000 km²), cobrindo grande parte do Nordeste paulista e Sudoeste mineiro. No mesmo ano, este órgão divulgou os mapas geo

Tabela II - Ambientes geológicos e magmatismo associado, com referência especial para o Fanero-zóico (Adaptado de Zwart, 1967; Pitcher, 1979a, 1979b, 1983).

Ambientes (faixa móvel "tipo")	Características tectônicas	Sedimentação	Metamorfismo	Manifestações granitóides	Manifestações vulcânicas	Características dos corpos granitóides
Margem continental ativa (tipo <i>Andino</i>)	Movimentos verticais, encurtamento crustal mínimo. Dobras abertas, sem desenvolvimento franco de foliação estrutural	Vulcanoclástica e clástica platfor-mal em bacias tectô-nicas estreitas e ba-cias liminares	Burial (de carga)	<i>Tipo I Cordilheira-no.</i> Desde gabros e dioritos até grani-tos, com predomínio de tonalitos	Andesitos e daci-tos em grande vo-lume	Grandes batólitos li-neares, múltiplos, co-mo caldeiras compos-tas. Intrusões de-sarmônicas, epizonais. Estruturas vulcâni-cas.
Colisão continen-tal (tipo <i>Hercí-nico</i>)	Movimentos horizon-tais, grande encurta-mento crustal. Dobra-mentos cerrados com desenvolvimento inten-so de foliação e/ou transposição estrutu-raís	Clástica a clasto-química em bacias extensionais	Regional de baixa a média P e média a alta T	<i>Tipo S.</i> Predominam granodioritos e gra-nitos francamente pe-raluminosos. Migma-titos na infra ou me-so estrutura	Lavas silícicas, peraluminosas, muito raras	Batólitos múltiplos, "sheets". Intrusões harmônicas e desarmô-nicas; em geral co-mo diápiros cata-meso- e, mais raramen-te, epizonais.
Soerguimento re-gional pós-coli-são (tipo <i>Caledo-niano</i>)	Movimentos verticais predominantes, tectô-nica tensional. Falhas transcorrentes e de gravidade. Soergui-mento regional	"Molássica", em ba-cias tectônicas	Retrôgrado	<i>Tipo I Caledoniano.</i> Predominam biotita + hornblenda granodio-ritos e granitos. Pe-quenos corpos de ga-bros e/ou dioritos como suítes distin-tas.	Basáltico, de "plateau".	Batólitos múltiplos, "sheets". Intrusões discordantes; em ge-ral diapíricas dis-tensionais

lógicos, em escala 1: 1.000.000, referentes às folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23), que abrangem, além das regiões citadas, o Estado do Rio de Janeiro e, em parte, o Estado do Espírito Santo (Schobbenhaus Fº, 1979).

Em 1981, é divulgada a carta geológica do Brasil em escala 1: 2.500.000 (Schobbenhaus Fº, 1981); simultaneamente, o Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (Pró-Minério) publica cartas geológicas e geomorfológicas do Estado de São Paulo em escalas 1: 500.000 e 1: 1.000.000, respectivamente. Este mesmo órgão estadual, em 1983, promove a 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, durante a qual são apresentadas, entre outras, as folhas de Igaratã, Piracaia, Monteiro Lobato, Camanducaia, Socorro, Mogi-Guaçu, Águas de Lindóia, Caconde e Guaxupê. Mais recentemente, ainda patrocinados por este órgão, Campos Neto *et al.* (1984 a) apresentam a geologia da folha de Bragança Paulista.

Finalmente, abordando a área da Grande São Paulo e arredores, merece destaque o mapeamento inédito realizado por J. M. V. Coutinho (completado em 1980), em escala original 1: 50.000.

III.2.2. Geologia Regional e Trabalhos Anteriores

A geologia regional da região Nordeste do Estado de São Paulo é relativamente bem conhecida em seus aspectos mais gerais; todavia o número de trabalhos mais detalhados é ainda reduzido. Dentro de um contexto maior, a evolução do conhecimento geológico nesta área é discutida em várias obras, como as de Wernick (1967, p. 6-8; 1972 b, p. 4-12), Fiori (1979, p. 40-46), Artur (1980, p. 8-24) e Wernick & Penalva (1980 a). No trabalho de Almeida *et al.* (1981) encontra-se exposta uma síntese dos resultados obtidos até então. Apresenta-se a seguir uma compilação geral, com enfoque especialmente dirigido para as unidades geológicas pertinentes à Região de Morungaba.

A definição das unidades geológicas maiores é dada, principalmente, aos trabalhos de Ebert (1968, 1971), Wernick (1967, 1972 b, 1978 a, 1978 b), Wernick & Penalva (1973, 1978, 1980a,

1980 b), Wernick & Artur (1983), Wernick *et al.* (1976 a, 1981), Cordani & Bittencourt (1967), Cordani *et al.* (1973), Fiori (1979), Fiori *et al.* (1978, 1980), Artur (1980), Hasui (1983) e Campos Neto *et al.* (1984 a). A análise geomorfológica coube, principalmente, a Almeida (1964) e Ponçano *et al.* (1981).

Na Região de Morungaba, as unidades geológicas começaram a ser delineadas com o trabalho de Wernick (1967), que estudou a Região de Amparo sob os aspectos estruturais, petrográficos, estratigráficos e tectônicos. No mapa apresentado, em escala 1: 50.000, já são individualizados o "corpo" granitóide de Jaguariúna e, em parte, o denominado Maciço de Morungaba. No mesmo ano, Cordani & Bittencourt (1967), estudando a geocronologia K/Ar do Grupo Açunguá (posicionado no Ciclo Brasileiro), analisaram algumas amostras de granitoides de Morungaba. Os resultados obtidos permitiram colocá-los como pós-tectônicos dentro do referido Ciclo, com idades entre 580 e 500 m.a.

Ebert (1968, 1971) define o Grupo Amparo, agrupando nele rochas metassedimentares da facies anfibolito médio, expostas na Região de Amparo e vizinhanças ("gnaisses Amparo" de Wernick, 1967). Reúne, também, uma associação de metassedimentitos intercalados no Grupo Amparo (xistos diversos, quartzitos, meta-arcôsis e meta-grauvacas) sob a designação de Grupo Itapira. Os Grupos Amparo e Itapira seriam, segundo o autor, correlacionáveis aos Grupos Barbacena e Andrelândia (do Estado de Minas Gerais), respectivamente.

Wernick (1972 a) descreve e caracteriza petrograficamente várias ocorrências aplíticas e de granitoides pórfiros nas vizinhanças de Amparo, Serra Negra e Valinhos, relacionando-as com a evolução magmática do denominado Maciço de Morungaba. Mais ou menos simultaneamente, Wernick & Fernandes (1972) estudam, através de métodos ópticos, o grau de triclinicidade dos feldspatos potássicos presentes em algumas variedades granitoides de Morungaba. No mesmo ano, Wernick (1972 b) apresenta um estudo detalhado da Região de Morungaba, dando ênfase às rochas granitoides e diferenciando-as conforme critérios facirológicos. É esta a primeira tentativa de um mapeamento mais detalhado de rochas granitoides no Bra

sil. O autor individualiza, ainda, parte do então denominado Maciço de Socorro e o "corpo" de Itatiba.

Wernick & Penalva (1973), com base principalmente nos trabalhos de Wernick (1967), consideram os Grupos Amparo e Itapira equivalentes, agrupando-os sob a designação de Grupo Amparo; simultaneamente, Penalva & Wernick (1973) e Wernick & Penalva (1974), observando a grande abundância de manifestações magmáticas de caráter granitóide e o desenvolvimento conjunto de profusas zonas de migmatização e feldspatização nas regiões de Pinhal e Socorro, identificam "conjuntos granítico-migmatíticos" e os agrupam, informalmente, sob a denominação de Grupo Pinhal.

Wernick *et al.* (1976 a) mostram que as rochas do Grupo Amparo apresentam idades referíveis ao Ciclo Transamazônico, ao obterem uma isócrona Rb/Sr de aproximadamente 2.000 m.a.; tal fato permitiu aos autores a correlação deste Grupo com o Grupo Paraíba (ver Delhal *et al.* 1969; Cordani *et al.* 1973), diferente portanto da proposta por Ebert (cf. acima). Algumas amostras de granitóides de Morungaba posicionaram-se sobre uma isócrona de 690 m.a., o que possibilitou a sua correlação com a "Formação Serra dos Órgãos" (Cordani *et al.* 1973).

Gomes *et al.* (1976) realizam as primeiras análises em feldspatos de rochas granitóides do Grupo Pinhal com microsonda eletrônica, verificando que estes são quimicamente muito homogêneos, e que não existem diferenças químicas acentuadas entre os megacristais e os grãos matriciais das rochas porfiróides. No mesmo ano, Wernick *et al.* (1976 b) analisam estatisticamente a distribuição de megacristais em alguns corpos do denominado Maciço Socorro.

Soares (1976) e Wernick (1977) incluem na definição do Maciço Socorro - agora elevado à categoria de Complexo - um conjunto de rochas metamórficas de grau médio a alto e extensas áreas de migmatitos, com estruturas diversas, associados à importantes manifestações de magmatismo granitóide.

Wernick (1978 a) mostra que as litologias expostas no Maciço de Guaxupé apresentam nítido caráter policíclico. Reconhece quatro unidades, uma referível ao Precambriano Médio (Grupo

Amparo) e outras três do Precambriano Superior (Grupo Pinhal e Formações Pouso Alegre e Eleutério). No mesmo ano, Wernick (1978 b) propõe que o limite do Maciço de Guaxupé seja estendido para Sudeste até a coincidência com o limite entre os Blocos Jundiá e São Roque (cf. acima), sugerindo que as rochas metassedimentares de idades brasileiras estejam restritas à este último. Admite ainda a possível existência de janelas estruturais no Grupo Amparo, nas quais aflorariam rochas arqueanas.

Cavalcante *et al.* (1979), com base nos dados obtidos pelo Projeto Sapucaí, reconhecem a existência dos Complexos Amparo e Itapira, mas tais não correspondem inteiramente aos Grupos homônimos de Ebert (1968, 1971).

Fiori *et al.* (1978, 1980), Fiori (1979), Artur *et al.* (1979), Artur (1980) e Wernick *et al.* (1981) demonstraram, para as regiões Nordeste paulista e Sudoeste mineira, uma complexa evolução policíclica e polimetamórfica. Suas análises estruturais, petrográficas, estratigráficas e geocronológicas permitiram reconhecer que os Ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro são perfeitamente diferenciáveis em termos de unidades litológicas, fases de deformação e eventos tectono-térmicos. Estruturalmente, os três Ciclos caracterizar-se-iam pelas direções estruturais predominantes ENE-EW, NS-EW e NNE-NE, respectivamente. Reconhecem ainda a deformação muito intensa associada ao Ciclo Transamazônico, caracterizada por cisalhamento e transposição extremamente marcados, obliterando, em grande parte, as estruturas mais antigas, possivelmente arqueanas.

Wernick & Penalva (1980 a, 1980 b) estudam o Grupo Pinhal e os granitóides das regiões Sul e Sudeste brasileiras dos pontos de vista geológico, estrutural, petrográfico e genético.

Schobbenhaus *et al.* (1981) propõe que o Grupo Amparo seja elevado à categoria de Complexo, devido às dificuldades práticas para a separação dos núcleos pré-transamazônicos nele presentes. No mesmo ano, Bistrichi *et al.* (1981) reinterpretem os dados geológicos existentes e agrupam os Complexos Amparo, Itapira e Socorro sob a designação simples de Complexo Amparo. Wernick *et al.* (1981), reavaliando dados geocronológicos (particularmente Rb/Sr),

posicionam algumas amostras de granitóides de Morungaba (análises obtidas por Wernick *et al.*, 1976 a) em uma isôcrona de 500 m.a.

Wernick (1982 a, ver também 1982 b), estudando os granitóides brasileiros do Sul do Brasil, identifica três linhas evolutivas, compreendendo granitóides de derivação crustal (a partir de seqüências para- e/ou orto-metamórficas), granitóides vinculados ao manto (originados na crosta inferior e/ou manto superior, envolvendo tipos porfiróides, que podem ou não evoluir para granitóides equigranulares ou inequigranulares de típico aspecto magmático) e granitóides alcalinos (também derivados da interação entre crosta inferior e manto superior).

Wernick (1983) estuda os enclaves presentes em granitóides das regiões Nordeste paulista e Sudoeste mineira e propõe para estes uma classificação genética, através da observação de características estruturais, texturais e petrográficos; fatores que, para o autor, refletem as características genéticas e intrusivas dos corpos magmáticos.

Grossi Sad & Barbosa (1983) propõem o desmembramento do Complexo Amparo, identificando, na região de Socorro, o Complexo Amparo propriamente dito, e o Complexo Mostardas, estratigraficamente colocado como embasamento do primeiro. Este último, formado em ambientes muito típicos (com litologias como grafita-xistos e gonditos), apresentaria desenvolvimento mais intenso de estruturas de cisalhamento (com milonitos e blasto-milonitos) e grau mais elevado de metamorfismo (facies anfibolito alto a granulito).

Hasui (1983) interpretando dados já disponíveis por ocasião da 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica, admite a existência de um conjunto vulcano-plutono-sedimentar pretérito, de idade arqueana, intensamente transformado e reestruturado em eventos bem definidos pré-Jequié, Jequié e Transamazônico. Propõe para este conjunto de rochas a denominação de Complexo Basal que teria desenvolvimento estrutural e petrográfico ligado unicamente a processos intensos de cisalhamento dúctil.

Wernick & Artur (1983) individualizam, para as regiões Nordeste paulista e Sudoeste mineira, várias unidades de su

pra- e infra-estrutura. Neste sentido, o Complexo Amparo (infra-crustal) teria a sua gênese ligada à intensa transposição que teria atuado sobre terrenos arqueanos (no caso, o Complexo Barbacena), enquanto no Grupo Pinhal estariam agrupadas as rochas do Complexo Amparo afetadas por profusa granitogênese brasileira. O Complexo Itapira corresponderia a uma unidade supra-crustal. Para Campos Neto *et al.* (1984 a, ver também Campanha *et al.*, 1983), a separação entre os Complexos Amparo e Itapira é principalmente estrutural: o segundo, tido como integrante do Ciclo Espinhaço (Uruaçuano), apresentaria uma fase de deformação a menos. Adicionalmente, estes autores reduzem o Complexo Mostardas à condição de Formação do Complexo Amparo.

Wernick *et al.* (1984 a) estudam os granitóides e enclaves do Complexo Granítico Socorro (Campos Neto *et al.*, 1984 a), sob os pontos de vista petrográfico e geoquímico, concluindo que estes pertencem à uma categoria de granitóides híbridos, resultado da mistura de magmas crustais e mantélicos. Campos Neto *et al.*, (1984 b) subdividem os "granitóides Socorro" da região de Bragança Paulista em duas suítes principais: Suíte Bragança Paulista e Suíte Salmão. Em áreas vizinhas, reconhecem ainda as Suítes Catapora e Pinhalzinho. A Suíte Bragança Paulista seria constituída de granitóides-I; as demais possuiriam afinidades de tipo-S. Na borda ocidental deste Complexo, Wernick *et al.* (1984 b) reconhecem que existe passagem gradativa de granitóides charnoquíticos marginais para granitóides normais centrais, relacionados entre si por processos de diferenciação magmática em condições especiais.

Wernick (1984 b) estuda diversas suítes de granitóides dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e utiliza, entre outras, metodologias baseadas na análise morfológica de cristais de zircão. Reconhece diversas suítes de origens crustais, mantélicas e híbridas. Para o autor, a zoneografia dos granitóides em escala regional sugere a presença de uma paleozona de Benioff mergulhando para W e uma zona de colisão continental nos arredores da Cidade de São Paulo. Simultaneamente, Wernick (1984 a) idealiza um modelo genético geral para os granitóides calco-alcalinos, caracterizado pela mistura de magmas básicos mantélicos, com magmas ácidos, crustais.

III.2.2.1. As Unidades Geológicas

Na Região de Morungaba, em função dos dados apresentados, podem ser reconhecidas as seguintes unidades geológicas maiores (Figura 2):

- . o Embasamento Cristalino, de idade pré-brasiliana;
- . o Complexo Granítico Socorro, de idades pré-brasiliana a brasileira;
- . o Complexo Granítico Morungaba, de idade brasileira;
- . os "corpos" graníticos de Itatiba e Jaguariúna, também de idade brasileira;
- . como ocorrências subordinadas, seqüências sedimentares e magmáticas relacionadas à Bacia Sedimentar do Paraná, além de diversos depósitos inconsolidados, referíveis conjuntamente ao Fanerozóico.

III.2.2.1.1. O Embasamento Cristalino

Na área em apreço ocorrem, com maior ou menor frequência, unidades lito-estruturais referíveis aos Complexos Metamórficos Amparo, Itapira e Socorro. Sem entrar em discussões mais aprofundadas da literatura, toma-se como referência, para fins descritivos, a subdivisão destes três Complexos proposta por Cavalcante *et al.* (1979; Figura 17), conquanto em nosso mapa geral de localização (Figura 2) estas unidades sejam representadas apenas como embasamento indiferenciado.

O Complexo Amparo

O Complexo Amparo (Ebert, 1968, 1971; Wernick, 1978 a, 1978 b; Cavalcante *et al.*, 1979; Schobbenhaus *Fº*, 1981) domina ao Norte e ao Leste da Região de Morungaba. É constituído essencialmente por biotita e biotita-hornblenda-gnaisses com estruturas finas, listadas ou bandadas, observando-se, com frequência, dobras intrafoliais disruptas. As texturas dominantes são as granoblásticas, cataclásticas e miloníticas, amiúde recrystalizadas.

Os gnaisses são caracterizados mineralogicamente pela predominância generalizada de plagioclásio sobre microclínio (Wernick, 1967). As paragêneses minerais típicas estão representadas por oligoclásio, quartzo e microclínio, acompanhados por quantidades menores de biotita ou biotita e hornblenda; epidoto é encontrado em algumas rochas. De forma subordinada, observam-se às vezes acessórios importantes como muscovita, sillimanita, granada (almandina) e diopsídio. Apatita, zircão e opacos (não identificados), estão geralmente presentes como acessórios menores.

São muito freqüentes intercalações de biotita e/ou muscovita-xistos e gnaisses, quartzitos, quartzo-xistos, rochas calco-silicáticas e mármore. Tais intercalações possuem contatos bruscos ou gradacionais. Litologias de menor expressão compreendem gnditos, metabasitos e metaultrabasitos (Wernick, 1967, 1978 a; Artur, 1980; Campanha *et al.*, 1983). Os biotita-xistos e gnaisses são relativamente mais ricos em minerais máficos, apresentando oligoclásio cálcico, quartzo e biotita, com quantidades subordinadas de granada, hornblenda e microclínio. Apatita, opacos e zircão são acessórios menores. As variedades mais aluminosas podem apresentar, além de biotita e granada, muscovita e sillimanita.

Os quartzitos apresentam quartzo e quantidades menores de oligoclásio cálcico, microclínio, biotita, granada, muscovita e opacos. A mineralogia das rochas calco-silicáticas é mais complexa (Wernick, 1967, 1972 c): de estruturas fitadas e bandadas, apresentam, nos leitos claros, essencialmente andesina, quartzo e feldspato potássico; nos leitos escuros, predominam biotita, granada, hornblenda e diopsídio, com quantidades menores de epidoto, clinozoisita, titanita, escapolita, calcita, alanita e opacos.

No arcabouço constituído pelas rochas descritas, são também comuns as ocorrências de "гнаisses anatexíticos", não faltando na literatura (e.g., Wernick, 1967, 1978 a; Artur 1980) descrições da evolução destes gnaisses para verdadeiros granitóides interpretados como autóctones. Intercalações menos freqüentes compreendem gnaisses graníticos e/ou orto-gnaisses, gnaisses porfiroblásticos e rochas granulíticas e charnoquíticas (Wernick, 1967, 1978 a; Oliveira, 1973; Fiori, 1979; Artur, 1980; Hasui *et al.* 1981;

ver porém Cavalcante *et al.*, 1979 e Campos Neto *et al.*, 1984 a).

A complexidade deste conjunto lito-estrutural pode ser avaliada pelo reconhecimento de mais de uma dezena de associações lito-estruturais, passíveis de mapeamento (Wernick, 1978 a; Artur *et al.* 1979; Fiori *et al.*, 1980; Wernick & Artur, 1983). Da mesma forma, são claras as evidências de evolução policíclica e polimetamórfica complexa (e.g., Wernick, 1978 a; Artur *et al.*, 1979; Fiori *et al.*, 1980; Wernick & Artur, 1983; Grossi Sad & Barbosa, 1983; Campanha *et al.*, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984 a): as estruturas mostram-se intensa e complicadamente redobradas e transpostas e as paragêneses minerais indicam a superposição de condições metamórficas de grau médio sobre outras, anteriores, de mais alto grau (facies anfibolito médio a granulito).

O Complexo Amparo, provavelmente, formou-se durante o Ciclo Transamazônico e pode ser interpretado como resultante da superposição, sobre rochas de Complexos arqueanos, de intensos processos cisalhantes que acarretaram intensa deformação (acompanhada por recristalização e/ou neoformação mineralógica e re-homogeneização isotópica parcial ou total) e transposição estrutural (e.g., Grossi Sad & Barbosa, 1983; Wernick & Artur, 1983; Hasui, 1983; Artur & Wernick, 1984; ver porém Campanha *et al.*, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984 a). Neste sentido, segundo Wernick & Artur (1983) e Artur & Wernick (1984), o Complexo Amparo seria uma "unidade de re-trabalhamento" do Complexo Barbacena (a "associação original"), admitindo-se novamente a correlação proposta por Ebert (1968, 1971).

O Complexo Itapira

O Complexo Itapira (Ebert, 1968, 1971; Cavalcante *et al.*, 1979; Schobbenhaus Fº, 1979; Campos Neto *et al.*, 1984 a) ocorre a Oeste, Noroeste e Nordeste da região em questão. Litologicamente, a ele correspondem xistos diversos (com muscovita e/ou biotita e alguma granada), quartzitos, meta-arcósiolos quartzíticos, biotita e/ou hornblenda gnaisses, migmatitos estromatíticos e frequentes rochas calco-silicáticas. Raramente, são encontradas lentes com actinolita, talco e serpentina, interpretadas como leitos dolomíticos silicificados (Ebert, 1971). As texturas observadas nas

rochas são grano-lepidoblásticas, granoblástico-cataclásticas e miloníticas-blastomiloníticas. Alguns conjuntos lito-estruturais do Complexo Amparo (e.g., Wernick & Artur, 1983) devem constituir, em realidade, unidades do Complexo Itapira, depositadas e metamorfizadas em facies anfibolito durante o Proterozóico Médio (Campos Neto *et al.*, 1984 a).

Estruturalmente, o Complexo Itapira foi definido inicialmente por Ebert (1968, 1971) como um conjunto de seqüências metassedimentares preservadas em estruturas sinclinais isoclinais, cujos anticlinais seriam ocupados de preferência por unidades do Complexo Amparo. Segundo Campanha *et al.*, (1983), a intensa transposição estrutural e o metamorfismo que atuaram sobre os Complexos Amparo e Itapira, igualaram muitas das suas associações litológicas, que apareceriam freqüentemente interdigitadas. O Complexo Amparo apresentaria uma fase de deformação a mais que o Complexo Itapira, sendo, portanto, mais antigo (Fiori, 1979; Campanha *et al.*, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984 a).

O Complexo Socorro

O Complexo Socorro, em sua definição original (Soares, 1976; Wernick, 1977, 1978 a, 1978 b), corresponde essencialmente a um conjunto granítico-migmatítico incluído no Grupo Pinhal (Wernick & Penalva, 1974), com área de distribuição em torno de 5.000 km² (ver Figura 1 em Fiori *et al.*, 1979). Segundo Wernick & Penalva (1980 a, 1980 b), é de constituição muito heterogênea, incluindo tanto rochas granitóides como grandes extensões de rochas do Complexo Amparo, habitualmente migmatizadas pela intensa injeção de material granitóide. Tais manifestações magmáticas estão colocadas no Ciclo Brasileiro (Baicaliano) e são correlacionáveis à "Formação Serra dos Órgãos" (SP-MG) através de dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar (Wernick *et al.*, 1976, 1981).

Recentemente, a sua definição tem sido aprimorada (e.g., Wernick, 1984 a; Wernick *et al.*, 1984 a, e, especialmente, Campos Neto *et al.*, 1984 a) e separa-se atualmente as rochas predominantemente metamórficas (Complexo Metamórfico Socorro) dos grani

tóides (Complexo Granítico Socorro, cf. item III.2.2.1.2).

O Complexo Metamórfico Socorro mostra, litologicamente, o predomínio de variedades gnáissicas e granulíticas, em parte migmatizadas. As rochas gnáissicas apresentam estruturas homogêneas ou estromatíticas e são caracterizadas por intensa foliação cataclástica; as texturas são granoblástico-protomiloníticas ou blastomiloníticas (Cavalcante *et al.*, 1979; Campos Neto *et al.*, 1984 a). Apresentam colorações variadas, de róseas a cinzentas escuras, e composições que variam de tonalíticas a granulíticas. Os máficos típicos são a biotita e a hornblenda, em geral acompanhadas por granada; as variedades mais máficas podem também apresentar clinopiroxênio. Os acessórios menores incluem apatita, zircão e opacos não identificados. Os granulitos, que ocorrem como corpos concordantes alongados a lenticulares, também mostram estruturas muito variáveis, homogêneas ou migmatíticas; as texturas são granoblástico-xenoblásticas a blastomiloníticas (Campos Neto *et al.*, 1984 a). Sua composição é variável, encontrando-se desde termos dioríticos até granulíticos.

Segundo Campos Neto *et al.*, (1984 a), este Complexo não tem ainda uma posição estratigráfica definida, mas pode ser facilmente separado dos Complexos Amparo e Itapira pela presença expressiva de rochas granulíticas, pela ausência de intercalações de xistos, quartzitos, gonditos e meta-ultramafitos; por mostrar metamorfismo em grau mais elevado (anfibolito alto a granulito) e por inexistir nas rochas do Complexo estrutura pretêrita anterior à foliação cataclástica que afetou a todos estes Complexos.

III.2.2.1.2. O Complexo Granítico Socorro

O Complexo Granítico Socorro (Wernick, 1978 a, 1978 b, 1984 a; Wernick *et al.*, 1984 a, 1984 b; Campos Neto *et al.*, 1984 a, 1984 b), corresponde a um conjunto muito diverso de rochas granitóides, incluídas no Grupo Pinhal (Wernick & Penalva, 1974, 1980 a, 1980 b). Apresenta dimensões em torno de 1.700-1.800 km² e a sua porção Sudoeste aflora ao Leste e Sudeste da Região de Morungaba (Figura 2). Segundo os últimos autores, os granitóides são muito

variáveis quanto à sua coloração, granulação, estrutura e textura. Sua composição varia de quartzo-diorítica até granítica (3a); localmente, são observadas variedades sieníticas e quartzo-sieníticas. Pegmatitos, aplitos e granitóides-pôrfiros estão sempre presentes. Os mesmos autores discriminam os seguintes tipos de rochas granitóides:

- . *granitóides porfiróides*, com variedades leuco a hololeucocráticas e estruturas maciças ou foliadas. A composição é predominantemente granítica (3b; ver porém Wernick, 1984 a). Apresentam megacristais centimétricos de feldspato potássico (mais raramente plagioclásio) em matriz quartzo-diorítica a granítica de textura hipautomórfica granular. Os máficos estão representados principalmente por biotita, às vezes acompanhada por hornblenda.
- . *granitóides equigranulares*, com estruturas geralmente maciças e composição modal quartzo-diorítica a granítica. Apresentam texturas que passam de hipautomórfica a pan-xenomórfica granular com o aumento da relação feldspato potássico/plagioclásio. O máfico essencial também é a biotita, menos freqüentemente acompanhada por hornblenda. Algumas variedades são muito ricas em quartzo, que chega a aparecer como megacristal de formas arredondadas.
- . *granitóides pôrfiros*, que ocorrem isolados, como corpos menores e diques. Apresentam geralmente fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em quantidades variáveis; mais raramente são observados fenocristais de minerais máficos (e.g., biotita). A matriz é afanítica ou fanerítica fina a muito fina.
- . *manifestações apliticas e pegmatíticas*, predominantemente quartzo-feldspáticas, são muito variáveis quanto à sua forma, estrutura, contatos e dimensões (ver Figura 4 de Wernick & Penalva, 1980 b).

Vários trabalhos preliminares permitiram algumas in

interpretações das características predominantes no Grupo Pinhal, e, por extensão, no Complexo Granítico Socorro. Wernick & Penalva (1980 a, 1980 b) sugerem que os granitóides representam megadiápiros magmáticos, com extensas auréolas migmatíticas, formados pelo conjunto de várias intrusões polidiapíricas no Ciclo Brasileiro. A origem dos magmas granitóides estaria na base da crosta siálica e o seu mecanismo de ascensão seria ligado à "canais térmicos" relacionados à diversas zonas de ruptura (e.g., Figuras 12 e 13 de Wernick & Penalva, 1980 b). Durante a sua ascensão, lenta, tais massas magmáticas estariam sujeitas a diversos processos petrogenéticos, que incluiriam cristalização fracionada, assimilação de material circunvizinho, recristalização sob condições de fluxo plástico, remobilização, metassomatismo potássico e sódico e vários outros.

Este modelo tem sido sucessivamente revisto e readaptado (Wernick, 1982 a, 1982 b, 1983, 1984 a, 1984 b; Wernick *et al.*, 1984 a, 1984 b; Campos Neto *et al.*, 1984 a, 1984 b). Atualmente, já são reconhecidas diversas suítes, com características petrográficas e geoquímicas próprias que indicam que o Complexo é constituído por granitóides derivados de rochas ígneas e/ou metassedimentares. Segundo Wernick *et al.*, (1984 b), existem transições entre granitóides porfiróides do Complexo (particularmente em sua porção ocidental) e rochas charnoquíticas.

III.2.2.1.3. O Complexo de Morungaba

O Complexo de Morungaba, ocupa a porção central da Região de Morungaba (Figura 2) e foi mapeado e estudado em detalhe por Wernick (1972 a, 1972 b); Wernick & Fernandes (1972) e Wernick *et al.*, (1976 a, 1981), sendo então tido como parte integrante do Complexo Socorro. Recentemente, foi em parte reestudado por Wernick (1982 a, 1982 b, 1983, 1984 a) e Campos Neto *et al.*, (1984 a). A seguir apresenta-se um resumo de suas características principais, baseado principalmente no trabalho de Wernick (1972 b).

A forma do Complexo permite subdividi-lo em três partes principais. A primeira, ao Sul, é de forma grosseiramente

retangular. A segunda, ao Norte, com forma de paralelogramo, é se-
parada da primeira por uma faixa gnáissica denominada de "lente
gnáissica de Joaquim Egídio". A terceira, com forma lenticular, pro-
jeta-se, com direção NE, a partir da extremidade Nordeste do Com-
plexo (Figura 2). No total, as áreas de exposição das rochas grani-
toides cobrem perto de 330 km².

A orientação geral do Complexo é grosseiramente con-
cordante com os padrões estruturais regionais, de direção preferen-
cial N-NE. Os contatos das rochas granitoides com as encaixantes
são, em grande parte, de natureza tectônica, particularmente os
ocidentais e os setentrionais. São diferenciados, com base em cri-
térios puramente geológicos, dois grupos de rochas granitoides (pa-
ra localização, ver Figura 2):

- . granitoides com megacristais de microclínio, subdivididos em
variedades deno-
minadas de "porfiroblásticas", "micro-porfiroblásticas" e
"de transição" entre os tipos anteriores;
- . granitoides equigranulares, por sua vez subdivididos em va-
riedades "rôseas", "cinzentas", a
"dois feldspatos" e "mesocráticas" (com mais de 10% de mine-
rais máficos).

A maioria das variedades equigranulares apresenta es-
truturas maciças; as que contêm megacristais podem ser maciças ou
foliadas.

A análise petrográfica modal demonstra que predomi-
nam os granitos 3b (Streckeisen, 1976). Mineralogicamente, são ti-
pificados pela presença de microclínio, plagioclásio (geralmente
oligoclásio) e quartzo; biotita, o máfico principal, é acompanhada
por hornblenda nos tipos dioríticos e/ou granodioríticos. Os aces-
sórios compreendem, principalmente, titanita, alanita, muscovita,
apatita, zircão e opacos não identificados.

O citado autor entende que as variedades "rôseas",
"cinzentas", a "dois feldspatos" e "micro-porfiroblásticas" repre-
sentam intrusões pós-tectônicas. As variedades "micro-porfiroblás-

Figura 2. Mapa geológico da Região de Morungaba (segundo Wernick, 1972 b, parcialmente modificado segundo Coutinho, inédito).

ticas" seriam produto de feldspatização local de granitóides "cinzentos". Em contraste, as variedades "mesocráticas", "porfiroblásticas" e "de transição" representariam intrusões tardi-tectônicas, afetadas por uma feldspatização regional progressiva que, atuando sobre os tipos "mesocráticos", culminaria com a geração das rochas "de transição"; as variedades "porfiroblásticas" compreenderiam, neste esquema, um estágio intermediário.

A feldspatização regional, posterior à gnaissificação apresentada pelas rochas portadoras de megacristais, seria simultânea ou posterior às fases finais dos dobramentos regionais e anterior às intrusões pós-tectônicas. A feldspatização de caráter mais local antecede as deformações pós-cristalinas e as intrusões dos granitóides-pórfitos e aplitos.

A análise preliminar de características do estado estrutural dos feldspatos potássicos (Wernick & Fernandes, 1972), realizadas por via óptica, mostram triclinicidades baixas a altas, supostamente condicionadas pelos fenômenos metassomáticos.

Mais recentemente, reavaliando dados anteriores, Wernick (1982 a, 1982 b, 1983, 1984 a, 1984 b) exclui os processos metassomáticos como mecanismos genéticos de maior importância e admite que os granitóides do Complexo de Morungaba têm origem magmática, através da mistura de magmas siálicos e mantélicos. Campos Neto *et al.*, (1984 a) mapeiam algumas facies porfiróides e equigranulares que afloram na folha de Bragança Paulista e as posicionam nos estágios sin-orogênico tardio a pós-orogênico do Ciclo Brasileiro.

III.2.2.1.4. Os "corpos" de Itatiba e Jaguariúna

Estes dois "corpos" localizam-se, respectivamente, ao Sul e ao Nordeste do Complexo de Morungaba (Figura 2). São ainda pouco conhecidos; uma rápida caracterização é encontrada em Wernick (1967, 1972 b).

O "corpo" de Itatiba é constituído por granitóides equigranulares de colorações róseas e cinzentas; o de Jaguariúna

apresenta essencialmente variedades com megacristais.

J.M.V. Coutinho (inédito) conecta o "corpo" de Itatiba com o Complexo de Morungaba, mapeando ainda alguns outros "corpos" menores indistintos (Figura 2).

III.2.2.1.5. As Rochas Fanerozóicas

Compreendem rochas sedimentares e magmáticas relacionadas à Bacia Sedimentar do Paranã e sedimentos recentes.

As rochas sedimentares estão representadas pelo Grupo Tubarão, sob a forma de argilitos, siltitos e raros conglomerados flúvio-glaciais da Formação Itararé (Landim, 1976, *apud* Wernick, 1972 b). As rochas magmáticas são basálticas e ocorrem como sills e diques; foram caracterizadas e descritas por Wernick (1967).

Os sedimentos recentes, do Neoceno, são de ocorrência relativamente freqüente, em particular ao longo do vale do rio Jaguari, onde capeiam as rochas cristalinas situadas em cotas inferiores a 700 m (Wernick, 1967). Estudos mais pormenorizados destes depósitos devem-se, sobretudo, a Penalva (1964), Christofoletti e Queiróz Neto (1966), Melfi *et al.*, (1966), Carvalho *et al.*, (1967) e Fúlfaro & Suquio (1968). São sedimentos pouco consolidados, com as estruturas sedimentares pobremente desenvolvidas. Consistem de argilas, areias e cascalhos e normalmente são isolados das rochas subjacentes por linhas de seixos e cascalheiras.

A estes, somam-se os aluviões observados ao longo das drenagens atuais (Wernick, 1967), mostrando constituição semelhante e rápidas variações faciológicas laterais e verticais.

III.3. ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Na Região de Morungaba, o clima é sub-tropical, caracterizado pela alternância de duas estações bem definidas, com uma época seca, de abril a setembro e outra, chuvosa, no intervalo entre os meses de outubro e março. As médias pluviométricas situamse

-se entre 1300 e 1400 mm anuais. Em termos de balanço hídrico, apresenta um leve desequilíbrio negativo (Instituto Brasileiro do Café, 1973).

Na área de predomínio de rochas granitoides, a vegetação tornou-se rala devido ao desmatamento, havendo amplo predomínio de capoeiras e pastos; apenas ao longo dos vales são encontradas áreas reduzidas de mata. São poucos os locais que ainda mostram floresta mesófila; algumas áreas estão cobertas por reflorestamento (*Eucalyptus*).

A observação da topografia, com auxílio da folha Valinhos, em escala 1: 50.000 (ver Anexo II), mostra, como regra quase geral, que as rochas granitoides se destacam no relevo, ficando claramente marcados os contatos externos do Complexo; as observações de campo confirmam plenamente esta característica. Nota-se, porém, que a influência maior é devida aos contatos tectônicos; nas áreas onde os contatos intrusivos são predominantes, os contrastes de relevo são menos acentuados.

O principal acidente topográfico na parte Sul do Complexo de Morungaba é a Serra de Atibaia, grosseiramente orientada segundo SW-NE. Apresenta cotas máximas da ordem de 950 m e declividades (razão entre diferença de cota e unidade planimétrica) que atingem valores entre 0,25 e 0,30 na sua vertente oriental. Partindo-se da Serra de Atibaia para W encontram-se, sucessivamente, as Serras dos Lopes, do Morro Grande e dos Cocais; esta última, limite ocidental do Complexo, apresenta disposição arqueada, curvando-se gradualmente para SE em sua extremidade meridional.

Na parte Centro-Leste do Complexo, as elevações que constituem a Serra das Cabras atingem cotas em torno de 1.050 m. Esta serra, fortemente arqueada, é um exemplo marcado de assimetria, de tal maneira que o seu limite oriental (também limite do Complexo) apresenta vertentes muito abruptas, com declividades que ultrapassam 0,30, enquanto que a parte interna do arco, voltada para as rochas menos resistentes que compõem, para W, a lente gnáissica de Joaquim Egídio, mostra declividades muito menores.

As cotas mais elevadas do Complexo são encontradas

nos seus extremos Norte e Nordeste, atingindo 1.100 m no Alto da Areia Branca, acidente que se dispõe orientado grosseiramente segundo SWW-NEE.

As áreas de ocorrência predominante de rochas do em basamento (geralmente gnáissicas) situadas no interior do Complexo, caracterizam-se por apresentar morros em geral mais simétricos, que raramente ultrapassam cotas de 800 m e declividades de 0,1.

Em diversos locais são observados ainda pequenos morotes simétricos, alongados, sustentados por veios de quartzo, faixas miloníticas, ou por rochas de dique.

As diversas serras apresentam-se, freqüentemente com os topos nivelados e, quando observadas em conjunto (ver Anexos I e II), nota-se o aumento gradual das cotas em direção ENE, fato já descrito na região e vizinhança por diversos autores (e.g., Almeida, 1964).

Os *afloramentos in situ* são observados tanto nos topos dos morros, como nas partes superiores das vertentes, onde ocorrem (particularmente ao Sul) sob a forma de extensos lajotões. Em sua grande maioria porém, os afloramentos visitados correspondem a blocos de formas e dimensões variáveis, concentrados, principalmente, nas partes superiores das vertentes, onde repousam sobre solo arenoso, imaturo. A paisagem é, assim, tipicamente granítica. Os melhores afloramentos com rochas frescas são observáveis ao longo das principais rodovias (SP-65 e SP-360), em pequenas pedreiras localizadas (dedicadas à produção de lajes e blocos) ou em pedreiras de maior porte (dedicadas à produção de brita ou blocos para exportação).

A *drenagem* na área em questão é realizada, principalmente, pelos rios Atibaia, Jaguari e seus afluentes (ver Anexo II). Estes dois rios cortam o Complexo transversalmente, nas cotas de 610 e 640 m a jusante e 700 e 740 m a montante. Nas áreas de domínio dos granitóides, a rede de drenagem desenha padrões sub-paralelos a sub-retangulares, com disposição N-S predominante; padrões dendríticos desenvolvem-se apenas em afluentes muito pequenos, de 3.^a ou 4.^a ordens. Nas áreas de predomínio das rochas do embasamento,

a drenagem é sub-dendrítica a sub-retangular.

Vale a pena ressaltar a elevada densidade de drenagem na lente gnáissica de Joaquim Egídio, que, com sua forma alongada e rebaixamento topográfico em relação aos granitóides circunvizinhos, constitui uma verdadeira "sub-bacia" hidrográfica.

Nas zonas marginais do Complexo, os contatos com as rochas encaixantes são marcados com boa aproximação pelos traços de drenagem (e.g., ao Norte e Sudeste, ver Anexo II). Para Sul, os cursos de água periféricos desenvolvem padrões anelares centrífugos muito típicos.

No interior do Complexo, os traços de drenagem mais extensos e lineares ocupam, normalmente, os vales mais fechados e simétricos, que correspondem à linhas de falhas e/ou fraturas. Os vales mais amplos contêm, por vezes, rochas do embasamento expostas nas partes inferiores das vertentes; nestes casos, o contato destas com as rochas granitóides é normalmente marcado por uma leve inflexão no perfil da vertente.

A disposição dos elementos do relevo na região — constituinte da Zona Cristalina do Norte (Almeida, 1964), posteriormente desmembrada em Zona do Planalto de Jundiá e Serrania de Lindóia por Ponçano *et al.* (1981) — indica que os fatores geomorfológicos principais estão relacionados ao progressivo recuo da borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná (Almeida, 1964). Este recuo é explicado pela epeirogênese positiva que a região vem experimentando, acarretando, assim, a exposição de antigas superfícies de erosão, como a de Itaguá (Almeida, 1964). Tal superfície, de idade mínima carbonífera, seria responsável pelo nivelamento topográfico observado na região e vizinhanças, com leve gradiente positivo em direção E-ENE. Efeitos semelhantes são observados em grande parte da borda E da Bacia (e.g., Wernick, 1967; Artur, 1980).

Segundo Almeida (1964), a origem das formas topográficas maiores desta região e vizinhanças devem ser associadas, principalmente, às deformações pós-cretácias, à superimposição de uma drenagem pretérita a partir da cobertura paleozóica da superfície Itaguá e ao entalhe, por erosão diferencial, das estruturas

precambrianas expostas nesta superfície.

III.4. DADOS GEOCRONOLÓGICOS DE GRANITÓIDES BRASILIANOS DAS REGIÕES SUL E SUDESTE BRASILEIRAS

O número de dados geocronológicos existentes para os granitóides brasileiros destas regiões é ainda reduzido, mas já possibilitou diversas interpretações. A título de comparação, apresenta-se a seguir algumas destas sínteses preliminares.

No Grupo Acungui, Estado de São Paulo, Cordani & Kawashita (1971), através de estudos pelo método Rb/Sr , conseguem discriminar uma fase tardi-tectônica (610 m.a.) e outra, pós-tectônica principal, em torno de 540 m.a., para as intrusões graníticas ali presentes. Hasui & Hama (1972) e Hasui (1973), analisando alguns granitóides intrusivos no Grupo São Roque, pelo método K/Ar , classificam as rochas intrusivas em sin-tectônicas para-autóctones (645 m.a.), tardi- a pós-tectônicas (605 m.a.) e tipicamente pós-tectônicas (560 m.a.).

Na região limítrofe entre os Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, Cordani *et al.*, (1973), dispondo de dados K/Ar , Rb/Sr e U/Pb , determinam na "Formação Serra dos Órgãos" (ver item III.2.2) uma idade de 620 m.a. para os "gnaisses sin-tectônicos"; as intrusões pós-tectônicas teriam idades em torno de 550 m.a.. Re conhecem ainda um amplo intervalo de tempo, da ordem de 50 m.a., representativo do resfriamento e soerguimento regionais.

Já no Estado do Paraná, na região compreendida pela folha Curitiba (DNPM, 1: 1.000.000), Cordani (1974) delimita uma fase sin-tectônica principal (650 m.a.), outra tardi-tectônica (605 m.a.) e, uma derradeira, pós-tectônica (540 m.a.); soerguimento e resfriamento regionais limitar-se-iam ao intervalo entre 500 e 450 m.a.

Mais recentemente, Sartori (1978), analisando os dados K/Ar e Rb/Sr do Complexo São Sepê (RS), conjuntamente com os existentes para o Sudeste brasileiro, propõe limites gerais para toda a "Região Orogênica do Sudeste" (termo equivalente ao "Cintu

ção Orogenética Ribeira", proposto por Almeida *et al.*, 1973).

Os dados obtidos e as interpretações propostas são apresentados, de forma resumida, no quadro da Figura 3. Observa-se a falta de consenso entre os vários pesquisadores, particularmente no que se refere ao posicionamento relativo entre as fases tardi- e sin-tectônica. Sartori & Ruegg (1979) estendem, posteriormente, a fase sin-tectônica para o limite inferior de aproximadamente 700 m.a.. Mais recentemente, Jost *et al.*, (1984) interpretam novos dados para a parte oriental do Escudo Sul-Riograndense e estabelecem novos limites para esta região, admitindo uma fase sin-tectônica (700 - 630 m.a.), uma fase transicional precoce (630 - 580 m.a.), uma transicional tardia (580 - 570 m.a.) e uma pós-tectônica, com aproximadamente 570 m.a.; mantêm os limites estabelecidos por Sartori (1978) e Sartori & Ruegg (1979) para a região ocidental daquele escudo.

Desta forma, não existe, aparentemente, sincronismo na colocação dos corpos granitóides brasileiros das regiões Sul e Sudeste brasileiras (Sartori, 1978). As tentativas de definição cronológica dos pulsos magmáticos parecem ainda prematuras, já que é insuficiente a quantidade de dados geológicos, petrográficos e até geocronológicos, para avaliar corretamente a história evolutiva das rochas granitóides no seu contexto geotectônico.

Por outro lado, é evidente que as classificações dos granitóides em sin-, tardi- e pós-tectônicos são ainda feitas com poucos fundamentos de tipo geológico e estrutural.

Figura 3. Quadro ilustrativo da evolução temporal do magmatismo granitóide para as regiões Sul e Sudeste brasileiras durante o Evento Brasiliano.

CAPÍTULO IV

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO COMPLEXO DE MORUNGABA

O Complexo de Morungaba é constituído por grande número de facies granitóides e, de forma subordinada, por intercalações de rochas do embasamento. Neste capítulo, são descritas as principais características geológicas e algumas petrográficas dos granitóides, seguido por uma breve caracterização das rochas metamórficas do embasamento.

IV.1. AS FACIES GRANITÓIDES

As facies que compõem o Complexo Intrusivo de Morungaba são principalmente rochas granitóides (Streckeisen, 1976) e raras rochas dioríticas.

As facies diferenciadas foram divididas em dois grandes grupos, o das *equigranulares* e o das *inequigranulares*, cada qual com várias outras subdivisões (ver no item II.1.3. os critérios para a definição de facies petrográficas). São reconhecidas, no total, *trinta e uma* variedades distintas, cuja nomenclatura é apresentada na Tabela III.

Entre os granitóides equigranulares, são caracterizados melagranitóides de granulações finas e grossas, granitóides a "dois feldspatos" de granulações médias a grossas, variedades róseas, brancas e cinzentas de granulações finas a médias e ainda granitóides-pórfiros. Como se observa (ver também Tabela IV), estão igualmente incluídas neste grupo algumas facies inequigranulares (e.g., granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos III e granitóides-pórfiros), justificando-se tal procedimento pela íntima associação destas rochas com os tipos equigranulares. Os grani

Tabela III - Nomenclatura das facies granitóides do Complexo de Morungaba.

I. GRANITÓIDES EQUIGRANULARES

	<i>Melagranitóides</i>	<i>Granitóides Leucocráticos</i>	<i>Granitóides Holo-leucocráticos</i>
<i>de granulação grossa</i>		a "dois feldspatos" róseos grosseiros III	a "dois feldspatos" róseos grosseiros I a "dois feldspatos" róseos grosseiros II
<i>de granulação média a grossa</i>	melagranitóides	a "dois feldspatos" cinzentos I a "dois feldspatos" cinzentos II	a "dois feldspatos" róseos I
<i>de granulação média</i>	---	róseo-acinzentados manchados	a "dois feldspatos" róseos II a "dois feldspatos" brancos a "dois feldspatos" manchados a "dois feldspatos" orientados a "dois feldspatos" Norte róseos róseos com biotita róseos manchados cinzentos cinzentos mosqueados II brancos
<i>de granulação fina a média</i>	melagranitóides	cinzentos mosqueados I	---
<i>de granulação fina</i>	---	róseos com biotita róseo-acinzentados cinzentos mosqueados	róseos cinzentos granitóides-pórfiros I granitóides-pórfiros II

II. GRANITÓIDES INEQUIGRANULARES

- Porfiríticos maciços
- Porfiríticos orientados I
- Porfiríticos indiscriminados

tóides inequigranulares reúnem, por sua vez, rochas predominantemente porfiríticas, com granulações médias a grossas.

Na Tabela IV, são destacadas as principais características macroscópicas de cada uma destas facies, bem como a sua classificação petrográfica (Streckeisen, 1976; ver também Capítulo V).

Orientação estrutural

Na maioria das vezes, os granitóides mapeados possuem estruturas maciças; os tipos orientados são poucos (cf. Tabela IV). São tipicamente orientados alguns granitóides a "dois feldspatos" (os cinzentos I e II, os róseos grossos III e os "orientados") e os porfiríticos orientados I. Nos demais tipos, observam-se estruturas orientadas apenas localmente, como nas zonas de contato ou nos locais onde os granitóides contêm abundantes enclaves orientados (e.g., Figura 4). Algumas rochas de dique também mostram orientação.

As estruturas mais frequentemente observadas são as planares (foliação), devidas, sobretudo, à disposição de feldspato potássico e minerais máficos. Lineações são observadas ocasionalmente nas rochas porfiríticas e em alguns tipos equigranulares, definidas, no primeiro caso, pela orientação de megacristais de feldspato potássico e, no segundo, pela distribuição de enclaves. As atitudes das estruturas foram medidas apenas em alguns casos, porque a maioria dos afloramentos é constituída de blocos que provavelmente sofreram movimentação.

Nas facies porfiríticas e nas a "dois feldspatos" cinzenta II e orientada, dominam as foliações com direções NE, concordantes com os padrões do embasamento vizinho e com os de zonas de cisalhamento importantes (ver Figura 10 e Anexo I). Os granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos III apresentam, por sua vez, direções preferenciais N-S; nos cinzentos I, não foi possível estabelecer nenhum padrão mais definido, observando-se apenas a acentuação da foliação com a proximidade dos seus contatos com o embasamento. As foliações nas rochas de dique, quando presentes, são, apa

rentemente, paralelas aos seus contatos laterais.

Outras estruturas, de origem secundária, associam-se à zonas de falhas e fraturas e serão comentadas posteriormente.

Enclaves e Segregações

São observados com freqüência em várias das facies mapeadas.

Os enclaves (Didier, 1973) são divididos neste trabalho em quatro tipos principais: os *xenólitos*, os enclaves *alongados*, os *microgranulares escuros* e os *microgranulares claros*.

Os *xenólitos* são enclaves das rochas do embasamento e encontram-se concentrados nas zonas marginais dos granitóides; são, portanto, comentados no item que versa sobre os contatos destes com as rochas do embasamento.

Os *enclaves alongados* caracterizam-se pela sua forma elíptica a alongada quando observados em secção, o que sugere uma forma tridimensional oblata. Suas dimensões são em geral centimétricas, e os contatos com as encaixantes são mais ou menos bruscos. Mineralogicamente, predomina a biotita; plagioclásio é mais raro. Estes enclaves são encontrados, amiúde, nas variedades porfiríticas e em várias facies a "dois feldspatos" (cinzentas I, II, róseas grossas III etc.). Nas facies porfiríticas, os enclaves apresentam freqüentemente megacristais de feldspato potássico (e.g., Figura 5) morfologicamente semelhantes aos encontrados nas rochas. Conjuntos de enclaves alongados, junto com "schlieren" e xenólitos são por vezes encontrados como "enxames" nas zonas de contato com o embasamento.

Os *enclaves microgranulares escuros* possuem coloração cinzenta média a muito escura, granulação fina e formas arredondadas a ovaladas ou algo mais irregulares. Suas dimensões variam de centimétricas a decimétricas e os contatos com as rochas hospedeiras são bruscos ou irregulares. Macroscopicamente, destaca-se a biotita. Estes enclaves são encontrados nas facies a "dois

Tabela IV

Características Macroscópicas das Facies

Facies	Coloração	Índice de cor	Granulação	Máficos principais	Acessórios típicos	Aspectos texturais dos máficos e acessórios	
1) Granitóides Equigranulares							
Melagranitóides							
médios a grossos	cinzenta a escura	média	10 a 30	média a grossa	biotita, anfíbolo	titanita	placas e prismas regularmente dispersos; biotita maior.
finos a médios	cinzenta a escura	média	10 a 40(7)	finos a média	biotita, anfíbolo	-	regularmente distribuídos e em glomérulos.
Granitóides hololeucocráticos a leucocráticos de granulação grossa							
a "dois feldspatos" róseos grossos III	rósea clara	5 a 15	grossa	biotita	titanita	-	agrupamentos e cordões intersticiais; biotita mais raramente isolada.
a "dois feldspatos" róseos grossos II	rósea	<5	grossa	biotita	titanita	-	biotita isolada ou agrupada com outros máficos intersticiais.
a "dois feldspatos" róseos grossos I	róseo-avermelhada	<5	grossa	biotita, frequentemente cloritizada	às vezes pirita	-	predominam placas isoladas de biotita.
Granitóides hololeucocráticos a leucocráticos de granulação média							
a "dois feldspatos" cinzentos I	rósea a róseo-acinzentada	5 a 15	média a grossa	biotita	titanita	-	agrupamentos e cordões intersticiais; biotita também isolada.
a "dois feldspatos" cinzentos II	cinzenta a rosada	5 a 15	média a grossa	biotita	titanita	-	como anterior; predominam os cordões.
a "dois feldspatos" róseos I	rósea	<5	média a grossa	biotita	-	-	geralmente placas isoladas.
Granitóides hololeucocráticos de granulação média							
a "dois feldspatos" róseos II	rósea	<5	média	biotita	às vezes titanita	-	biotita em placas isoladas ou agrupadas.
a "dois feldspatos" brancos	branca a rósea	<5	média	biotita	-	-	em agrupamentos e placas regularmente distribuídos.
a "dois feldspatos" manchados	rósea	<5	média	biotita	-	-	"manchado", algumas placas maiores, isoladas, de biotita.
a "dois feldspatos" orientados	cinzenta a rósea	<5	média	biotita, muscovita	-	-	regularmente distribuídos.
a "dois feldspatos" Norte	branco-acinzentada a rósea	<5	média	biotita	muscovita	-	regularmente distribuídos.
róseos	rósea a avermelhada	<3	média	biotita, frequentemente cloritizada	às vezes muscovita	-	isolados ou em pequenos grupos intersticiais.
róseos com biotita	rósea	<5	média	biotita fresca	-	-	predominam placas isoladas.
róseos manchados	rósea	<5	média	biotita	às vezes muscovita	-	"manchado".
cinzentos	cinzenta clara	<5	média	biotita, muscovita	às vezes granada	-	em palhetas isoladas; muscovita também em agregados.
cinzentos mosqueados II	cinzenta clara	<5	média	biotita, muscovita	granada	-	como a anterior; também em glomérulos.
brancos	branca a rosada	<5	média	biotita, frequentemente cloritizada	-	-	isolados ou em pequenos grupos intersticiais.

Cor dos feldspatos plagioclásio (P), felds- pato potássico (A)	Megacrístais	Classificação petro- gráfica (IUGS)	Outras Características
branca a cinza (P)	-	quartzó-dioritos e quartzó-monozóioritos	contém glomérulos milimétricos escuros, irregula- res, regularmente distribuídos, com anfibólio e biotita. Raros enclaves microgranulares escuros. Estrutura maciça
branca a cinza (P)	-	dioritos, quartzó-dio- ritos, quartzó-monzo- dioritos, granodior- itos e granitos 3b	contém glomérulos submilimétricos a milimétricos, irregulares, ricos em anfibólio. Associam-se a rochas do embasamento. Estrutura maciça a orien- tada
branca (P), rósea (A)	feldspato potássico idimórfico	quartzó-monzonitos e granitos 3b	quartzó (15-25%) intersticial. Textura porfirí- tica. Contém enclaves microgranulares claros, en- claves alongados e schlieren. Estrutura incip- iente a fortemente orientada
branca (P), rósea- avermelhada (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-35%) intersticial e em "massas" irr- gulares. Textura com tendência a porfirítica (feldspato potássico). Contém enclaves microgra- nulares claros. Estrutura maciça
incolor a branca (P), rósea-avermelhada (A)	-	granitos 3b, raramen- te 3a	semelhante à anterior; são mais pobres em pla- gioclásio e não apresentam enclaves microgranula- res. Estrutura maciça

a grossa

branca (P), rósea (A)	-	quartzó-monzonitos e granitos 3b	quartzó (15 a 25%) predominantemente intersti- cial. Textura com leve tendência a porfirítica (feldspato potássico). Contém xenólitos, encla- ves alongados e schlieren. Facies geralmente mag- mática. Estrutura incipiente a fortemente orien- tada.
branca (P), branca a rósea (A)	-	quartzó-monzonitos e granitos 3b	semelhantes à anterior; são um pouco mais finos. Associam-se aos tipos porfiríticos. Estrutura orientada
branca (P), rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-30%), às vezes globular, também em "massas" irregulares. Estrutura maciça
branca a rósea (P), rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (25-35%) é geralmente globular. Estru- tura maciça
branca (P), branca a rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-30%), às vezes globular. Estrutura maciça
branca, cinza ou ró- sea (P), rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-30%) intersticial e como pequenos glóbu- los. Podem conter enclaves microgranulares escu- ros e glomérulos máficos com biotita. Estrutura maciça
cinza a branca (P), branca a rósea (A)	-	granitos 3b	restritos a parte NE do Complexo. Estrutura in- cipiente a fortemente orientada
branca (P), rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-30%), às vezes globular. Estrutura maciça a pouco orientada. Restritos a parte NE do Complexo
incolor a rósea (P), rósea (A)	-	granitos 3b	quartzó (25-40%), normalmente globular. Contém xenólitos nos contatos com embasamento. Estru- tura maciça
incolor a rósea (P), rósea (A)	-	granitos 3b	semelhantes à anterior, podem conter schlieren. Estrutura maciça
incolor a branca ou rósea (P), rósea (A)	raros, de feldspato potássico idimórfico	granitos 3b	quartzó com aspecto globular menos evidente que nos demais róseos. Estrutura maciça
branca (P), branca a levemente rosada (A)	-	granitos 3b	quartzó (20-35%) como massas irregulares; raros glóbulos. Podem conter enclaves microgranulares escuros. Estrutura maciça
branca (P), branca a rósea (A)	-	granitos 3b	ricos em glomérulos máficos com biotita + musco- vita + grenada; raros enclaves microgranulares escuros e glomérulos com biotita. Estrutura ma- ciça
branca (P), branca a rósea (A)	-	granitos 3b	diferencia-se de facies rósea somente pela cor. As variedades associadas às facies cinzentas con- têm enclaves microgranulares escuros; as outras contêm xenólitos. Estrutura maciça

Tabela IV (continuação)

Facies	Coloração	Índice de cor	Granulação	Máficos principais	Acessórios típicos	Aspectos texturais dos máficos e acessórios
<i>Granitóides leucocráticos de granulação fina a média</i>						
róseo-acinzentado dos manchados	róseo-acinzentado	5 a 10	média	biotita	-	"manchado", também placas maiores, isoladas, de biotita.
cinzentos mosqueados I	cinzenta	5 a 15	fina a média	biotita	-	biotita em palhetas isoladas e como placas maiores nos glomérulos.

Granitóides leucocráticos de granulação fina

rúseos com biotita	rúsea	5 a 10	fina	biotita	-	em palhetas isoladas e glomérulos.
rúseo-acinzentados	rúseo-acinzentado	5 a 10	fina	biotita	às vezes muscovita	leve aspecto "manchado"; placas maiores de biotita regularmente distribuídas.
cinzentos mosqueados	cinzenta média	5 a 10	fina	biotita	biotita	palhetas regularmente distribuídas e glomérulos.

Granitóides hololeucocráticos de granulação fina

rúseos	rúsea	< 5	fina	biotita, frequentemente cloritizada	às vezes muscovita	regularmente distribuídos.
cinzentos	cinzenta clara	< 5	fina	biotita, muscovita	rara granada	diminutas palhetas regularmente distribuídas.
granitóides-pórfiros I	rúsea	< 5	fina	biotita, frequentemente cloritizada, muscovita	pirita	regularmente distribuídos.
granitóides-pórfiros II	rúsea a cinzenta	< 10	fina a afanítica	biotita	-	-

II) Granitóides Inequigranulares

porfiríticos mal classificados	cinzento-esbranquiçado a róseo-avermelhado	5 a 15	grossa a muito grossa	biotita, raramente anfíbólio	titanita	em grupos e cordões intersticiais, raramente biotita isolada.
porfiríticos orientados I	cinzento-esbranquiçado a róseo	5 a 15	grossa	biotita	titanita	predominam cordões intersticiais
porfiríticos indistintos	cinzento-esbranquiçado a róseo-avermelhado	20	média, grossa a muito grossa	biotita, raramente anfíbólio	às vezes titanita	diversos

Cor dos feldspatos, plagioclásio (P), felds- pato potássico (A)	Megacristais	Classificação petro- gráfica (IUGS)	Outras Características
rósea a cinzenta (P), rósea (A)	-	granodioritos e gra- nitos 3b	quartzo (20-30%), como "massas" irregulares e pe- quenos glóbulos. Contém enclaves microgranula- res escuros e glomérulos com biotita. Estrutura maciça
branca (P), branca (A)	-	granodioritos e gra- nitos 3b	ricos em glomérulos máficos milimétricos, irregu- lares, com biotita. Contém enclaves microgranu- lares escuros. Estrutura maciça
rósea (P), rósea (A)	-	granitos 3b	contém glomérulos máficos com biotita. Estrutura maciça
cinza a branca (P), rósea a cinza (A)	raros, de feldspato potássico idiomórfico	granitos 3b	semelhante à variedade de granulação média; en- claves microgranulares mais raros. Estrutura ma- ciça
branca a cinza (P), branca (A)	-	granodioritos e gra- nitos 3b	equivalentes de granulação fina da variedade cin- zenta mosqueada 1. Estrutura maciça a orientada.
incolor (P), rósea a vermelha (A)	-	granitos 3b	equivalentes da variedade rósea de granulação mé- dia. Estrutura maciça
branca (P), branca a rósea (A)	raros, de muscovita	granitos 3b	equivalentes da variedade cinzenta de granulação média. Estrutura maciça
rósea (A)	quartzo e feldspatos	granitos 3b, 3a	ricos em fenocristais globulares de quartzo. Con- tém pequenas "miarolias" e "micropegmatóides". Es- trutura maciça
branca a cinza (A), rósea (A)	quartzo, feldspatos e máficos	quartzo-monzonitos e granitos 3b (visual)	compreendem rochas de dique com espessuras deci- métricas a (raramente) métricas. Estrutura maci- ça a fortemente orientada
branca a cinza (P), rósea a branca (A)	feldspato potássico, raramente plagioclá- sio, idiomórfico	quartzo-monzonitos, granitos 3b e rara- mente 3a	quartzo (15-30%) intersticial e em "massas" nas rochas mais félsicas. Textura porfirítica com alta densidade de megacristais ($>25 \text{ dm}^2$); os de feldspato potássico contêm anéis internos de pla- gioclásio e inclusões de biotita. Apresentam su- fatos (pirita, calcopirita) disseminados. Contém xenólitos, enclaves alongados, schlieren e rara- mente enclaves microgranulares escuros. Estru- tura maciça a levemente orientada
branca a cinza (P), rósea a branca (A)	como a anterior	quartzo-monzonitos e granitos 3b	diferem da anterior pela granulação algo mais fi- na, estrutura fortemente orientada e hábito mais tabular dos megacristais de feldspato potássico
branca a cinza (P), rósea a branca (A)	como as anteriores	-	predominam rochas com "matriz" diorítica a grani- tica de granulação média a grossa. A densidade dos megacristais é muito variável (5 a $30/\text{dm}^2$). Contém xenólitos e enclaves diversos. Incluem vá- rias facies não discriminadas, inclusive equigr- nulares. Estruturas maciças e orientadas

Figura 4. Conjunto de enclaves microgranulares escuros ovalados a irregulares, em parte alongados e orientados, em granitóides branco. Proximidades do afloramento 375 (Serra de Atibaia; para localização, ver Anexo II).

Figura 5. Enclave alongado rico em megacristais de feldspato potássico, em granitóide porfirítico maciço. Afloramento 97 (proximidades do rio Jaguari).

feldspatos" manchada, nas variedades cinzentas, róseo-acinzentadas, brancas (associadas às cinzentas) e, ocasionalmente, nas facies porfiríticas. Em vários locais aparecem pequenos "enxames" destes enclaves, evidenciando nítida orientação (e.g., Figura 4).

Observações detalhadas, particularmente de enclaves encontrados em granitóides brancos (associados aos cinzentos) mostram extremas variações texturais e estruturais (e.g., Figura 6). Verifica-se a presença de enclaves aparentemente inalterados ao lado de outros intensamente transformados e assimilados. No primeiro caso, ao redor dos enclaves nota-se, por vezes, leve diminuição na granulação da rocha encaixante, uma característica por outra parte geral dos granitóides nas áreas de abundância destas inclusões. No segundo caso, a presença pretérita dos enclaves só fica evidenciada por "manchas" de um granitóide mais cinzento, com contatos nítidos com a encaixante.

Muitos enclaves mostram-se zonados, com uma zona interna menos transformada, rodeada por uma zona externa centimétrica a decimétrica (raramente métrica), aparentemente híbrida, constituída por granitóides cinzentos com ou sem muscovita (e.g., Figuras 6 e 7). Em alguns locais definem-se duas ou até três destas zonas "híbridas", grosseiramente concêntricas, de tal forma que as zonas externas são sempre mais fêlsicas que as mais internas; os contatos entre estas zonas são, em geral, bruscos e nítidos, simulando, por vezes, a presença de "enclaves duplos". Os sinais de transformação são marcados nos enclaves menos assimilados sobretudo pela recristalização (?) de biotita, que aparece como pequenos agregados "fenocristalinos" laminares; nos casos extremos (e.g., Figura 7), o núcleo dos enclaves transformados aparece com leve aspecto "xistoso", dado pelo aumento na quantidade de biotita "recristalizada".

Os enclaves microgranulares claros possuem coloração esbranquiçada e granulação fina a média. Apresentam formas arredondadas a pouco elipsoidais e suas dimensões raramente excedem 4,0 cm. A textura é granular e observa-se plagioclásio predominante e biotita subordinada. Os contatos com as rochas hospedeiras são sempre nítidos. Ocorrem exclusivamente nas facies a "dois feldspatos"

Figura 6. Enclaves microgranulares escuros com vários estágios de assimilação dentro de granitóide branco (pontilhado leve); observar também glomérulos máficos dispersos. As zonas híbridas (pontilhado de densidade intermediária) constituem-se de granitóides cinzentos. Afloramento 375 (Serra de Atibaia).

Figura 7. Enclave microgranular escuro intensamente transformado, com borda de reação, em granitóide branco. O núcleo é de aspecto "xistoso" e muito rico em biotita. Afloramento 375 (Serra de Atibaia).

róseas grossas II e III, sendo mais abundantes nas últimas.

As *segregações* estão representadas por concentrações de biotita, às vezes acompanhada por plagioclásio (subordinado). Correspondem em parte à estrutura "schlieren" de Mehnert (1971). São de formas alongadas e irregulares e de dimensões centimétricas a decimétricas. Os contatos com as encaixantes nas proximidades de seus contatos com o embasamento ou com melagranitóides; são também abundantes nos tipos porfiríticos. A maioria das segregações mostra estruturas internas fortemente orientadas (e.g., Figura 8).

Aplitos e Pegmatitos

Tais rochas, encontradas em quantidades sempre muito subordinadas, são freqüentes em algumas facies.

Normalmente constituem veios e/ou pequenos diques; suas extensões são decimétricas a métricas e as espessuras centimétricas a decimétricas (em alguns aplitos). Os pegmatitos apresentam-se também como concentrações muito irregulares (bolsões) de dimensões centimétricas. Em alguns locais, aplitos e pegmatitos estão estreitamente associados e, nestes casos, os primeiros contêm núcleos lenticulares dos últimos.

Os *pegmatitos* são de mineralogia simples: ao lado de quartzo e feldspato potássico, contêm alguma muscovita e pirita; biotita é mais rara. Suas granulações variam de grossas a muito grossas e os contatos com as encaixantes são bruscos a levemente difusos. Mostram, como característica mais marcante, nítido zoneamento mineralógico e textural (Figura 9): observa-se, imediatamente junto ao contato, uma zona milimétrica a centimétrica com intercrescimento gráfico que passa, de forma mais ou menos difusa, para uma zona intermediária feldspática, dentro da qual tem-se um núcleo de quartzo, com ou sem muscovita e/ou pirita e/ou biotita. Os granitóides encaixantes mostram, com freqüência, maior abundância de biotita nas proximidades dos contatos com os veios (em especial os tipos róseos hololeucocráticos).

As manifestações pegmatóides, abundantes nos grani

Figura 8. Schieren biotítico (a) e enclave alongado (b) em granitóide a "dois feldspatos" cinzento I. Em a_1 existe boa quantidade de plagioclásio. Proximidades do afloramento 12 (SP-65).

Figura 9. Zoneamento em segregação pegmatóide. Observar a sequência núcleo - borda: quartzo(c)+muscovita(d); feldspato potássico (b) e intercrescimento granofírico (a). Granitóide róseo hololeucocrático; cercanias do afloramento 302-B (serra dos Cocais).

tóides-pórfiros I, estão também presentes em granitóides a "dois feldspatos" róseos médios e grossos I e II e em granitóides róseos hololeucocráticos; são raros nos granitóides porfiríticos maciços. Nos granitóides-pórfiros I ocorrem, amiúde, de forma disseminada, como bolsões irregulares "micro-pegmatóides" (com granulação média a grossa), em parte com cavidades miarolíticas. A quantidade de pirita, em geral maior nos pegmatitos encontrados nos pórfiros, diminui progressivamente nos observados nas rochas mais máficas.

Os *aplitos* essencialmente quartzo-feldspáticos, apresentam colorações rosadas, esbranquiçadas ou cinzentas claras. Os contatos com as encaixantes são em geral retos e bruscos; alguns estão deformados, aparecendo com os contatos dobrados, com morfologia de "diques sin-plutônicos" (Pitcher e Berger, 1972). Em geral, os aplitos ocorrem nas mesmas facies em que ocorrem os pegmatitos. Nas rochas porfiríticas, aplitos são observados em maior abundância nas proximidades dos contatos com os granitóides equigranulares, dos quais são provavelmente uma fase pré- a sin- intrusiva (e. g., Figura 11).

Aplitos ou pegmatitos não foram observados nos granitóides a "dois feldspatos" (cinzentos I, II, róseos grossos III, orientados), nos granitóides "manchados" (exceto róseos), nos cinzentos mosqueados, nos melagranitóides e nos porfiríticos orientados.

Outros Veios

Além dos veios de quartzo claramente associados à tectônica rúptil (ver item IV.5), ressalta-se a presença de veios milimétricos de quartzo com *molibdenita*, preenchendo fraturas virtuais das facies cinzentas hololeucocráticas de granulações fina e média.

IV.2. AS UNIDADES MAPEADAS: ASSOCIAÇÕES DE FACIES

São reconhecidas *vin*te e uma associações de facies, agrupadas conforme o seguinte esquema: melagranitóides (1 associa

ção), granitóides a "dois feldspatos" (8 associações), róseos (3 associações), róseo-acinzentados (2 associações), cinzentos (2 associações), granitóides-pórfiros (2 associações) e granitóides porfiríticos (3 associações). Algumas características principais destas associações são resumidas na Tabela V; por motivos de ordem prática, são subdivididas, geograficamente, em associações ao Sul (I), ao Leste (II) e ao Norte/Nordeste (III) da lente gnáissica de Joaquim Egídio. A distribuição das diferentes associações é apresentada na Figura 10 (mapa geológico simplificado) e no Anexo I (mapa geológico 1: 50.000).

Associações ao Sul da lente gnáissica de Joaquim Egídio

Nesta área, as associações mapeadas distribuem-se de forma grosseiramente zonada. As únicas rochas que, aparentemente, fogem a este padrão são as componentes das associações cinzenta I, róseo-acinzentada I e, em parte, a dos melagranitóides; todas estão concentradas de forma preferencial a Leste. Os melagranitóides dispõem-se como "manchas" localizadas, em maior número, junto aos contatos não tectônicos do Complexo; em geral estão separados dos granitóides a "dois feldspatos" (róseos e cinzentos) por zonas onde ocorrem granitóides a "dois feldspatos" manchados.

A disposição dos demais granitóides mostra uma nítida seqüência zonada. Os granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos III encontram-se rodeados por granitóides da associação rósea I; externamente a esta, distribuem-se os tipos a "dois feldspatos" róseos da associação II que, por sua vez, são envolvidos ora pelos tipos a "dois feldspatos" cinzentos I (ao N, NE e SE), ora pelos granitóides da associação rósea I (ao NW e SW). No caso de ocorrência conjunta de granitóides róseos e a "dois feldspatos", os primeiros aparecem como "núcleos" dos últimos. Os granitóides-pórfiros da associação I, localizam-se como "núcleos" de variedades róseas.

Associações ao Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio

Domina amplamente nesta região a associação rósea II,

composta nas partes centrais e borda Leste (até pouco ao Norte de Morungaba) por granitóides a "dois feldspatos" róseos médios II em maior proporção; ao Norte e Nordeste, ao longo dos contatos com os tipos porfiríticos, está a área de predomínio das variedades róseas e brancas. Para SW, junto à lente gnáissica, os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I margeiam a associação rósea II; pequena ocorrência deste tipo é também observada ao NW de Morungaba.

Destoante do conjunto acima descrito, ocorre uma pequena lente isolada da associação róseo-acinzentada II, nas proximidades da Fazenda dos Barreiros.

Associações ao Norte e Nordeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio

Nesta região dominam os granitóides porfiríticos e, em menor escala, os a "dois feldspatos"; subordinadamente ocorrem granitóides cinzentos da associação II, róseos da associação III e melagranitóides. As duas associações porfiríticas são rodeadas por associações a "dois feldspatos" (cinzentos II ao Leste; orientados e Norte ao Nordeste, Norte e Noroeste). Os granitóides cinzentos e os melagranitóides são envolvidos pelos tipos porfiríticos. Finalmente, os róseos distribuem-se como "manchas" irregulares.

A associação de granitóides porfiríticos III, que ocorre ao Oeste e Norte da lente gnáissica, não está totalmente mapeada e será objeto de trabalhos futuros.

As *rochas de dique*, da associação de *pórfiros* II, ocorrem por todo o Complexo, com concentração maior na região Centro-Sul. Os diques estão preferencialmente orientados segundo N-S e SW-NE; os maiores encontram-se, com frequência, em zonas de falhas e/ou fraturas.

IV.3. AS RELAÇÕES DE CONTATO DAS ROCHAS GRANITÓIDES

IV.3.1. Contatos com o Embasamento

Os contatos dos granitóides com o embasamento são em

Tabela V - Características Gerais das Associações de facies do Complexo de Morungaba.

Associação	Facies componentes	Forma e ocorrência superficiais	Variações laterais	Outras características
<i>I - Ao Sul da lente granítica de Joaquim Egídio</i>				
de melagranitoides (M)	melagranitoides de granações finas a grossas	como pequenas lentes por vezes orientadas de forma concordante com as estruturas regionais. Ocorre preferencialmente ao E e SE	em parte gradativas de granulação, índices de cor e conteúdo de glomérulos; em parte devido a processos de "contaminação" e "hibridismo"	geralmente marginal às facies equigranulares. As facies finas estão, em parte, associadas com o embasamento ("meta-dioritos").
rôseo-acinzentada I (RCI)	facies rôseo-acinzentada e, subordinadamente, cinzenta mosqueada I e róseas médias	ocorre como lente grossa, orientada segundo SW-NE, na vertente oriental da Serra de Atibaia	de granulação, coloração, índices de cor e conteúdo em enclaves e glomérulos. Os tipos róseos são intrusivos	estritamente associada às facies cinzentas
cinzenta I (CI)	facies cinzentas hololeucocráticas finas e médias; restritamente facies branca, de melagranitoides, róseas hololeucocráticas e manchadas	como lentes irregulares dispostas N-S e NW-SE. Ocorrem nas Serres de Atibaia e das Cabras e subordinadamente na Serra dos Lopes	em parte gradativas de granulação, índices de cor e teor em enclaves e glomérulos. Os tipos brancos e róseos são intrusivos	predominam as facies cinzentas hololeucocráticas médias e a facies mosqueada I. Esta última domina junto ao contato W.
a "dois feldspatos" cinzenta I (FCI)	a "dois feldspatos" cinzentas I e, muito subordinadamente, a "dois feldspatos" róseas médias I	formas muito irregulares e como lentes orientadas N-S e SW-NE. Ocorre a N, NE, E e SE desta região. Também como corpos satélites	de índices de cor, quantidade de xenólitos, enclaves, schlieren e grau de orientação que aumentam para as bordas enquanto a granulação geralmente diminui	é, em geral, marginal em relação às facies a "dois feldspatos" róseas e róseas, como uma associação de contato com o embasamento
a "dois feldspatos" rósea I (FP)	a "dois feldspatos" rósea grosseira III e muito subordinadamente, a "dois feldspatos" rósea grosseira II	forma alongada, "em curva", orientada segundo N-S. Ocorre na parte central desta região	de granulação, índices de cor, conteúdo de enclaves e grau de orientação	ocupa posição central em relação às demais associações

a "dois feldspatos" rósea II (FG)	a "dois feldspatos" (rósea grosseira I e II, rósea média I) e rósea manchada	forma grosseiramente anelar. Predomina a NW, W e SW da região	de granulação, índices de cor, conteúdo de enclaves e orientação. As variedades róseas são, em geral, intrusivas	as facies a "dois feldspatos" róseas grosseiras I e II do minam ao NW, W e SW (na vertente ocidental da Serra dos Coais); as demais são restritas ao E e SE. É, em grande parte, marginal à associação rósea I
a "dois feldspatos" manchada (FM)	a "dois feldspatos" manchada	lentes irregulares, geralmente com espessuras reduzidas. Ocorre distribuída irregularmente	-	é relacionada com as facies a "dois feldspatos" róseas e cinzentas como numa facies de contato com melagranitoides
a "dois feldspatos" branca (FB)	a "dois feldspatos" branca	ocorre essencialmente ao Sul da região, como lentes isoladas, de orientação NW	-	associada a granitoides róseos como prováveis facies de contato com embasamento
rósea I (RI)	facies róseas e, restritamente, a "dois feldspatos" (rósea I e branca)	ocorre predominantemente na parte central com forma sub-circular a elíptica e a SW, NW e NE como lentes irregulares concordantes com as estruturas gerais. Também como corpos satélites	as facies envolvidas são em geral, relacionadas por contatos bruscos e intrusivos	constitue núcleos da associação FCI. Algumas áreas de preomínio de tipos hololeucocráticos foram individualizadas
de granitoides-porfíros I (GP)	granitoides-porfíros I	como lentes orientadas N-S e SE-NW. Ocorre nas partes centrais e a SW	granulação, índices de cor e teor em megacristais e micropegmatoides	em geral constitui núcleos em granitoides róseos
de granitoides-porfíros II (P)	granitoides-porfíros II	como diques orientados N-S ou SW-NE, mais concentrados em rochas do embasamento, principalmente na parte S da "lente gnáissica de Joaquim Egídio"	granulação, coloração, orientação e índices de cor	em geral ocorre nas principais zonas de fraturas e/ou falhas

Tabela V - continuação.

Associação	Facies componentes	Forma e ocorrência superficiais	Variações laterais	Outras características
<i>II - Ao Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio</i>				
rôseo-acinzentada II (RC II)	essencialmente a facies rôseo-acinzentada de granulação fina	como lente orientada N-S, isolada, na Serra das Cabras	gradativas, de índices e cor e conteúdo em enclaves	-
a "dois feldspatos" cinzenta I (FCI)	essencialmente a facies a "dois feldspatos" cinzenta I	forma muito irregular, também como lentes e corpos satélites	gradativas, de granulação, índices de cor, teor em xenólitos, enclaves, shlieren e grau de orientação com exceção a granulação, que diminui; as demais características acentuam-se nas zonas marginais	é, em parte, marginal à de granitóides a "dois feldspatos" róseos e róseos
rôsea II (R II)	facies a "dois feldspatos" (rôsea média II) róseas e brancas hololeucocráticas	lente muito irregular orientada segundo SW-NE, concordante com as estruturas gerais. Também como corpos satélites	granulação, índices de cor; em alguns locais os tipos róseos são intrusivos nos a "dois feldspatos"; a passagem dos róseos aos brancos é, aparentemente, gradativa	predominam os tipos a "dois feldspatos" róseos e os róseos. Algumas áreas de predominância dos primeiros e dos brancos são discriminadas. Ao longo dos contatos com as facies porfiríticas ocorrem essencialmente os róseos e os brancos
<i>III - Ao Norte e Nordeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio</i>				
de melagranitóides (M)	facies de granulação fina a média	como pequenas lentes alongadas segundo as estruturas gerais e enclaves. Ocorrência isolada a E	de granulação e índice de cor	-
de granitóides porfiríticos III (P III)	diversas, inclusive, de forma subordinada, alguns tipos equigranulares	ocorre ao N da "lente gnáissica de Joaquim Egídio" ao NW dos demais porfiríticos. Forma não definida. Também como corpos satélites	não estudadas	-

de granitoides porfiríticos II (P II)	facies porfirítica orientada I	como lente grosseira, orientada segundo SW-NE e W-E	aparentemente gradativas de coloração, granulação, índices de cor, conteúdo de xenólitos, schlieren, enclaves e densidade e tamanho dos megacristais	estritamente relacionada às associações P I e FC II
de granitoides porfiríticos I (P I)	facies porfirítica maciça a incipientemente orientada	como lente grosseira orientada segundo SW-NE. Também como corpos satélites	aparentemente gradativas de coloração, índices de cor, granulação, conteúdo de xenólitos eschlieren, enclaves e no tamanho e densidade dos megacristais. A granulação e o tamanho dos megacristais diminuem em direção dos contatos (E)	não totalmente mapeadas; os contatos W e NW não estão definidos
a "dois feldspatos" cinzenta II (FC II)	a "dois feldspatos" cinzenta II	como lente grosseira orientada segundo SW-NE. Ocorre a SE dos tipos porfiríticos	Índices de cor e conteúdo em xenólitos, enclaves e schlieren	estritamente relacionada às associações P I, P II
cinzenta II (C II)	essencialmente facies cinzenta hololeucocrática média	como lente irregular, orientada segundo SW-NE a W-E	coloração, granulação	é rodeada pelos granitoides porfiríticos
a "dois feldspatos" orientada (FO)	a "dois feldspatos" orientados e, restritamente, tipos porfiríticos	ocorre a NW dos tipos porfiróides	grau de orientação	não está totalmente mapeada
a "dois feldspatos" Norte (FN)	a "dois feldspatos" Norte e, de forma subordinada, tipos róseos manchados	irregular, aparentemente disposta segundo SW-NE a W-E. Ocorre a NW dos tipos porfiríticos	essencialmente granulação e índices de cor. Os tipos róseos são intrusivos	não está totalmente mapeada; é uma associação de contato com o embasamento ao N do Complexo
rósea III (R III)	facies róseas de granulações finas a médias	ocorrências subcirculares a elípticas pequenas, principalmente a NW dos tipos porfiríticos. Também corpos satélites	granulação e índices de cor	é intrusiva nos granitoides a "dois feldspatos" e porfiríticos

COMPLEXO DE MORUNGABA (PARTES MERIDIONAL E ORIENTAL)

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS -

- Sedimentos recentes
- Associação de granitóides-pórfiros II
- Associação de granitóides-pórfiros I
- Associações de granitóides róseas
- Associação a "dois feldspatos" rósea I
- Associação a "dois feldspatos" rósea II
- Associação a "dois feldspatos" cinzento I
- Associação a "dois feldspatos" cinzento II
- Associação a "dois feldspatos" Norte
- Associação a "dois feldspatos" orientada
- Associações cinzentas e róseo-cinzentadas
- Associação de granitóides porfíricos I e II
- Associação de granitóides porfíricos III
- Associação de megacristóides
- Embasamento cristalino
- Contatos geológicos
- Traco de plano de falha

Figura 10. Mapa geológico (simplificado) das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba (ver mapa original, Anexo I).

parte *tectônicos*, em parte *não-tectônicos*. Os primeiros, mais regulares, são geralmente zonas de cisalhamento com rejeitos horizontais predominantes. Os de segundo tipo são muito irregulares, observando-se interdigitações, ocorrências de corpos granitóides "satélites" nas encaixantes, migmatitos marginais e abundância de xenólitos nas rochas granitóides.

IV.3.1.1. Contatos Tectônicos

São predominantemente tectônicos (Figura 10, Anexo I) os contatos ocidentais, os setentrionais e boa parte dos orientais ao Norte do rio Atibaia.

Grande parte dos contatos ocidentais é constituída por extensa faixa de rochas cataclásticas e miloníticas, com espesuras variáveis entre 1 e 3 km. Um exame mais detalhado mostra que esta faixa é composta por conjuntos de planos de cisalhamento subparalelos, por vezes anostomosados, que alternam-se com áreas lenticulares, alongadas, nas quais predominam rochas pouco tectonizadas. Ao longo da estrada Itatiba-Valinhos, observam-se rochas granitóides porfiríticas do embasamento que aparecem como blocos pouco deformados, contornados por foliação cataclástica. Nas proximidades dos planos principais de cisalhamento, notam-se transições entre cataclasitos, "flaser-gnaisses", milonito-gnaisses (ou xistos) e milonitos. Estágios extremos estão representados por rochas de aspecto pseudo-taquilítico, de colorações cinzento-esverdeadas, encontradas, por exemplo, nas imediações da Fazenda Espírito Santo.

Ao Sul do rio Atibaia, esta faixa possui direção aproximada N-S, com mergulhos variáveis entre 55° e 90° , geralmente para W. As estrias de atrito, medidas principalmente em rochas granitóides, mostram atitudes sub-horizontais, com leve caimento mais freqüente para Sul; aparentemente predominam os movimentos levôgiros. Ao Norte do citado rio, e na região Sul (nas áreas mais afastadas do contato com os granitóides), as faixas miloníticas têm direções preferenciais N-NNE. Rochas intensamente fraturadas do embasamento e do Complexo Intrusivo encontram-se expostas ao longo da

estrada Morungaba-Souzas (ver também Wernick, 1972 b, p. 41-42).

Os *contatos orientais*, por sua vez, apresentam ora direções NE (entre o rio Atibaia e a cidade de Morungaba), ora direções N-NNE (mais ao Norte desta cidade); os mergulhos são sub-verticais. Os *contatos setentrionais* têm direções preferenciais N-S, SW-NE e SSE-NNW (Figura 10, Anexo I).

Como regra geral, nestas zonas de fraturamento ocorrem abundantes veios de quartzo, mostrando espessuras decimétricas ou até métricas e extensões da ordem de centenas até milhares de metros. Alguns dos diques de granitóides-pórfiros também estão localizados ao longo destas zonas de debilidade.

IV.3.1.2. Contatos Não-Tectônicos

Pertencem a esta categoria a maior parte dos contatos S, SE, E (ao Sul do rio Atibaia), os com a lente gnáissica de Joaquim Egídio, os ao W de Morungaba e, em parte, os localizados ao N, NE e E (ao Norte de Morungaba; Figura 10, Anexo I).

Na maior parte das exposições observadas, não existem dúvidas quanto ao caráter nitidamente *intrusivo* da maioria das rochas granitóides (e.g., Figuras 12 e 13). Em geral, as estruturas observadas indicam que os granitóides se colocaram como magmas *relativamente móveis*, com manifestações localizadas de estruturas internas de fluxo, possíveis bordas refriadas de granulação mais fina e migmatização esporádica de rochas metamórficas encaixantes; freqüentemente são observados granitóides com xenólitos angulosos.

Mais complicado é o caso dos melagranitóides, não se observando quaisquer relações de contato destes com o embasamento. A falta de bons afloramentos faz, inclusive, com que a associação de melagranitóides seja apenas mapeada como uma unidade inferida. Na região ao Sul do Complexo, nas proximidades dos contatos entre os granitóides e o embasamento, notam-se rochas escuras, finas, de aspecto diorítico, incluídas como "boudins" em rochas gnáissicas, feição também observada mais ao Sul (J.M.V. Coutinho, comunicação

Figura 11. Contato entre granitóide porfirítico maciço (a) e granitóide branco (b). Observar veio aplítico (c) que corta (a) e é cortado por (b). Afloramento 97 (proximidades do rio Jaguari).

Figura 12. Zona de contato intrusivo entre granitóide róseo hololeuococrático e o embasamento (biotita+anfibólio gnaiss listado). Observar estrutura agmatítica. Proximidades do afloramento 26 (pedreira abandonada, perto do rio Jaguari).

verbal); tais dados, aliados à textura metamórfica incipiente de algumas variedades (cf. item V.1.) permitem considerá-los, em boa parte, como rochas do embasamento, englobadas por fenômenos magmáticos posteriores, sendo, portanto, anteriores à colocação dos de mais granitóides.

Embora também não tenham sido observados contatos entre os granitóides cinzentos e o embasamento, suas características estruturais permitem identificá-los como rochas intrusivas.

Corpos satélites

Os corpos satélites são muito freqüentes, particularmente nas proximidades dos contatos intrusivos. São de forma arredondada a elíptica, com dimensões de poucos até centenas de metros. Os corpos principais mapeados estão distribuídos nos contatos E (ao Sul do rio Atibaia), ao longo das rodovias SP-65 e SP-360, na lente gnáissica de Joaquim Egídio e ao Norte do Complexo. Algumas ocorrências menores tiveram a sua posição apenas assinalada no mapa geológico (Figura 10, Anexo I).

Do ponto de vista estrutural, são ora corpos isolados (e.g., nas proximidades dos contatos N do Complexo), ora meras apófises de corpos maiores (como nos contatos E, nas imediações da rodovia SP-65), ou ainda blocos deslocados tectonicamente (como no contato W, também nas imediações da SP-65).

Migmatitos marginais

Ocorrem como faixas marginais às intrusivas equigranulares, com espessuras que variam desde alguns até dezenas de metros. São encontrados (ver Anexo I) em vários trechos da rodovia SP-360 (ao Norte de Morungaba), ao Oeste desta cidade, ao longo de alguns contatos com a lente gnáissica de Joaquim Egídio e ao longo de alguns contatos ao Sul do Complexo. Não foram observadas zonas migmatíticas associadas às facies porfiríticas.

São principalmente rochas de paleossoma gnáissico (de estruturas listadas ou bandadas) e neossoma granítico injetado,

sempre muito semelhante à rocha granitóide presente na zona de contato estudada; suas estruturas (e.g., Figuras 12 e 14) são estromatíticas e agmatíticas (Mehnert, 1971, Figura 1a). Em vários afloramentos é observada continuidade entre rocha granitóide e veios neossomáticos.

À guisa de comparação, vale a pena salientar que os migmatitos relacionados aos granitóides róseos apresentam os contatos paleossoma/neossoma bruscos e retilíneos; as estruturas agmatíticas e estromatíticas são igualmente freqüentes. Já os migmatitos associados aos granitóides a "dois feldspatos" (particularmente os do tipo cinzento I) apresentam predominância da estrutura estromatítica e o neossoma é mais lenticular, ondulado e descontínuo; em alguns locais, os contatos paleossoma/neossoma são mais difusos, com ocorrência freqüente de agregados irregulares biotíticos.

Xenólitos

São encontrados em diversos granitóides e a sua distribuição, apesar de variável, mostra que são sempre mais abundantes nas imediações dos contatos intrusivos, onde podem ocorrer como "enxames" de fragmentos caoticamente imersos em material granítico; exemplos claros podem ser observados nas proximidades do contato E, ao longo da rodovia SP-65.

As dimensões dos xenólitos são muito variadas, desde centimétricas a, mais raramente, métricas; as formas são angulosas a pouco arredondadas e são observados sinais de reação marginal. Petrograficamente, predominam rochas gnáissicas (listadas, bandadas, tipo "augen" etc.), milonito-gnaisses e granitóides porfiríticos do embasamento; subordinadamente aparecem anfibolitos e gonditos.

Os xenólitos presentes nas facies róseas e brancas mostram escassas evidências macroscópicas de reação e são angulosos. Nos xenólitos encontrados em variedades porfiríticas e a "dois feldspatos" cinzentos I e II, a assimilação é variável: observam-se desde os mais angulosos, com contatos bruscos, até os que são, em parte, digeridos pela massa granítica, interpretação sustentada

Figura 13. Zona de contato intrusivo de granitóide porfirítico (b) com o embasamento (biotita+anfibólio gnaisses listados); (c) = veios de quartzo; (a) = solo. Afloramento 280 (ao NE de Joaquim Egídio).

Figura 14. Migmatito com estrutura estromatítica, marginal à granitóide róseo hololeucocrático. Proximidades do afloramento 26 (pedreira abandonada, perto do rio Jaguari).

pela ocorrência de pequenas concentrações "restíticas" de minerais máficos, ainda com estruturas xistosas, nos granitóides e pela frequente associação dos xenólitos com enclaves alongados e schlieren. Alguns xenólitos maiores são isolados da rocha hospedeira por um nítido envoltório, de espessuras milimétricas, constituído predominantemente por feldspato potássico (e.g., Figura 15).

No mapa geológico (Anexo I), são destacadas algumas das principais áreas de concentração de xenólitos (ver também Wernick, 1972 b), que indicam proximidade imediata (lateral ou vertical) do embasamento.

IV.3.2. Contatos entre os Granitóides

A determinação das relações de contato entre as facies mapeadas do Complexo Intrusivo de Morungaba, é da maior importância para a definição dos principais corpos e da sua sequência de colocação. Os contatos são tanto tectônicos como não tectônicos, os últimos podendo ser bruscos ou gradacionais.

Granitóides equigranulares e inequigranulares

Os contatos entre estes dois grupos são em parte intrusivos, em parte tectônicos. Na porção Centro-Leste do Complexo, os contatos tectônicos predominam ao longo do vale do córrego São Bento e compreendem zonas de cisalhamento de direções NNE e rejeitos horizontais. Nos afloramentos com contatos intrusivos expostos, verifica-se sempre que os granitóides equigranulares são posteriores (e.g., Figuras 11 e 16), contendo, com frequência, xenólitos angulosos dos tipos inequigranulares e, em alguns locais, estruturas de fluxo imediatamente junto ao contato. Os contatos intrusivos são sempre bruscos e retilíneos e, nos pontos observados, possuem atitudes com mergulhos moderados a sub-verticais.

Na porção N-NE mapeada, faltam afloramentos que evidenciem, de forma inequívoca, as relações de idade. Os granitóides inequigranulares são claramente posteriores aos melagranitóides, e

Figura 15. Contato de granitóide porfirítico ("gnaisse porfiroblástico") do embasamento (b) com granitóide a "dois feldspatos" cinzento I (a). Observar xenólito de (b), e zona marginal de feldspato potássico (c) no contato entre (a) e (b). Proximidades do contato E (SP-65).

Figura 16. Xenólitos "duplos": xenólito de melagranitóide diorítico fino (b) em granitóide porfirítico maciço (a); ambos são envolvidos por granitóide branco (c). Afloramento 97 (proximidades do rio Jaguari).

anteriores aos tipos a "dois feldspatos" Norte e às variedades róseas; a maior parte dos seus contatos com a facies a "dois feldspatos" orientada é de natureza tectônica, com direções NE. Não são observadas relações de contato entre os tipos inequigranulares e os granitóides das associações cinzenta II e a "dois feldspatos" cinzenta II.

Granitóides inequigranulares

Não foram determinadas, por falta de afloramentos, as relações de idade entre as diversas associações de granitóides porfiríticos. Algumas observações isoladas (e.g., variações gradativas na petrografia, textura e estrutura) sugerem, entretanto, que alguns dos contatos são gradacionais.

Granitóides equigranulares

As melhores exposições das relações de contato entre as variedades equigranulares, ao Sul da lente gnáissica de Joaquim Egídio, podem ser observadas ao longo da rodovia SP-65. Os afloramentos visitados indicam claramente que as variedades a "dois feldspatos" leucocráticas são mais antigas que as hololeucocráticas; estas, por sua vez, precedem as variedades brancas; os tipos mais jovens são os róseos aplíticos e os granitóides pórfiros. As variedades cinzentas estão colocadas entre as rochas mais antigas desta parte do Complexo Intrusivo, e são comumente invadidas por granitóides a "dois feldspatos", róseos e brancos; são precedidas apenas por alguns melagranitóides.

Entre as principais relações observadas, merecem destaque as seguintes (para localização dos pontos, ver Anexo I):

1. Na rodovia SP-65 (ponto 12) e nas proximidades da Fazenda Vista Linda (ponto 353), granitóides a "dois feldspatos" invadem e, em parte, assimilam melagranitóides de granulação fina, com afinidades dioríticas. Nas zonas de contato destacam-se faixas decimétricas a métricas onde ocorrem variedades de melagranitóides

"híbridos", caracterizados, entre outros aspectos, pela presença de glomérulos máficos.

2. Ainda no *ponto 353*, nas zonas intermediárias entre as variedades a "dois feldspatos" e os melagranitóides finos, podem ser identificadas "manchas" irregulares, geralmente centimétricas a decimétricas, de melagranitóides de granulação grosseira (Figura 17).
3. Nas proximidades do rio Jaguari, melagranitóides finos são englobados por variedades equigranulares (brancas) e inequigranulares (porfiríticos maciços); os seus contatos com as rochas equigranulares são muito bruscos e não mostram sinais de reação (Figura 16).
4. As variedades cinzentas de granulação média, com muscovita, que ocorrem na Serra de Atibaia, são posteriores às rochas diorítico-tonalíticas de granulação fina; as últimas são frequentemente encontradas como enclaves, em parte assimilados (Figura 18), e, mais raramente, como possíveis diques "sin-plutônicos".
5. Ao longo da rodovia SP-65 (nas proximidades dos *pontos 12 13*), granitóides a "dois feldspatos" cinzentos englobam, e cortam, variedades cinzentas finas a médias, portadoras de glomérulos máficos e enclaves microgranulares escuros (variedades mosqueadas de granulação média I e fina); no *ponto 13*, melagranitóides constituem enclaves e aparentes diques "sin-plutônicos".
6. Ainda nas proximidades da rodovia SP-65 (junto ao contato E do Complexo), granitóides a "dois feldspatos" cinzentos e róseos parecem invadir granitóides cinzentos com muscovita, que, em alguns locais, ocorrem como xenólitos em granitóides a "dois feldspatos" róseos (e.g., nas cercanias do *ponto 175*, ver Figura 19).
7. Na mesma rodovia, já na altura do *ponto 14*, os granitóides a "dois feldspatos" são invadidos por variedades róseas de granulação fina; neste afloramento, os granitóides róseos contêm estruturas "ovoidais" decimétricas de um granitóide róseo também de granulação fina, rico em biotita (Figura 20).
8. Os granitóides brancos associados aos cinzentos da Serra de Ati

Figura 17. Zona de contato entre granitóide a "dois feldspatos" cinzento I(c) e melagranitóide diorítico fino(a); observar manchas irregulares de melagranitoides mais grosseiros (b), interpretados como produto de reação de (a) com (c). Afloramento 353 (contato E, perto da via Itatiba-Valinhos).

Figura 18. Enclave microgranular escuro (diorítico) em granitóide cinzento com muscovita, rico em glomérulos máficos com biotita. Cercanias do afloramento 172 (SP-65).

Figura 19. Contato de granitóide a "dois feldspatos" róseo (b) com granitóide cinzento com muscovita de granulação fina (a). Observar que (b) é o invasor. Proximidades do afloramento 175 (serra de Atibaia).

Figura 20. Contato entre granitóides róseos de granulação fina. O tipo hololeucocrático (b) é posterior ao leucocrático (a). Proximidades do afloramento 14 (SP-65).

baia invadem e assimilam parcialmente rochas dioríticas de grnulação fina, que ocorrem, em parte, como enclaves microgranulares escuros (as vezes, como "enxames", e.g., Figura 4); nas zonas de contato entre as duas facies desenvolvem-se freqüentemente granitóides cinzentos de aspecto híbrido, com ou sem muscovita (e.g., Figura 6).

9. Os granitóides a "dois feldspatos" manchados ocorrem em geral nas zonas de contato de variedades cinzentas mosqueadas leucocráticas e melagranitóides de granulação fina com granitóides a "dois feldspatos" cinzentos ou róseos; os seus contatos com os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos ou róseos são bruscos (e.g., Figura 22).
10. Os tipos a "dois feldspatos" róseos médios e grossos mostram um enriquecimento em máficos nas regiões mais próximas aos contatos com o embasamento (como a SE do Complexo ou nas proximidades da rodovia SP-65, junto ao contato ocidental); paralelamente, acentua-se o contraste de cor entre os feldspatos, diminudo a granulação e o teor em quartzo; configura-se, então, passagem gradativa (?) para os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I.
11. Com freqüência (como na Fazenda Santa Maria e na estrada Itatiba-Valinhos, junto ao contato oriental), variedades róseas aparecem como "núcleos" ou "manchas" dentro de áreas de predomínio de variedades a "dois feldspatos" (cf. Anexo I); não são observados contatos diretos.
12. Não são observados contatos diretos entre as diversas facies rôseas que afloram na Serra das Cabras.
13. Na antiga Pedreira Regiolar (*ponto 304 e proximidades*), as relações observadas indicam a seguinte seqüência de colocação (do mais antigo para o mais novo): granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos II, granitóides róseos de granulação média, granitóides-pórfiros I.
14. Na antiga Pedreira São Jerônimo (*ponto 245 e proximidades*), as relações permitem verificar que os granitóides-pórfiros I mais

ricos em biotita são mais antigos que os pórfiros com menos minerais máficos escuros, que, por sua vez, são mais ricos em pegmatóides; ambos são posteriores aos granitóides r^óseos presentes nas redondezas.

15. Os granitóides-pórfiros II, que ocorrem como rochas de dique, são posteriores aos granitóides r^óseos de granulação média, holileucocráticos; no campo, ocorrem em geral associados à zonas de falhas e/ou fraturas. São desconhecidas suas relações com os granitóides-pórfiros I.
16. Contatos tectônicos entre os granitóides são raros. Ressaltam-se os de direção N-S, que na parte S do Complexo, colocam em contato a associação r^ósea I com as variedades a "dois feldspatos" r^ósea grossa III por um lado, e com os tipos cinzentos, por outro (Figura 10, Anexo I).

IV.3.2.1. A Seqüência de Colocação dos Granitóides

As relações de contato observadas ou inferidas, permitem determinar uma possível seqüência dos eventos magmáticos (colocação e/ou resfriamento) para a parte mapeada do Complexo Intrusivo de Morungaba. Na Figura 21 apresenta-se uma interpretação preliminar dos sucessivos eventos, sujeita à pequenas modificações em função de dados de campo adicionais.

Entre as rochas mapeadas, as mais antigas são, sem dúvida, os melagranitóides finos, de composição diorítica a quartzo-diorítica, nitidamente anteriores aos granitóides equigranulares e inequigranulares (item IV.3.2., observações 1, 2, 3, 4 e 8), em grande parte relacionados ao embasamento. Algumas observações sugerem também magmatismo básico-intermediário contemporâneo (obser-vações 4, 5 e 8), "sin-intrusivo".

Ao Sul da lente gnáissica de Joaquim Egídio, os granitóides mais antigos são, provavelmente, o conjunto de facies cinzentas e r^óseo-acinzentadas (e melagranitóides ?); na associação cinzenta, por sua vez, as facies leucocráticas (de granulação fina e mosqueada I de granulação média) são aparentemente precoces. Se

quem os granitóides a "dois feldspatos" e a maior (?) parte dos mela granitóides de granulação média a grossa, em parte "híbridos" (observações 1, 2, 5, 6 e 9), e, depois, os granitóides róseos e brancos (observações 7 e 13). Os granitóides-pórfiros I são manifestações derradeiras (observações 7, 11 e 13). As variedades a "dois feldspatos" mais máficas são mais ou menos contemporâneas às facies cinzentas mosqueadas leucocráticas (observação 5). Os granitóides-pórfiros I e II são considerados de diferentes idade; os primeiros ocorrem como lentes associadas a granitóides róseos, enquanto os demais, por aparecerem como diques em geral relacionados às zonas de falhas e/ou fraturas, são possivelmente posteriores. Aplitos e pegmatitos estão diretamente associados aos granitóides hospedeiros, dos quais representam frações póstumadas diferenciadas.

A tendência geral nesta parte do Complexo é a de colocação derradeira de conjuntos de granitóides "evoluídos", precedidas por uma sucessão de facies cada vez menos "evoluídas". Esta tendência, repete-se também em escala menor, em várias das associações petrograficamente mais complexas (e.g., conjuntos de granitóides a "dois feldspatos" e róseos), com facies iniciais mais ricas em minerais máficos e finais com maior abundância em quartzo.

Ao Sul e Sudeste das rochas inequigranulares mapeadas, as observações indicam que os tipos porfiríticos antecedem os tipos equigranulares róseos e brancos; entretanto, é, por enquanto, impossível estabelecer correlações com os granitóides a "dois feldspatos" que ocorrem mais ao Sul. Supõe-se que os tipos porfiríticos sejam mais antigos, por serem petrograficamente menos "evoluídos" (ver características petrográficas e estruturais, Tabela IV e Capítulo V).

Nas partes Norte e Nordeste do Complexo, as rochas porfiríticas são mais antigas que as a "dois feldspatos" Norte e róseas, supondo-se também que sejam mais antigas que as facies cinzenta e a "dois feldspatos" orientada. Algumas observações petrográficas e estruturais sugerem que os granitóides porfiríticos e os a "dois feldspatos" cinzentos II são contemporâneos (e.g., variações gradativas (?) de características estruturais e petrográficas).

Figura 21. Quadro ilustrativo da seqüência de colocação e/ou resfriamento interpretada a partir de dados geológicos para as partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba. Ver dados e relações de contato entre as facies no texto (itens IV.3.2. e IV.3.2.1).

Em princípio, não é possível correlacionar, por falta de continuidade geográfica, os granitóides meridionais e os se tentrionais; semelhanças geológicas e petrográficas sugerem, entre tanto, que as facies homônimas são parcial ou totalmente equivalen tes, tanto em termos de colocação relativa, como de história evolutiva. Apenas os tipos a "dois feldspatos" Norte e orientados não podem, aparentemente, ser correlacionados com os granitóides a "dois feldspatos" das outras regiões do Complexo (ver Tabela IV e Capítulo V).

IV.4. AS INTERCALAÇÕES DO EMBASAMENTO

Por todo o Complexo de Morungaba (ver Figura 10, Anexo I), são freqüentes as intercalações de rochas do embasamento. Suas formas e dimensões são muito variáveis; normalmente constituem faixas ou lentes que afloram ao longo de alguns dos principais va les, atingindo extensões da ordem de centenas a milhares de metros e espessuras de dezenas a centenas (raramente milhares) de metros.

A mais importante destas intercalações é a lente gnássica de Joaquim Egídio (Wernick, 1972 b) que, na parte Centro Oeste do Complexo, separa as rochas intrusivas predominantemente equigranulares (ao Sul), das inequigranulares (ao Norte). Esta "lente" dispõe-se grosseiramente segundo E-W, com uma extensão apro ximada de 12,0 km e largura média de 3,0 km. Outras intercalações de dimensões consideráveis são também observadas ao SE, nas proximidades da Fazenda Vista Linda, nas cercanias da Fazenda dos Bar reiros e ao longo da rodovia SP-65. Ao Nordeste do Complexo, áreas com predomínio de granitóides porfiríticos e a "dois feldspatos" cinzentos II mostram também freqüentes intercalações alongadas de embasamento. Lentes menores, geralmente com dimensões decamétricas, são observadas em diversos locais, particularmente ao longo das ro dovias SP-65 e SP-360.

Em termos litológicos, as intercalações são predomi nantemente rochas gnáissicas e, mais raramente, granitóides porfi ríticos mais antigos. Segue uma breve descrição dos principais ti pos lito-estruturais observados:

1. biotita+anfibólio gnaisses fitados e listados, cuja foliação, de transposição, caracteriza-se pela alternância de leitos máficos sub-milimétricos a milimétricos, com outros, claros, de espessuras em geral maiores, compostos por material quartzo-feldspático. Apresentam, amiúde, dobras intrafoliais (e.g., Figura 23) e, em alguns locais, texturas "flaser". Podem conter intercalações decimétricas de quartzitos.
2. gnaisses bandados, com bandamento centimétrico a decimétrico, caracterizado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas mais claras, em geral hololeucocráticas, com bandas mais escuras, de biotita+anfibólio gnaisses. Nestas rochas são muito frequentes intercalações de gonditos, anfibolitos e quartzitos, com dimensões e espessuras muito variáveis.
3. milonito-gnaisses, que apresentam biotita como máfico principal ou único; são hololeucocráticos a leucocráticos e mostram foliação cataclástica muito marcada.
4. gnaisses "anatexíticos", de aspecto recrystalizado e foliação pobre. São hololeucocráticos a leucocráticos e caracterizam-se por apresentar glomérulos máficos milimétricos com biotita+granada. São muito restritos em área e ocorrem apenas nas cercanias dos contatos entre os granitóides a "dois feldspatos" e as rochas do embasamento na lente gnáissica de Joaquim Egídio.
5. rochas granitóides maciças ou foliadas, de coloração cinzenta e textura porfirítica. A matriz, leuco a mesocrática, tem granulação fina a média e apresenta biotita (+ anfibólio), feldspatos e quartzo. Os megacristais (geralmente feldspato potássico) são esbranquiçados a rosados, em geral sub-retangulares, e têm dimensões entre 1,0 e 6,0 cm; estão distribuídos de forma caótica ou pouco orientada. Estas rochas ocorrem principalmente ao Sudeste, Sudoeste, Leste e Oeste da região de domínio das intrusivas equigranulares.

Algumas das intercalações gnáissicas mostram, ainda, lentes de meta-dioritos (cf. melagranitóides) e rochas meta-básicas e meta-ultrabásicas (?) de dimensões centimétricas a métricas.

Figura 22. Contato brusco entre granitóide a "dois feldspatos" r_oseo (a) e manchado (b). Afloramento 208 (contato E, perto da via Itatiba-Valinhos).

Figura 23. Biotita+anfibólio gnaiss (em parte migmatítico) com estruturas de transposição. Observar leitos quartzo-feldspáticos (em branco) dobrados intrafoliarmente. Proximidades do ponto 26 (pedreira abandonada, perto do rio Jaguari).

IV.5. TECTÔNICA RÚPTIL: FRATURAS E FALHAS

O Complexo de Morungaba e regiões adjacentes encontram-se intensamente tectonizados.

Vários aspectos da tectônica rúptil que afetou a região são discutidos por Wernick (1972 b); no presente trabalho, foram mapeadas apenas as principais estruturas que, de alguma forma, influem no posicionamento dos granitóides e os delimitam junto às rochas encaixantes.

As direções predominantes de fraturamento e/ou cisalhamento são N-S, NNE-NE, NNW-NW e W-E; faixas orientadas segundo N-S e NNE-NE são, porém, largamente predominantes e atingem, por vezes, extensões de muitos quilômetros, com espessuras que chegam a centenas (ou até milhares) de metros. Nas zonas de falha prevalecem movimentos sub-horizontais (ver também Wernick, 1972 b). Os movimentos relativos, ora dextrógiros, ora levógiros, estão associados às estruturas regionais SW-NE, encontradas na região Nordeste do Estado de São Paulo (e.g., Fiori *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1983). Falhas de gravidade, com rejeitos aparentemente pequenos, são mais raras (cf. Wernick, 1972 b).

As zonas de fraturas ou falhas de maior expressão são preenchidas com frequência por veios de quartzo com espessuras de milimétricas a métricas e extensões que podem chegar a milhares de metros. Em vários veios de quartzo (e.g., nos que ocorrem no contato Oeste, junto ao rio Atibaia), são observadas estruturas de "box-work", com fragmentos de rochas granitóides circundados por veios de quartzo, localmente de aspecto leitoso; alguns veios contêm minerais opacos (em geral hematita). Outros veios de quartzo, de espessuras milimétricas a centimétricas (e.g., em fraturas de granitóides rôseos hololeucocráticos e granitóides-pôrfiros I) mostram estruturas em pente, geradas por movimentos (locais ?) de distensão.

Os granitóides-pôrfiros II encontram-se sempre associados às zonas de fraturas (cf. Anexo I); localmente foram afetados por esforços tectônicos posteriores à sua colocação (ver tam

bém Wernick, 1972 a, 1972 b).

As principais fraturas e falhas são posteriores à intrusão das rochas granitóides do Complexo; aparentemente, precedem à colocação dos granitóides-pórfiros II. Porém, parte dos fenômenos cataclásticos que afetam as rochas mapeadas devem ser também atribuídos à "tectônica moderna", possivelmente condicionada por direções estruturais mais antigas (Almeida, 1964; Wernick, 1967, 1972 b), que tem deformado a região Nordeste do Estado de São Paulo posteriormente ao estabelecimento da Superfície das Cristas Médias, de idade neocênica (De Martonne, 1948). Segundo Wernick (1972b), podem ser distintas zonas de fraturas e/ou falhas de diferentes idades; as mais antigas (cambrianas, cf. Capítulo VII) seriam diferenciadas das modernas pela presença mais típica de veios de quartzo.

CAPÍTULO V

PETROGRAFIA DAS FACIES GRANITÓIDES

Neste Capítulo, é descrita a petrografia microscópica das facies granitóides mapeadas do Complexo de Morungaba, na seguinte ordem: melagranitóides, granitóides a "dois feldspatos", róseos e brancos, cinzentos, róseo-acinzentados, granitóides-pórfiros e granitóides porfiríticos, juntamente com os enclaves contidos, quando presentes. As observações detalham sobretudo mineralogia, textura, composição modal e seqüência de cristalização. São adicionados dados de quimismo mineral (feldspatos).

V.1. MELAGRANITÓIDES

Incluem-se neste grupo rochas com granulações variadas e índices de cor superiores a 10. Ao microscópio petrográfico, são individualizadas cinco variedades. Quatro são de granulação fina a média; duas delas (a primeira e a segunda variedades) apresentam índices de cor mais elevados e composição modal diorítica, quartzo-diorítica e quartzo-monzodiorítica (Tabela VI, Figura 24) e diferem entre si pela textura. As outras duas (terceira e quarta) têm índices de cor menores e composição granodiorítica a granítica. A quinta é de granulação mais grossa.

A primeira variedade, apresenta texturas incipientemente metamórficas, granoblásticas, porém dominam as texturas magmáticas hipidiomórficas; em algumas lâminas, observam-se texturas orientadas (fluxo?). A trama é caracterizada pela disposição caótica ou orientada de plagioclásio ripiforme; os demais minerais são, em geral intersticiais. Glomérulos (1,0 - 2,0 mm) com anfibólio são observados ocasionalmente.

O plagioclásio (0,5 - 1,5 mm) é idiomórfico, com geminações segundo leis de Albita, Carlsbad e Periclínio. Apresenta zoneamento composicional concêntrico normal ou oscilatório complexo; mais raramente parece ser de tipo setorial (domínios zonados mais irregulares, efeito metamórfico?). Os núcleos dos cristais são de andesina, às vezes labradorita sódica, e as bordas de oligoclásio cálcico a andesina sódica (Figura 35). Os grãos incluem titanita, opacos, apatita e algum anfibólio e biotita, especialmente nas bordas. Nos contatos com feldspato potássico desenvolvem diminutas mirmequitas e/ou bordas albíticas; "antipertitas" (pequenas manchas de feldspato potássico dentro do plagioclásio) são raras. A alteração é incipiente.

Quartzo (0,3 - 0,5 mm) e feldspato potássico ($\leq 0,4$ mm) são xenomórficos e intersticiais. O primeiro é límpido, com leve extinção ondulante, contatos poligonais e inclui apatita; o segundo mostra geminação difusa do microclínio e poucas pertitas em veios e filmes diminutos. A composição global das pertitas varia no intervalo $Or_{84}(Ab+An)_{16}$ - $Or_{95}(Ab+An)_{05}$ (com $An \leq 1,0$) e a do hospedeiro entre $Or_{92}(Ab+An)_{08}$ e $Or_{98}(Ab+An)_{02}$ (com $An \leq 1,0$) (Figura 35).

O anfibólio (0,3 - 0,6 mm) é do grupo de hornblenda, com fórmula pleocróica verde-oliva (Z), amarelo-esverdeado (Y) e incolor a amarelo pálido (X); $z \wedge c = 17^{\circ}$ - 22° . É subidiomórfico a idiomórfico e pode apresentar geminação simples e zoneamento setorial. Ocorre isolado, em grupos com os outros máficos ou em glomérulos monominerálicos, cujos grãos mostram, freqüentemente, contatos poligonais. Inclui opacos, apatita e, mais raramente titanita. Localmente é observada reação para biotita.

A biotita (0,2 - 0,6 mm), com pleocroismo em tonali-dades esverdeadas, é, em geral, o máfico dominante. Subidiomórfica, de hábito placóide, ocorre isolada ou em grupos intersticiais junto aos demais máficos. Inclui, amiúde, titanita, opacos e apatita; ocasionalmente hornblenda, alanita (?) e zircão, os dois últimos denunciados por halos pleocróicos. Mostra poucos ou nenhum sinal de deformação.

Entre os acessórios, titanita é o principal, com dimensões entre 0,4 e 0,6 mm, idiomórfica de hábito navicular, com

geminção polissintética e inclusões de opacos e apatita. Os opacos ($\leq 0,3$ mm), idiomórficos, compreendem titanio-magnetita ou magnetita titanífera, alguma ilmetita (por vezes com bordas de magnetita) e esporádica pirita diminuta. Apatita ($\leq 0,3$ mm) é idiomórfica, de hábito prismático dominante. Alanita (0,3 - 0,6 mm), idiomórfica, apresenta geminação simples, forte zoneamento concêntrico e inclui opacos e apatita. Zircão, diminuto, é muito raro. Os acessórios ocorrem isolados, em pequenos grupos de três a quatro indivíduos da mesma espécie (opacos, apatita), ou em grupos associados à hornblenda e biotita.

Como minerais de alteração, foram detectados epidoto, carbonato, clorita e sericita, os dois primeiros associados de forma mais freqüente aos máficos. Clorita altera essencialmente biotita e a sericita associa-se ao plagioclásio.

Os acessórios são as primeiras fases a cristalizar: apatita e zircão seguidos, em ordem, por opacos, titanita e, provavelmente, alanita. Entre os minerais principais, o plagioclásio é o primeiro a cristalizar, segue a hornblenda e depois biotita. Quartzo e feldspato potássico são mais tardios, o primeiro precedendo o último.

A *segunda variedade*, com mineralogia semelhante, mostra uma textura diferente, caracterizada pelo aspecto recristalizado e pela maior abundância de glomérulos máficos.

O caráter recristalizado é observado principalmente nos minerais félsicos e, em parte, nos opacos e apatita. O plagioclásio (0,5 - 2,0 mm) apresenta núcleos com tendências idiomórficas e zoneamento complexo com composições de andesina sódica a intermediária; alguns núcleos mais saussuritizados são de labradorita sódica (Figura 35). Já as bordas, mais límpidas, apresentam geminação pobre e zoneamento mais regular, com composições de oligoclásio intermediário a cálcico, e mostram contatos mútuos irregulares e imbricados. Os grãos de plagioclásio, associados à feldspato potássico e quartzo intersticiais, constituem verdadeira "massa" intersticial de textura granoblástica e "poiquilítica", com inúmeras inclusões de opacos diminutos, apatita (com hábito tipicamente

acicular) e quantidade menores de titanita, hornblenda e biotita (Fotomicrografia 1).

Os glomérulos máficos (1,0 - 3,0 mm), arredondados a ovalados ou ainda irregulares, consistem de hornblenda e quantidades menores de titanita, opacos e apatita, todos submilimétricos; contatos poligonais entre grãos de hornblenda são comuns. Localmente, tais glomérulos são envoltos por palhetas de biotita.

No restante, as características gerais são comparáveis às descritas para a primeira variedade; aspectos a destacar são a pequena variação na composição do feldspato potássico (Figura 35), a presença de intercrescimentos simplectíticos de quartzo e hornblenda, o aspecto por vezes poiquilítico da hornblenda e da biotita dado por inclusões de opacos, e o pleocroísmo da biotita algo mais acentuado, com Z = castanho escuro.

A ordem de cristalização magmática foi, provavelmente, análoga à indicada para a variedade anterior.

A terceira e a quarta variedades, de granulações finas a médias e índices de cor menores, apresentam plagioclásio mais ácido e não contêm anfibólio; uma delas, a mais félsica, apresenta muscovita, possivelmente primária. Suas texturas variam de hipidiomórfica a xenomórfica equigranular e a trama é determinada principalmente pelo plagioclásio, que distribui-se como uma "malha" de cristais interligados. Algumas secções apresentam orientação incipiente; outras já mostram cristais esparsos de feldspato potássico maiores, regularmente distribuídos, o que confere à rocha leve aspecto porfiróide. Em várias lâminas estudadas, observou-se que os contatos entre os minerais félsicos são irregulares e imbricados; adicionalmente; plagioclásio e feldspato potássico contêm, com frequência, inclusões marginais, em forma de gotas, de quartzo.

O plagioclásio é composicionalmente restrito, com núcleos de oligoclásio cálcico a andesina intermediária e bordas de oligoclásio sódico a cálcico (Figura 35). Inclui, de preferência nas bordas (além das mencionadas gotas de quartzo) titanita, opacos e apatita (não raramente com hábito acicular). Nas zonas de contato com feldspato potássico, apresenta ora bordas com pequenas

Tabela VI

Dados modais de melagranitóides do (ou associados ao) Complexo Intrusivo de Morungaba

A) Melagranitóides de granulação fina a média

Amostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-12-B	27,00	41,30	19,90	-	7,90	-	1,40	0,20	0,10	0,40	1,80	88,00/12,00
A-12-C	26,50	38,60	23,40	-	9,10	-	1,00	0,20	0,30	tr	0,90	88,50/11,50
A-12-D	7,00	50,20	9,90	6,50	16,00	-	0,80	0,10	-	0,40	4,20	72,00/28,00
A-20-	3,30	56,60	6,50	12,90	13,80	-	2,10	0,60	tr	0,20	4,00	66,40/33,60
A-92	24,20	40,50	22,50	-	9,30	-	0,80	0,20	0,40	0,10	1,50	87,20/12,80
A-179	20,00	43,40	23,30	-	10,10	1,50	-	0,60	-	0,40	0,80	86,60/13,40
A-210	25,60	40,65	21,50	-	8,20	-	1,10	0,30	0,10	0,80	1,85	87,65/12,35
A-238-A	9,00	56,90	12,00	3,50	14,50	-	1,50	0,20	-	0,20	2,30	77,80/22,20
A-238-B	6,00	58,30	10,80	7,30	12,30	-	0,20	0,30	-	0,40	2,60	75,10/24,90
Mo-4	11,70	49,80	14,40	4,70	16,00	-	1,70	0,20	-	0,10	1,40	75,40/24,10
Mo-4-A	3,00	60,40	2,50	15,00	13,50	-	1,20	0,80	-	0,10	3,50	65,90/34,10

B) Melagranitóides de granulação média a grossa

A-241	17,10	47,30	9,40	11,60	11,40	-	1,50	0,20	-	0,10	1,40	73,80/26,20
A-343	8,00	49,90	7,50	10,50	18,10	-	2,80	0,40	-	0,10	2,70	65,40/34,60
A-343-A	5,00	55,80	6,70	12,50	15,50	-	1,50	0,50	-	0,10	2,40	67,50/32,50

1) inclui albita peritítica;

2) inclui produtos de alteração e mirmequitas;

3) carbonatos e materiais não identificados.

Figura 24. Diagrama modal Q-A-P-M para melagranitóides do Complexo de Morungaba: melagranitóides de granulações fina a média (círculos cheios) e média a grossa (círculos vazios).

mirmequitas, ora finas películas albíticas. "Antipertitas" também ocorrem. A alteração é incipiente.

Quartzo e microclínio são habitualmente intersticiais e xenomórficos, mas também já se apresentam como grãos de dimensões maiores (1,0 - 4,0 mm) distribuídos regularmente. Em tais casos, o quartzo é sub-arredondado, límpido e via de regra deformado; já o microclínio é mais idiomórfico e, amiúde, zonado, com núcleos mais ricos em lamelas de albíta (veios e filmes pequenos). As bordas deste último são poiquilíticas, com inclusões de plagioclásio (em geral "corroídas) e de outros minerais. A composição global de pertita limita-se ao intervalo $Or_{85}(Ab+An)_{15} - Or_{95}(Ab+An)_{05}$ (com $An \leq 1,0$); a fase potássica varia entre $Or_{93}(Ab+An)_{07}$ e $Or_{97}(Ab+An)_{03}$, com $An \leq 0,6$ (Figura 35).

Dos acessórios, merece destaque, nas variedades mais fêlsicas, a muscovita, subidiomórfica, límpida, freqüentemente intersticial, e a ausência de titanita. Observa-se, ainda, ilmenita (com ou sem lamelas de hematita) e provável ilmeno-magnetita.

Os minerais de alteração incluem adicionalmente clinozoizita e albíta associados ao plagioclásio. A clorita pode apresentar estrutura sagenítica (herdada da biotita?).

Com relação à *ordem de cristalização*, as texturas sugerem a nucleação primeira dos acessórios (zircão, apatita, opacos, titanita e alanita), seguidos pelo plagioclásio, depois biotita, feldspato potássico e, finalmente, quartzo. A muscovita é mineral tardio.

A *última variedade* é uma rocha homogênea, de granulação média a grossa. Sua composição modal (Tabela VI, Figura 24) corresponde a quartzo-diorito e quartzo-monzodiorito. A textura é hipidiomórfica, dominada por plagioclásio e biotita ripiformes, caoticamente distribuídos. As dimensões dos grãos são, em média, inferiores a 5,0 mm; plagioclásio, feldspato potássico e biotita atingem, contudo, dimensões entre 7,0 e 9,0 mm.

É mineralogicamente semelhante às duas primeiras variedades descritas; o plagioclásio, contudo, apresenta bordas mais

sódicas, que chegam a oligoclásio intermediário (ver Figura 35). Os principais aspectos texturais compreendem, além da granulação, o desenvolvimento proeminente de biotita com hábito ripiforme, por vezes com aspecto poiquilítico dado por inclusões (isoladas ou agrupadas) de apatita e/ou opacos e/ou titanita; esta última frequentemente dispõe-se como "micro lentes" ao longo das clivagens da mica. Destacam-se também os intercrescimentos simplectíticos de quartzo com hornblenda e biotita, a presença de possíveis núcleos reliquias de clinopiroxênio no anfibólio e a estrutura sagenítica da biotita.

V.2. GRANITÓIDES A "DOIS FELDSPATOS"

São agrupadas sob esta designação (ver Tabela IV) todas as facies onde plagioclásio e feldspato potássico têm cores contrastadas em amostra de mão. Compreendem variedades hololeucocráticas a leucocráticas de granulações médias a grossas. Modalmente (Tabela VII, Figuras 25, 26, 27 e 28), predominam os granitos 3b (tipos a "dois feldspatos" róseos de granulação média I e II, brancos, cinzentos I e II, róseos grossos I, II e III, manchados, Norte e orientados); os quartzo-monzonitos (tipos a "dois feldspatos" cinzentos I e II (?), róseos grossos III) e granitos 3a (a "dois feldspatos" róseos grosso I) são subordinados. Com relação aos granitóides róseos de granulação média I e II, manchados, Norte e orientados, todos do campo 3b ressalta-se a pequena dispersão no diagrama Q-A-P, com suas projeções situando-se sempre muito próximas do centro geométrico do triângulo.

Ao *microscópio*, encontram-se desde as texturas hipidiomórficas equigranulares a inequigranulares (facies de granulações médias a grossas) até as algo xenomórficas ("dois feldspatos" Norte) e as porfiríticas (facies de granulação grossa). As dimensões do feldspato potássico são, em média, sempre superiores às do plagioclásio. Nestas rochas, o plagioclásio dispõe-se, em geral, em "synneusis" (Vance, 1969), formando malhas, cordões ou grupos isolados com poucos indivíduos (Fotomicrografia 2). Os grãos menores de feldspato potássico e quartzo são intersticiais; os maiores aparecem isolados e distribuídos com regularidade. O quartzo

Tabela VII

Dados modais de granitóides "a dois feldspatos" e enclaves do Complexo intrusivo de Morungaba

A) Granitóides "a dois feldspatos" róseos grosseiros

Amostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+outros ³	Félsicos/Méfsicos
A-8	29,90	33,10	27,40		7,40	-	0,60	0,20	tr	0,30	-	1,10	90,40/9,60
A-22	32,45	34,55	28,90		2,80	-	0,30	0,10	tr	0,20	-	0,75	95,85/4,15
A-230	43,35	31,75	22,50		2,65	tr	0,35	-	-	0,10	-	1,05	95,85/4,15
A-305	33,35	23,80	40,40		1,50	-	0,40	0,10	-	0,25	-	0,55	97,20/2,80
A-306	38,85	29,15	25,85		4,75	-	0,40	tr	0,20	0,30	-	0,50	93,85/6,15
A-311-A	44,60	20,40	32,00		1,80	tr	0,35	tr	tr	0,25	-	0,65	97,00/3,00
A-3119-B	35,20	42,80	16,20		3,90	-	0,20	0,10	0,10	0,05	-	1,15	94,60/5,40
A-Si-B	32,65	38,25	23,65		3,80	-	0,40	0,15	0,15	0,10	-	0,85	94,85/5,15

B) Granitóides "a dois feldspatos" róseos I, II e manchados

A-3-A	40,85	31,15	25,05		1,85	-	0,15	tr	-	0,65	tr	0,30	97,05/2,95
A-11	33,50	31,30	26,70		6,00	-	0,20	0,30	tr	0,20	-	1,70	91,60/8,40
A-49	35,26	37,46	24,26		2,47	tr	-	-	-	0,80	-	1,74	94,99/5,01
A-50	33,66	31,93	29,93		1,80	-	0,30	0,16	0,80	0,40	-	1,00	95,54/4,46
A-95	34,00	32,73	28,73		2,06	-	0,50	0,10	tr	1,00	-	0,86	95,48/4,52
A-159	32,47	28,00	36,34		1,67	-	-	0,06	0,20	tr	-	0,56	97,51/2,49
A-161-B	42,20	32,68	19,96		3,43	tr	-	0,14	-	0,27	-	0,67	94,99/5,01
A-162	40,80	30,40	23,40		4,20	0,20	-	tr	-	0,20	-	0,80	94,60/5,40
A-208-A	32,65	33,05	31,75		1,55	tr	-	0,30	-	0,15	tr	0,55	97,45/2,55
A-208-B	34,85	33,30	26,40		4,10	-	tr	0,20	tr	0,20	tr	0,85	94,65/5,40
A-320-A	38,10	29,40	27,10		3,50	-	0,40	0,20	0,20	0,10	-	1,00	94,60/5,40

C) Granitóides "a dois feldspatos" cinzentos I e II

A-12-A	36,25	38,40	20,05		3,70	-	0,30	0,50	0,15	0,20	-	0,45	94,70/5,30
A-56	37,55	27,45	24,45		7,35	-	0,30	0,50	0,45	0,50	-	1,50	90,40/9,60
A-57	42,00	29,28	23,04		3,28	-	0,06	0,10	0,20	1,00	-	1,04	94,32/5,68
A-59	43,40	30,44	20,52		4,32	-	0,10	0,10	0,12	0,40	-	0,60	94,36/5,64
A-68	34,60	38,92	21,13		3,06	-	0,70	0,16	0,20	0,08	-	1,14	94,66/5,34
A-88	36,10	33,65	23,25		5,05	tr	tr	0,40	-	0,25	-	1,30	93,00/7,00
A-90	29,90	45,30	17,90		5,00	-	0,30	0,10	0,40	0,10	-	1,00	93,10/6,90
A-129	28,40	45,40	16,60		6,90	-	0,10	0,25	0,65	0,25	-	0,95	90,80/9,20
A-134	35,70	36,25	17,45		8,00	-	0,90	0,25	-	0,20	-	1,25	89,40/10,60
A-139	28,87	43,23	18,94		6,40	-	0,70	0,24	0,50	0,16	-	1,60	90,40/9,60
A-170-A	37,00	38,70	18,50		4,00	-	0,20	0,10	tr	0,30	-	1,10	94,30/5,70
A-239	39,73	37,33	14,47		6,94	-	0,13	0,20	0,20	0,07	-	0,94	91,52/8,48

D) Granitóides "a dois feldspatos" N e orientados

A-54	36,20	29,10	28,60	3,50	tr	0,10	0,10	0,50	1,50	-	0,80	94,30/5,70
A-103	32,20	35,40	26,33	4,20	1,34	-	-	-	0,20	-	0,20	93,92/6,08
A-110	38,65	31,20	23,35	4,50	tr	0,40	0,40	0,20	0,50	-	0,80	93,20/6,80
A-143	32,10	29,20	31,70	3,50	2,50	-	-	-	0,30	tr	0,70	93,00/7,00
A-145	37,00	32,70	24,00	3,40	2,10	-	-	tr	0,60	tr	0,20	93,70/6,30
A-146	30,20	38,60	25,10	4,60	1,20	-	-	-	0,30	-	0,10	93,80/6,20
A-147	28,05	34,95	32,05	4,20	0,50	-	tr	tr	0,25	-	tr	95,05/4,95
A-149	35,70	35,50	19,60	7,90	tr	tr	0,50	0,30	0,30	-	0,30	90,70/9,30
A-152	35,80	32,26	26,26	4,26	0,60	-	tr	tr	0,47	-	0,34	94,27/5,73
A-189-A	38,30	27,00	30,00	3,70	1,30	-	-	-	0,30	-	0,40	95,30/4,70

E) Enclaves

EN-4 (A-22)	1,00	72,80	6,20	14,20	tr	1,30	0,10	-	0,60	-	3,80	80,00/20,00
EN-15 (A-319-B)	0,50	70,50	5,20	17,40	-	1,40	0,20	-	0,50	-	4,00	76,50/23,50
EN-17 (A-129)	0,80	67,60	1,60	25,60	-	2,30	0,40	tr	0,20	-	0,80	70,70/29,30

- 1) inclui albita pertítica e anéis de plagioclásio;
- 2) inclui produtos de alteração e mirmequitas;
- 3) carbonatos e materiais não identificados.

Figura 25. Diagrama modal Q-A-P-M para granit6ides a "dois feldspatos" r6sseos grossos (c6rculos cheios) e enclaves (x) do Complexo Intrusivo de Morungaba. Linha tracejada une enclavo e hospedeiro

Figura 26. Diagrama modal Q-A-P-M para granit6ides a "dois feldspatos" r6sseos m6dios I, II e manchados do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 27. Diagrama modal Q-A-P-M para granitôides a "dois feldspatos" cinzentos I (círculos cheios), cinzentos II (círculos vazios) e enclaves (x) do Complexo Intrusivo de Morungaba. Linha tracejada une enclave e hospedeiro.

Figura 28. Diagrama modal Q-A-P-M para granitôides a "dois feldspatos" Norte e orientados do Complexo Intrusivo de Morungaba.

pode ainda ser observado como inclusões goticulares nos tipos a "dois feldspatos" Norte e orientado. O máfico principal é a biotita, encontrada em placas isoladas e/ou agrupadas em "synneusis"; as socia-se, particularmente nas variedades mais máficas, ao plagioclásio. As dimensões dos minerais félsicos variam deste submilimétricas até centimétricas (1,0 cm; 2,0 cm no caso dos granitóides mais grossos); os acessórios são, em geral, submilimétricos.

Feldspato potássico e agrupamentos máficos são os maiores responsáveis pela orientação, quando presente, nestas rochas.

O plagioclásio ocorre em pelo menos *dois tipos texturais* diferentes, cada qual com variação composicional própria. O *primeiro tipo*, predominante, reúne os cristais maiores (1,0 - 6,0 mm, raramente até 8,0 mm), subidiomórficos a idiomórficos, de hábitos ripiformes a tabulares, geminados segundo Albita, Carlsbad e Periclínio. São zonados de forma complexa, normal pouco marcada (facies mais equigranulares, de índices de cor menores); mais raros são os casos de zonalidade de aspecto setorial. Suas composições abrangem, principalmente, o intervalo do oligoclásio, com núcleos de oligoclásio a andesina sódicos e as bordas de albita a oligoclásio cálcico (Figura 35). Habitualmente, os grãos estão deformados, com ondulações nas lamelas de geminação; em alguns casos observa-se a presença de plagioclásio sódico (albita) nas zonas de maior deformação dos cristais. Quando em contato com feldspato potássico, aparece quase sempre com finas bordas albíticas ou zonas mirmequíticas mais espessas e irregulares. As mirmequitas possuem duas formas principais: uma, como lóbulos irregulares, com os vermes de quartzo arborescentes, dispõe-se com a convexidade voltada para o feldspato potássico; outra, como bordas mais regulares, apresenta os vermes de quartzo "em pente", mais ou menos normais ao contato plagioclásio-mirmequita. Como inclusões neste tipo de plagioclásio, foram detectados opacos, apatita, titanita e mais raramente biotita. "Antipertitas" são comuns; a alteração é leve ou média.

Como *segundo tipo* textural, aparece plagioclásio em grãos menores ($\leq 1,0$ mm), não deformados, xenomórficos a pouco

Fotomicrografia 1. Cristal de plagioclásio com núcleo muito alterado e bordas límpidas ricas em inclusões (principalmente de opacos, apatita e titanita idiomórficos), em contato irregular com matriz quartzo-feldspática de aspecto granoblástico. Os grãos da matriz também são ricos em inclusões. Amostra A-12-D. Nicóis cruzados. 156 x.

Fotomicrografia 2. Agrupamento em "syneusis" de cristais de plagioclásio subidiomórficos, saussuríticos e máficos (essencialmente biotita), com algum quartzo intersticial. No canto superior direito, feldspato potássico. Amostra A-129. Nicóis cruzados. 39 x.

subidiomórficos, mais límpidos, geminados (ou não) segundo a Albita, pouco zonados e com composições mais sódicas (no intervalo entre albita e oligoclásio sódico, Figura 35). Os grãos ocorrem como agregados irregulares, por vezes mostrando mirmequita granular. Tal tipo pode ser observado de diferentes formas. Nos granitóides relativamente mais máficos (e.g., cinzentos I e II, róseos grossos III), observam-se agregados com textura granoblástica, intersticiais a feldspato potássico, ou entre feldspato potássico e plagioclásio do primeiro tipo. Sua composição é algo mais cálcica; podem ser mirmequíticos ou apresentar finas bordas albíticas quando em contato com feldspato potássico (e.g., Fotomicrografia 17); a alteração é leve e essencialmente sericítica. Nas rochas mais félsicas (e.g., róseas grossas I e II), são observados mais frequentemente agregados xenomórficos de albita, intersticiais a feldspato potássico, por vezes envolvendo-o parcialmente. Assemelham-se às "swapped rims" (Smith, 1974; Fotomicrografia 3). Localmente, podem estar recristalizadas segundo pequenos cristais idiomórficos de albita com geminação polissintética; outras vezes são mirmequíticos e, nestes casos, é completa a semelhança com as "mirmequitas em veios" descritas por Hibbard (1979).

O feldspato potássico (microclínio) ocorre como cristais maiores (0,4 - 1,0 cm, raramente até 2,0 cm) subidiomórficos a idiomórficos de hábito tabular e também como grãos menores, intersticiais, xenomórficos. Na maioria das lâminas estudadas, podem ser distintos pelo menos *dois tipos texturais* contratados de feldspato potássico, caracterizados pelo hábito, idiomorfismo, relações de contato com o plagioclásio e, principalmente, pelo tipo de geminação.

O primeiro tipo textural, caracterizado pela presença de geminações Carlsbad e Baveno e ausência (ou presença muito difusa) de geminação em grade, ocorre apenas nos cristais maiores; o segundo tipo, marcado pelo bom desenvolvimento da geminação em grade, ocorre nos cristais maiores e menores. Normalmente os cristais de feldspato potássico mostram predominantemente feições do primeiro tipo textural; em diversos dos cristais porém observa-se a coexistência dos dois tipos texturais, havendo passagem de áreas (domínios) geminados em grade para áreas não geminadas (Fotomicro-

grafia 6). São também freqüentes os cristais maiores totalmente geminados em grade.

O primeiro tipo textural é fortemente pertítico, contendo albita em veios e filmes pequenos (às vezes com padrão em rede); em veios maiores, mais irregulares, anostomosados, ou ainda em manchas. Nas variedades de caráter mais porfirítico, é peculiar a presença de anéis concêntricos de plagioclásio sódico, os quais acompanham faces de crescimento do feldspato potássico (Fotomicrografia 4), com nítido zoneamento composicional: os anéis mais internos são mais ricos em anortita que os mais externos; em algumas amostras (e.g., A-230), os dados de microsonda identificaram variações de albita até oligoclásio intermediário. Este tipo de feldspato potássico pode mostrar ainda cristais zonados, com maior concentração de lamelas de albita pertítica no núcleo. Como inclusões, sempre mais freqüentes nas bordas dos grãos, aparecem máficos, quartzo e plagioclásio; este último, ripiforme, geminado e zonado, apresenta-se, por vezes, com contornos muito irregulares ("corroídos") e com bordas albíticas (com crescimento por vezes controlado pela morfologia e estrutura do hospedeiro, e.g., Fotomicrografia 7). Habitualmente as inclusões de plagioclásio dispõem suas faces (010) paralelamente às principais zonas do hospedeiro (Fotomicrografia 4). Nos granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos II, encontram-se cristais de feldspato potássico isolados com típicas texturas rapakivi (Fotomicrografia 5).

Aspectos texturais mais característicos do segundo tipo textural do feldspato potássico são a presença marcante de geminação em grade e os contatos muito irregulares e interpenetrados com plagioclásio vizinho (como contraste, os contatos entre plagioclásio e feldspato potássico de primeiro tipo são comparativamente mais regulares). O segundo tipo contém ainda inclusões muito "corroídas" de plagioclásio, de mirmequitas (Fotomicrografia 8); albita pertítica como manchas é mais freqüente. É este tipo que constitui as "antipertitas".

As composições dos dois tipos de feldspato potássico são semelhantes. A composição global das pertitas limita-se ao intervalo $\text{Or}_{81}(\text{Ab}+\text{An})_{19}$ - $\text{Or}_{96}(\text{Ab}+\text{An})_{04}$, ($\text{An} \leq 1,0$); a fase potás-

Fotomicrografia 3. Agregado xenomórfico de albita intergranular à feldspato potássico de primeiro tipo textural, desenvolvendo-se como "swapped rims" (ver texto). Um cristal de feldspato potássico possui agregados albiticos no seu interior. No canto superior direito, plagioclásio com bordas albiticas e mirmequitas. Amostra A-230. Polarizadores cruzados. 50 x.

Fotomicrografia 4. Detalhe de cristal de feldspato potássico do primeiro tipo textural contendo anéis concêntricos e inclusões orientadas (idiomórficas) de plagioclásio. Amostra A-68. Polarizadores cruzados. 39 x.

Fotomicrografia 5. Cristal de feldspato potássico de primeiro tipo textural, geminado segundo a Lei de Carlsbad, pertítico, ovóide, en volta por plagioclásio ácido, subidiomórfico, geminado segundo Lei da Albite (textura rapakivi). Observar inclusão de plagioclásio subidiomórfico (em claro) com bordas albiticas. Amostra A-22. Polarizadores cruzados. 39 x.

Fotomicrografia 6. Feldspato potássico de tendências megacristalinas, pertítico, geminado segundo Carlsbad e em grade, mostrando a coexistência dos dois tipos texturais (ver texto). Parte do indivíduo inferior (em cinza claro) mostra inclusões de plagioclásio com bordas albiticas. Apenas parte (localmente delimitada por uma fratura) do indivíduo superior (em cinza escuro) tem geminação em grade. Amostra A-68. Polarizadores cruzados. 39 x.

sica compreende o intervalo entre $Or_{91}(Ab+An)_{09}$ e $Or_{98}(Ab+An)_{02}$, com $An \leq 1,0$ (Figura 35). A albita pertítica apresenta, em geral, $Ab \geq 95$. Como regra quase geral, as composições globais mais ricas em Or são encontradas mais comumente nos grãos ou domínios do segundo tipo textural.

O quartzo é seriado, com dimensões médias entre 1,0 e 4,0 mm. Os cristais menores são intersticiais, os maiores constituem mosaicos irregulares, alongados a sub-arredondados, com poucos cristais, ou ainda glóbulos isolados, estes mais frequentes nas variedades róseas de granulação média I e II e, em menor escala, nos tipos manchado e Norte. Nas variedades cinzentas I e II e róseas grossas III predomina o quartzo intersiticial. Em todas as facies apresenta-se deformado e, amiúde, recristalizado em pequenos cordões e/ou ilhas com texturas granoblásticas. É pobre em inclusões.

A biotita (0,4 - 2,5 mm), subidiomórfica de hábito placóide, pleocrônica em tons de verde-amarelado a verde-acastanhado (com cores mais acentuadas -- castanho avermelhadas -- em algumas variedades com muscovita ao N e NE do Complexo), é pouco a medianamente deformada. As inclusões são de opacos, apatita, alanita e zircão; os dois últimos provocando halos pleocrônicos, mais comuns nas variedades mais félsicas. A alteração é clorita (em geral penina) que chega, na variedade rósea grossa I, a substituí-la quase que totalmente.

A muscovita encontra-se como possível mineral primário apenas nas variedades presentes ao N e NE do Complexo (tipos Norte e Orientado) e em alguns tipos meridionais mais félsicos. Nestas rochas, caracterizadas pela ausência de titanita, a muscovita, subidiomórfica, placóide ($\leq 1,0$ mm), límpida, ocorre como cristais isolados. Nas rochas sem muscovita primária, titanita é o acessório típico.

Dentre os acessórios, titanita ($\leq 0,5$ mm até 2,0 mm nos tipos mais grossos) é idiomórfica; pode mostrar geminação polissintética e nítido zoneamento, evidenciado de forma mais clara sob luz refletida; inclui opacos, apatita e zircão. Os opacos ($\leq 0,5$ mm, raramente até 1,0 mm), idiomórficos, são magnetita ou tita

Fotomicrografia 7. Inclusão idiomórfica de plagioclásio, com bordas albíticas, em feldspato potássico. Observar que o plano de geminação (Baveno) atua, provavelmente, como barreira para o desenvolvimento de bordas albíticas, que só ocorrem à direita. Amostra A-90. Polarizadores cruzados. 156 x.

Fotomicrografia 8. Cristal de feldspato potássico do segundo tipo textural, geminado em grade, contendo inclusões de plagioclásio sub idiomórfico com bordas albíticas e de mirmequita. Observar também, na parte inferior direita, plagioclásio mirmequítico mostrando in flexão das lamelas de geminação, da Albite. Amostra A-68. Polarizado res cruzados. 156 x.

no-magnetita (às vezes com lamelas de ilmenita) e ilmenita (com lamelas de hematita); pirita, geralmente presente como cristais diminutos, é maior e mais abundante apenas nos tipos grossos I. Nas variedades com muscovita, a magnetita está, em geral, ausente e a quantidade de opacos é mais reduzida (ver Tabela VII). Alanita ($\leq 0,5$ mm) idiomórfica, apresenta geminação simples e zoneamento concêntrico; bordas e epidoto são comuns. Ocorre de preferência nas rochas com titanita e inclui apatita e opacos. Os demais acessórios são apatita e zircão, idiomórficos e diminutos; o segundo aparece, provavelmente, zonado em algumas facies (e.g., cinzentos I e II).

Os glomérulos máficos observados no tipo manchado mostram biotita, plagioclásio saussurítico e escassos acessórios (opacos, titanita e apatita).

Minerais de alteração compreendem sericita/muscovita, epidoto/clinozoizita, albita, carbonatos e fluorita (associados ao plagioclásio) e clorita, epidoto, opacos (particularmente hematita) e quartzo (associados aos máficos).

Ordem de cristalização

A seqüência de cristalização dos granitóides a "dois feldspatos" é complexa. Nos tipos cinzentos e róseos grossos II, os acessórios são de cristalização inicial, seguidos, em ordem, por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo; em algumas lâminas o feldspato potássico parece, porém, preceder o plagioclásio. Biotita é posterior ao plagioclásio e, aparentemente, anterior ao feldspato potássico. Nas variedades grossas mais félsicas, os mosaicos de plagioclásio parecem também preceder os demais félsicos. Nas variedades mais félsicas de granulação média, o quartzo globular, de tamanho maior, é de cristalização possivelmente precoce. O segundo tipo textural de ambos os feldspatos é sempre tardio.

Os enclaves

São característicos destas facies os enclaves alonga

dos e os microgranulares claros. Enclaves microgranulares escuros somente são encontrados na variedade manchada; por serem mais típicos dos granitóides cinzentos, róseo-acinzentados e brancos associados, serão descritos no item correspondente.

Os enclaves alongados e os microgranulares claros são semelhantes do ponto de vista mineralógico: apresentam plagioclásio e biotita acompanhados de acessórios como opacos (principalmente magnetita), titanita e apatita. Modalmente (Tabela VII, Figuras 25 e 27), são dioritos, quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, sendo sempre mais máficos que as rochas encaixantes. Os enclaves alongados são foliados (Fotomicrografia 9) e os microgranulares claros são maciços (Fotomicrografia 10). A razão plagioclásio/biotita é sempre maior nos microgranulares. Megacristais de microclínio peritítico, com dimensões entre 0,5 e 2,0 cm, subidiomórficos a pouco xenomórficos, são restritos aos tipos alongados.

O plagioclásio destes enclaves (1,0 - 2,0 mm) é subidiomórfico a idiomórfico, com hábito ripiforme (mais acentuado nos alongados) a tabular (ver Fotomicrografia 9 e 10); apresenta-se geminado segundo Albita, Carlsbad e Periclínio, e zonado de forma normal ou complexa. As composições variam de oligoclásio intermediário a andesina sódica (avaliações ópticas) e são (?) em média, mais cálcicas que as apresentadas pelo plagioclásio das rochas encaixantes. Os contatos entre os grãos são retilíneos ou pouco interpenetrados. Via de regra, é fortemente saussurítico. Quartzo e feldspato potássico (exceção aos megacristais dos enclaves alongados) são de dimensões menores, xenomórficos e intersticiais. A biotita (0,5 - 1,0 mm), subidiomórfica, placóide, pleocróica em tons de verde-acastanhado, ocorre nos enclaves alongados como cordões e/ou isolada; nos microgranulares é mais isolada e intersticial. Apresenta-se pouco deformada; a alteração (muito acentuada nos microgranulares) é a clorita (penina) e algum opaco. Tanto biotita como plagioclásio incluem opacos, apatita e titanita idiomórficos, submilimétricos.

V.3. GRANITÓIDES RÓSEOS E BRANCOS

As diversas facies róseas e brancas constituem um

Fotomicrografia 9. Detalhe de enclave alongado: observar cristais subidiomórficos-idiomórficos, ripiformes, de plagioclásio zonado, saussurítico, dispostos de forma orientada, com os minerais máficos dispostos intersticialmente. Amostra A-129. Polarizadores cruzados. 39 x.

Fotomicrografia 10. Detalhe de enclave microgranular claro: observar cristais subidiomórficos-idiomórficos de plagioclásio zonado, saussurítico, dispostos aleatoriamente, com aspecto de textura cumulática. Os minerais máficos são intersticiais. Amostra A-319-B. Polarizadores cruzados. 39 x.

grupo de rochas de granulação média a fina, hololeucocráticas; apenas o tipo róseo com biotita de granulação fina é leucocrático. Neste grupo, as diferenças entre as diversas facies são principalmente texturais. Todas são granitos 3b, com apenas uma exceção (Tabela VIII, Figuras 29 e 30), e as suas projeções modais situam-se muito próximas do centro geométrico do triângulo Q-A-P.

Ao *microscópio*, domina a textura hipidiomórfica equigranular a levemente inequigranular (com cristais maiores de feldspato potássico e quartzo) nas facies de granulação média; nas de granulação fina, não faltam as texturas mais xenomórficas e equigranulares. Mineralogicamente, diferenciam-se das facies a "dois feldspatos" pela ausência de titanita, pela presença de muscovita nas facies mais félsicas e pelo plagioclásio mais rico em albita. Os máficos e o plagioclásio estão distribuídos de forma mais homogênea; glomérulos com biotita são observados apenas no tipo leucocrático.

Não são observadas diferenças notáveis entre as variedades róseas e brancas de granulação média; em algumas secções das primeiras contudo, o feldspato potássico apresenta-se com aspecto mais "sujo", dado por intensa pigmentação (óxidos de Fe e/ou argilo-minerais ?).

As propriedades texturais dos minerais presentes são em linhas gerais comparáveis às descritas para as facies a "dois feldspatos". Algumas diferenças são acentuadas a seguir.

No plagioclásio de maior tamanho (1,0 - 3,0 mm., 0,5 - 1,0 mm nas variedades mais finas) predomina o zoneamento de tipo normal, pouco marcado; o núcleo dos cristais apresenta albita cálcica a oligoclásio intermediário e as bordas albita e oligoclásio sódico (Figura 35). No tipo róseo machado, dados ópticos em cristais mais alterados mostram a presença de alguns núcleos mais cálcicos (An_{20-25}). O plagioclásio do segundo tipo textural (ver item anterior) é albita ($An \leq 5,0$) e constitui agregados em parte similares aos já descritos para os outros granitóides, embora menos abundantes e desenvolvidos. Bordas albiticas, observadas como margens nos cristais maiores, são em geral mais largas; mirmequitas

Tabela VIII

Dados modais de granitóides róseos, brancos e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba

A) Granitóides róseos e brancos de granulações fina e média

Amostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-17	41,00	37,70	17,80	-	2,30	-	-	tr	0,20	0,80	tr	0,20	96,50/3,50
A-27	31,52	35,04	30,48	-	1,36	-	tr	0,08	0,54	0,10	tr	0,88	97,04/2,96
A-28	34,52	27,08	36,20	-	1,48	-	-	tr	tr	0,28	tr	0,44	97,80/2,20
A-29	34,20	33,60	28,95	-	2,20	-	-	tr	tr	0,60	tr	0,45	96,65/3,25
A-30	41,20	33,40	21,87	-	2,00	tr	-	0,73	0,30	0,37	-	0,20	96,40/3,60
A-31	35,50	37,10	26,30	-	0,70	-	-	-	tr	0,20	-	0,20	98,90/1,10
A-49-A	29,10	29,18	39,90	-	0,53	tr	-	-	-	0,53	-	0,46	98,48/1,52
A-50-A	34,80	29,63	33,27	-	1,47	-	-	0,13	tr	0,40	-	0,20	97,80/2,20
A-64	32,75	39,65	26,10	-	0,60	0,60	-	tr	-	0,15	-	0,15	98,50/1,50
A-97-B	33,05	37,30	26,70	-	1,60	0,30	-	tr	-	0,30	tr	0,80	97,00/3,00
A-132	29,80	39,33	28,20	-	0,53	1,00	-	tr	-	0,66	-	0,47	97,34/2,66
A-181	30,55	33,30	31,70	-	2,10	tr	-	0,80	-	0,25	tr	0,80	96,55/3,45
A-226	41,00	33,00	23,60	-	1,60	0,50	-	-	-	0,10	tr	0,20	97,60/2,40
A-401	37,30	33,80	26,10	-	2,00	tr	-	0,10	-	0,40	-	0,30	97,20/2,80

B) Enclaves

EN-21	(B) 0,50	60,10	2,40	-	33,60	tr	-	1,50	-	0,10	-	1,80	63,00/37,00
(A-401) ⁴	(N) 0,40	67,80	0,80	6,90	13,10	-	2,50	0,50	-	7,00	-	3,00	69,00/31,00

C) Granitóides róseos manchados

A-23	28,90	35,60	32,40	-	2,20	0,40	-	tr	-	0,30	-	0,20	96,90/3,10
A-67	31,95	31,95	32,70	-	2,45	0,25	-	0,20	-	tr	-	0,50	96,60/3,40
A-72	30,70	30,00	31,70	-	4,00	2,30	-	-	-	0,40	-	1,50	91,80/8,20
A-79	29,07	23,13	31,46	-	3,63	1,10	-	tr	-	0,53	-	0,87	93,87/6,13
A-83	36,50	30,70	29,20	-	2,50	0,40	-	tr	-	0,10	-	0,60	96,40/3,60
A-91-B	27,70	37,60	31,70	-	1,20	0,80	-	-	-	0,70	-	0,30	97,00/3,00
A-133	32,35	31,25	30,40	-	3,95	1,40	-	0,10	-	0,50	-	0,05	94,00/6,00
A-169	36,20	32,40	27,20	-	1,90	1,30	-	tr	-	0,40	-	0,80	95,60/4,40
A-176	27,70	33,55	30,95	-	5,50	tr	tr	0,40	-	0,55	0,10	1,25	92,20/7,80
A-212	36,80	31,50	25,80	-	3,80	1,40	-	tr	-	0,20	-	0,50	94,10/5,90

1) inclui albita peritítica;

2) inclui produtos de alteração e micromelanos;

3) carbonatos e materiais não identificados;

4) B = borda, N = núcleo.

Figura 29. Diagrama modal Q-A-P-M para granitoides brancos e róseos de granulação fina a média (círculos cheios) e enclaves (x) do Complexo Intrusivo de Morungaba. Linha tracejada une enclave e hospedeiro.

Figura 30. Diagrama modal Q-A-P-M de granitoides róseos manchados do Complexo Intrusivo de Morungaba.

são menos comuns. Outra característica destes granitóides é a ocorrência de inclusões goticulares de quartzo nas bordas do plagioclásio das variedades mais félsicas.

O feldspato potássico (microclínio) é pertítico e tem dimensões entre 1,0 e 4,0 mm (0,5 - 2,0 mm nas variedades finas); no tipo manchado aparece, ocasionalmente, como megacristal (~ 1,0 cm). Nos cristais do primeiro tipo textural, faltam anéis concêntricos e inclusões idiomórficas de plagioclásio; por outro lado, a exemplo do plagioclásio, contêm também algumas inclusões marginais de quartzo em gotas (nas rochas mais félsicas). As composições globais do feldspato (hospedeiro + albita pertítica) mostram valores entre $Or_{85}(Ab+An)_{15}$ e $Or_{97}(Ab+An)_{03}$, com $An \leq 0,5$; a fase potássica situa-se entre $Or_{95}(Ab+An)_{05}$ e $Or_{98}(Ab+An)_{02}$, com $An \leq 0,4$. São, portanto, algo mais ricos em Or e pobres em An ; as lamelas de albita também são, em média, mais sódicas (em geral, $Ab > 98$).

Nas variedades róseas mais félsicas, as diferenças entre os distintos tipos texturais são pouco marcadas ou inexistentes. Os contatos entre o feldspato potássico e o plagioclário são mais freqüentemente retos ou pouco interpenetrados; são raras as bordas albiticas e as mirmequitas. O plagioclásio ($An \leq 15$) é pouco zonado ou mesmo homogêneo; o segundo tipo textural só é reconhecido em raros agregados xenomórficos, intersticiais, albiticos ($An \leq 05$). O feldspato potássico gemina-se segundo Lei de Carlsbad; geminação em grade, típica do segundo tipo textural, só é observada como pequenos domínios irregulares, límpidos, dentro de cristais maiores. Albita pertítica, às vezes praticamente ausente, encontra-se como veios diminutos e regulares; veios maiores, mais irregulares, são raros. Cristais zonados são também relativamente raros.

O quartzo das variedades róseas e brancas, além de aparecer como grãos xenomórficos intersticiais, com dimensões entre 0,5 e 1,0 mm, ocorre também como cristais globulares maiores (2,0 - 7,0 mm). Em várias facies, particularmente nas mais félsicas, tais glóbulos destacam-se como verdadeiros fenocristais. Está deformado em graus variáveis e, em parte, recristalizado. Apenas as variedades mais félsicas (róseas) têm quartzo não deformado.

Entre os minerais máficos, muito subordinados (Tabela VIII), destaca-se a biotita. É subidiomórfica, com pleocroísmo em tons de castanho médio a escuro. Aparece como pequenas palhetas (0,5 - 1,0 mm) na variedade manchada ou como placas maiores (até 2,0 mm) na facies rósea com biotita de granulação média. A biotita destas rochas é pouco deformada, mais escura que a observada nas facies a "dois feldspatos"; mostra também maior quantidade de halos pleocróicos e distribui-se principalmente como cristais isolados. Nos tipos róseos e brancos hololeucocráticos de granulação média, a biotita está total ou parcialmente cloritizada. A muscovita ($\leq 1,0$ mm) é comum, sendo sempre mais abundante nos tipos mais félsicos; é límpida, em geral intersticial, e por vezes associada à plagioclásio e/ou biotita cloritizada. Às vezes está deformada.

Os acessórios incluem opacos idiomórficos ($\leq 0,3$ mm, raramente até 0,6 mm) e estão representados por magnetita, ilmenita e pirita, esta última mais abundante e de maior tamanho nos tipos mais félsicos. Apatita e zircão, diminutos e idiomórficos, são mais raros e ocorrem essencialmente como inclusões em biotita ou em seu produto de alteração. Nas variedades mais félsicas, a fluorita intersticial é comum.

Os minerais de alteração são os mesmos já citados para outras facies; o carbonato é mais raro. Nos tipos mais félsicos, destaca-se a alteração sericítica do plagioclásio e o aspecto "sujo", já mencionado, do feldspato potássico.

Ordem de cristalização

As texturas sugerem que a biotita, além dos opacos, apatita e zircão, estão entre os minerais "liquidus", sendo precedida apenas por plagioclásio. O quartzo intersticial é mais tardio, porém o quartzo globular é de cristalização precoce, seguido por plagioclásio e após por feldspato potássico. A muscovita "primária" e a fluorita são tardias. Nas facies mais félsicas, a pirita, contrariamente aos outros opacos, é também mineral tardio.

Os enclaves

As variedades róseas e brancas (associadas às róseas) apresentam unicamente xenólitos; apenas as variedades brancas associadas às cinzentas contêm, com muita frequência (e.g., Figuras 5, 7 e 8), enclaves microgranulares escuros, de granulação fina.

Ao *microscópio*, os enclaves microgranulares são não-homogêneos e em geral estão zonados textural e mineralogicamente. São predominantemente magmáticas as texturas observadas nos enclaves menos transformados, ou nas partes mais internas dos mais transformados. A composição modal é diorítica (Tabela VIII, Figura 25), com amplo predomínio de plagioclásio, ao qual associam-se biotita, hornblenda e acessórios como opacos (principalmente magnetita), titanita e apatita.

Alguns destes enclaves mostram núcleos com texturas hipidiomórficas equigranulares a pouco inequigranulares, dominadas por plagioclásio ripiforme (0,2 - 0,7 mm) geminado segundo Albita, Carlsbad e Periclínio; é zonado de forma complexa, com núcleos, muito alterados, de oligoclásio cálcico a andesina intermediária e bordas, mais límpidas, de oligoclásio intermediário a cálcico (avaliações ópticas). As bordas dos grãos têm contatos mútuos interferentes, dando aspecto metamórfico incipiente à textura. Biotita e hornblenda (com reação para biotita e epidoto) são intersticiais e de dimensões inferiores a 0,4 mm; os acessórios são menores. Ressalta-se, por vezes, a abundância de epidoto secundário. Adicionalmente, são encontradas placas maiores de biotita (1,0 - 2,0 mm), mais idiomórficas e límpidas, distribuídas ao acaso.

Vários destes enclaves mostram uma zona externa centimétrica, de menor índice de cor e composição também diorítica (plagioclásio+biotita), constituída por grãos com dimensões inferiores a 0,4 mm, com arranjo textural de nítido aspecto metamórfico (Fotomicrografia 11). Nesta zona, plagioclásio e biotita são muito límpidos; o primeiro é oligoclásio (avaliações ópticas) e, em geral, não está geminado nem zonado. Ambos distribuem-se de forma regular. A biotita porém, também é encontrada concentrada em peque

nos glomérulos subarredondados ($\leq 1,0$ mm). Os acessórios são mais raros, destacando-se apatita, tipicamente acicular, inclusa principalmente em plagioclásio.

Outras vezes, a interface enclave-encaixante é marcada por uma zona de espessura muito variável, onde ocorre um granitóide cinzento "híbrido", de textura xenomórfica a pouco idiomórfica equigranular; este diferencia-se do granitóide encaixante principalmente por apresentar índices de cor superiores. Na zona híbrida, os feldspatos apresentam, tipicamente, inclusões marginais de quartzo em forma de gotas; esta textura também é observada nas zonas externas dos enclaves microgranulares observados nos granitóides a "dois feldspatos" manchados.

Os enclaves extremamente transformados, com núcleo de aspecto xistoso (e.g., Figura 8) são, em parte, semelhantes aos enclaves alongados (item V.2.). Mostram núcleo muito enriquecido em máficos, observando-se, em especial, abundante biotita, como placas límpidas de dimensões entre 0,5 e 3,0 mm, caoticamente distribuídas ou algo orientadas.

V.4. GRANITÓIDES CINZENTOS

Além de sua cor característica, os granitóides cinzentos diferenciam-se das variedades a "dois feldspatos", róseas e brancas, por diversas peculiaridades texturais e mineralógicas. Encontra-se tanto tipos leucocráticos (granodioritos e principalmente granitos 3b), como hololeucocráticos (granitos 3b); dados modais são resumidos na Tabela IX e Figura 31.

A análise ao microscópio revela a textura xenomórfica a pouco hipidiomórfica equigranular; em algumas lâminas, as texturas são tipicamente sacaróides. Alguns aspectos característicos destas rochas compreendem a presença de inclusões em forma de gotas de quartzo nos feldspatos (Fotomicrografia 12), vagamente lembrando, em alguns locais, intercrescimentos granofíricos, e a associação de biotita com muscovita "primária", acompanhadas ou não por granada. Titanita ocorre apenas nos tipos leucocráticos (cinzentos mosqueados I e mosqueados de granulação fina) que, em con

Tabela IX

Dados modais de granitóides cinzentos e enclaves do Complexo Intrusivo de Morungaba

A) Granitóides cinzentos de granulações fina e média

Amostra	Feldspato ₁ potássico	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-52	31,70	32,45	31,30	-	2,36	1,48	-	tr	-	0,28	-	0,45	95,43/4,57
A-75	34,40	29,50	29,40	-	4,00	1,00	-	tr	-	0,30	tr	0,40	94,30/5,70
A-76	32,53	35,53	25,28	-	4,80	2,13	-	0,13	-	0,20	-	tr	92,74/7,26
A-85	37,10	32,60	25,60	-	2,90	1,40	-	tr	-	0,40	-	tr	95,30/4,70
A-91-A	32,80	31,10	29,40	-	4,10	2,00	-	-	-	0,40	-	0,10	95,40/4,60
A-175	32,40	33,50	27,80	-	4,80	0,90	-	-	-	0,30	-	0,30	93,70/6,30
A-177	29,70	30,00	34,00	-	4,30	1,50	-	-	-	0,40	-	0,10	93,70/6,30
A-211-A	35,50	29,30	28,80	-	4,80	1,20	-	tr	-	0,30	-	tr	93,70/6,30
A-211-A'	33,10	30,10	33,00	-	2,60	1,00	-	tr	-	0,30	-	tr	96,10/3,90
A-211-B	34,50	28,80	29,80	-	5,50	1,10	-	tr	-	0,10	-	tr	93,10/6,90
A-324	33,10	30,50	29,10	-	5,00	1,50	-	tr	-	0,30	tr	0,50	92,70/7,30

B) Granitóides cinzentos mosqueados FI

A-164	32,80	31,44	31,28	-	2,36	1,48	-	tr	-	0,28	-	0,48	95,40/4,60
A-342	34,25	27,70	30,90	-	3,75	3,00	-	-	-	0,25	-	0,15	92,85/7,15

C) Granitóides cinzentos mosqueados I e mosqueados de granulação fina

A-14-A	25,70	44,80	21,20	-	5,70	-	0,50	0,10	0,10	0,80	-	1,10	91,70/8,30
A-15	29,70	35,80	26,70	-	6,90	0,40	tr	tr	tr	0,50	-	tr	92,20/7,80
A-86	32,40	36,80	24,00	-	4,30	tr	0,70	0,10	0,10	tr	-	1,50	93,30/6,70

D) Enclaves

EN-1 (A-324)	1,50	60,50	2,00	6,30	17,20	-	3,00	1,50	-	3,50	-	3,50	64,00/36,00
-----------------	------	-------	------	------	-------	---	------	------	---	------	---	------	-------------

1) inclui albита pertítica;

2) inclui produtos de alteração e mirmequitais;

3) materiais não identificados (A, B, C e D) e granada (A e B).

trapartida, não apresentam muscovita "primária". Magnetita ocorre tão somente nestes tipos leucocráticos; os tipos hololeucocráticos apresentam freqüentemente ilmenita. Os glomérulos máficos são típicos das variedades mosqueadas.

O plagioclásio, a exemplo das facies já descritas, compreende dois tipos texturais distintos: os maiores (do primeiro tipo) e os menores (do segundo tipo; ver item V.2). Os maiores (1,0 - 3,0 mm) são subidiomórficos, têm hábito ripiforme a tabular, geminações da Albita, Carlsbad e Periclínio. Mostram zoneamento complexo, com núcleos (mediana a fortemente saussuríticos) de oligoclásio intermediário a andesina sódica e bordas amplas, mais límpidas, menos geminadas e pouco zonadas, de oligoclásio sódico (raramente albita) a intermediário (Figura 35); nestas bordas, observam-se, com freqüência, inclusões goticulares de quartzo. Este tipo textural ocorre como grãos ora isolados, ora em grupos de poucos indivíduos, ou ainda constituindo, junto a biotita e acessórios, os glomérulos máficos das variedades leucocráticas.

O plagioclásio menor (0,3 - 1,0 mm), dominante nos tipos hololeucocráticos, é xenomórfico a subidiomórfico, mais límpido, e gemina-se principalmente segundo Albita. Mostra fraco zoneamento normal, com núcleos de oligoclásio sódico a intermediário e bordas de albita a oligoclásio sódico-intermediário (Figura 35). As inclusões de gotas de quartzo podem ocorrer distribuídas por todo o grão.

Em ambos os tipos texturais, bordas albíticas e mirmequitas são muito raras. Encontra-se habitualmente, porém, albita intersticial, como veios muito delgados, regulares, amiúde não associados à plagioclásio e, quando associados, sem guardar continuidade estrutural com o cristal central (Fotomicrografia 13).

O feldspato potássico (microclínio) ocorre tanto em grãos maiores como menores; os maiores (1,5 - 4,0 mm), em geral tabulares, subidiomórficos, geminados segundo Carlsbad e/ou em grade, estão regularmente distribuídos. Os menores ($\leq 1,5$ mm), predominantes, são mais xenomórficos e límpidos, mostrando geminação em grade bem desenvolvida (Fotomicrografia 12). As lamelas de exsolução, menos desenvolvidas que nos granitóides a "dois feldspatos",

Fotomicrografia 11. Detalhe de borda de enciave microgranular escu ro, contido em granitóide branco. Observar textura "granoblástica" de plagioclásio límpido, rico em inclusões aciculares de apatita, e biotita. Amostra A-401. Polarizador inferior. 156 x.

Fotomicrografia 12. Textura equigranular xenomórfica em granitóide cinzento hololeucocrático. Observar o desenvolvimento proeminente da geminação em grade no feldspato potássico e as inclusões de quart zo, em forma de gotas, nos feldspatos. Amostra A-164. Polarizadores cruzados. 39 x.

rôseos e brancos, chegam a faltar em alguns indivíduos; morfologicamente, são ora veios e filmes pequenos subparalelos, ora chamadas (em continuidade óptica com albита intersticial, e.g., Fotomicrografia 13); manchas são mais raras. As pertitas têm, por vezes, aspecto zonado (Fotomicrografia 13). Como inclusões ocorrem plagioclásio (por vezes corroído) e gotas de quartzo; nos cristais maiores, as inclusões são predominantemente marginais. A composição global do feldspato potássico é pouco variável, situando-se entre $Or_{85}(Ab+An)_{15}$ e $Or_{96}(Ab+An)_{04}$, com $An \leq 1,0$ (médias integradas); a fase potássica apresenta composições entre $Or_{93}(Ab+An)_{07}$ e $Or_{98}(Ab+An)_{02}$, com $An \leq 0,5$ (Figura 35).

O quartzo ocorre uniformemente distribuído, como pequenos glóbulos subarredondados (1,0 - 3,0 mm) ou como grãos menores intersticiais; encontra-se ainda, como inclusões gótulares em feldspatos. Apenas os grãos maiores mostram sinais evidentes de deformação.

Os minerais máficos incluem biotita e muscovita (somente biotita nos tipos leucocráticos) e estão distribuídos de forma regular; ora isolados, ora em grupos de poucos indivíduos; constituem, ainda, os glomérulos das variedades mosqueadas. Ambas as micas apresentam-se como palhetas subidiomórficas ($\leq 1,0$ mm). A biotita, com pleocroísmo em tons de castanho médio a escuro, mostra abundância de halos pleocróicos e inclui opacos, apatita e zircão. A muscovita (raramente com dimensões até 5,0 mm), é límpida e ocorre também como agregados em "livrinhos". Os acessórios dos tipos leucocráticos compreendem titanita, alanita, opacos (magnetita, ilmenita, piritita), com dimensões inferiores a 0,3 mm, e ainda diminutos cristais de apatita e zircão. Nos tipos hololeucocráticos, a muscovita é, por vezes, mais abundante que a biotita; enquanto nestas rochas titanita, magnetita e alanita estão ausentes, várias amostras portam granada, subidiomórfica e idiomórfica, com dimensões que atingem 1,5 mm.

Os glomérulos dos tipos leucocráticos apresentam plagioclásio (do tipo textural maior), biotita subidiomórfica de hábito placóide, com dimensões inferiores a 2,0 mm, e titanita, magnetita e apatita como acessórios idiomórficos, de dimensões inferiores

res a 0,3 mm. Os glomérulos das variedades mosqueadas II apresen tam, por sua vez, principalmente biotita e muscovita, límpidas, com dimensões inferiores a 3,0 mm, acompanhadas ou não por granada ($\leq$ 2,0 mm) e quantidade muito reduzidas de quartzo e feldspatos. As biotitas dos glomérulos (particularmente dos tipos leucocráticos) têm em geral pleocroísmo em tons mais claros e pouco halos pleo crônicos.

Os minerais de alteração, quando presentes, são os mesmos já descritos; ressalta-se a raridade de fluorita e a alteração sempre mais intensa do plagioclásio presente nos glomérulos máficos dos tipos leucocráticos.

Ordem de cristalização

A ordem de cristalização interpretada é a seguinte: o primeiro mineral félsico a cristalizar é, em geral, o plagioclásio que, todavia, pode ter sido precedido pelo quartzo, nos tipos onde este último aparece como glóbulos maiores. Feldspato potássico é posterior a ambos, sendo seguido por muscovita e, possivelmente, granada. A biotita, em alguns casos, parece ser anterior aos fél sicos, sucedendo diretamente os acessórios menores.

Os enclaves

Compreendem os tipos microgranulares escuros de granulação fina e composição diorítica (Tabela IX, Figura 31). Textu ras e mineralogia são plenamente comparáveis às descritas para os enclaves presentes nas variedades brancas associadas às cinzentas (ver item V.3.). Os efeitos de transformação são menos acentuados, destacando-se principalmente placas milimétricas de biotita (1,0 - 3,0 mm), provavelmente recristalizadas.

V.5. GRANITÓIDES RÓSEO-ACINZENTADOS

Reúnem-se neste grupo as facies leucocráticas de gra nulações finas a médias e aspecto manchado. São granodioritos e

granitos 3b ; as facies de granulação relativamente maior são, em geral, mais máficas (Tabela X, Figura 32).

Ao *microscópio*, as texturas são hipidiomórficas equi granulares a pouco inequigranulares; raramente são algo xenomórficas. A trama é geralmente dominada pela presença de malhas de plagioclásio (0,5 - 3,0 mm), de hábito ripiforme a tabular; apenas os tipos de granulação mais fina apresentam o plagioclásio distribuído regularmente; nestes podem ser ainda observados megacristais isolados de feldspato potássico (microclínio) subidiomórficos, com dimensões entre 1,0 e 1,5 cm. Os máficos incluem biotita (em geral associada às malhas de plagioclásio) e subordinadamente muscovita; titanita é rara ou ausente. Os glomérulos máficos contêm biotita e plagioclásio e são semelhantes aos observados nas facies cinzentas leucocráticas.

O plagioclásio, com geminações da Albita, Carlsbad e Periclíno, apresenta zoneamento complexo, com núcleos de oligoclásio intermediário a andesina sódica, e bordas de albita a oligoclásio intermediário na variedade de granulação mais fina (Figura 35); as de granulações médias apresentam plagioclásio mais cálcico, que pode chegar a andesina intermediária (determinações ópticas). De forma mais ou menos esporádica, são também encontrados grãos albiticos intersticiais. Mirmequitas, bordas albiticas e "antipertitas" são freqüentes. O plagioclásio é pouco deformado, pouco a medianamente saussurítico e contém inclusões de apatita e opacos.

Reconhecem-se também nestas facies dois tipos texturais de feldspato potássico (microclínio). O primeiro, com dimensões entre 0,5 e 4,0 mm (raramente até 1,5 cm), inclui cristais subidiomórficos, geminados segundo Carlsbad, Baveno e, em menor escala, em grade. Albita pertítica é comum, ocorrendo como veios, filmes e manchas; neste tipo textural ocorrem também os anéis de plagioclásio sódico (ver item V.2.). Como inclusões, mostra plagioclásio e subordinadamente quartzo; o primeiro arranjado de forma ordenada dentro do hospedeiro e acompanhando os anéis, pode estar algo corroído e mostrar finas bordas albiticas. O segundo tipo textural de feldspato potássico é pouco pertítico e mostra geminação em grade mais desenvolvida; inclui plagioclásio (de aspecto corroído) e,

por vezes, mirmequitas. As composições de ambos os tipos são comparáveis às das outras facies já descritas (Figura 35).

O quartzo, xenomórfico, aparece intersticial (0,5 - 3,0 mm) ou, mais raramente, como pequenos glóbulos de dimensões entre 2,0 e 3,0 mm; está regularmente distribuído e apresenta-se deformado e, localmente, recristalizado. Ocorre, ainda, como raras inclusões goticulares em feldspatos.

A biotita ($\leq 0,6$ mm) é subidiomórfica, pleocrônica em tons de castanho médio a escuro e mostra muitos halos pleocrônicos; inclui apatita e zircão. Placas maiores de biotita (até 2,0 mm), regularmente distribuídas, apresentam pleocroismo mais leve e menor número de halos. A muscovita ($\leq 0,5$ mm), subidiomórfica e límpida, mais frequentemente intersticial, está distribuída de forma homogênea. Os acessórios incluem opacos (magnetita(?), ilmenita e pirita) idiomórficos a esqueléticos, com dimensões inferiores a 0,4 mm, e apatita e zircão, idiomórficos, diminutos. Os minerais de alteração são os já citados em ocasiões anteriores; o destaque é apenas para a fluorita, associada ao plagioclásio.

Ordem de cristalização

A cristalização destas rochas é iniciada com plagioclásio (precedido pelos acessórios ?), após biotita, quartzo e feldspato potássico, nessa ordem. Os glóbulos de quartzo de algumas variedades são, provavelmente, fases de "liquidus". A muscovita é algo mais tardia.

Os enclaves

São do tipo microgranular escuro e estão relativamente pouco transformados. Sua composição é diorítica (Tabela X, Figura 32); os aspectos texturais, estruturais e mineralógicos são comparáveis aos já descritos em itens anteriores.

V.6. GRANITÓIDES-PÓRFIROS

Estão agrupadas sob esta designação as rochas hololeucocráticas porfiríticas, com matriz de granulação fina a muito fina ou até afanítica, das associações de granitóides pórfiros I e II.

Os granitóides-pórfiros I, ao microscópio, apresentam textura porfirítica com fenocristais de quartzo (3,0 - 7,0 mm) e, em menor número, de feldspatos (1,5 - 3,5 mm), em matriz equigranular xenomórfica a hipidiomórfica, onde as dimensões dos grãos variam entre 0,3 e 0,9 mm. Em algumas amostras, os fenocristais são raros e a rocha aparece com aspecto "aplítico" ou micro-granítico. Modalmente, compreendem granitos (Tabela X, Figura 33) cujas projeções ocupam o centro geométrico do triângulo Q-A-P.

A matriz dos tipos porfiríticos e as rochas "aplíticas" caracterizam-se pelo desenvolvimento, por vezes abundante, de intercrescimentos granofíricos (Fotomicrografia 14). O plagioclásio, xenomórfico a subidiomórfico, raramente idiomórfico, gemina-se segundo Lei da Albita e apresenta zoneamento muito restrito ou ausente, com composições entre albita e oligoclásio sódico (Figura 35); em alguns casos mostra estrutura "hour-glass". A alteração, quando presente, é a sericita. O feldspato potássico, xenomórfico a pouco subidiomórfico, gemina-se segundo Carlsbad e em grade (muito incipiente), Apresenta aspecto "sujo"; é límpido apenas nas áreas onde a geminação em grade é bem desen^uvolvida. A albita pertítica aparece como veios e filmes pequenos e também como veios mais irregulares e maiores, ou como chamas. In^utersticial ao feldspato potássico, observa-se alguma albita xeno^umórfica, em geral límpida. A composição global do feldspato potás^usico (hospedeiro + albita pertítica) varia entre $Or_{87}(Ab+An)_{13}$ e $Or_{97}(Ab+An)_{03}$, com $An \leq 0,4$; $Or_{95}(Ab+An)_{05}$ e $Or_{99}(Ab+An)_{01}$ limi^utam a composição da fase potássica, que apresenta $An \leq 0,3$. As lamelas da albita pertítica são extremamente puras ($An \leq 0,2$). Es^utes feldspatos são, comparativamente aos das outras facies já des^ucritas, mais ricos em Or e mais pobres em An e Ab . O quartzo é límpido e intersticial e, em parte, forma intercrescimentos granofíri^u

Tabela X
Dados modais de granitoides do Complexo Intrusivo de Morungaba
Granitoides róseo-acinzentados e enclaves

Amostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-127	30,60	26,00	35,40	-	6,10	1,10	-	-	-	0,60	-	0,20	92,00/8,00
A-167	28,93	38,86	24,47	-	5,93	tr	tr	0,27	-	0,34	-	1,20	92,26/7,74
A-168	25,00	43,00	24,00	-	6,60	0,40	-	0,20	-	0,20	-	0,60	92,00/8,00

Enclaves

EN-03 (A-167)	1,00	62,50	2,00	10,30	16,80	-	3,20	1,00	-	0,20	-	3,00	65,50/34,50
------------------	------	-------	------	-------	-------	---	------	------	---	------	---	------	-------------

- 1) inclui albita pertita;
- 2) inclui produtos de alteração e mirmequitas;
- 3) materiais não identificados.

Granitoides-pórfiros

Amostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-25	34,50	35,60	28,90	-	0,70	0,10	-	-	-	0,10	tr	0,10	99,00/1,00
A-222	35,00	32,50	29,20	-	1,40	1,20	-	-	-	0,10	0,10	0,50	97,70/2,30
A-223	31,90	35,70	29,40	-	1,50	1,00	-	-	-	0,30	0,05	0,15	97,00/3,00
A-245	32,90	32,80	29,10	-	2,40	1,90	-	-	-	0,40	tr	0,50	94,80/5,20
A-304-C	33,60	29,40	33,00	-	1,10	1,50	-	-	-	0,20	0,20	0,40	96,60/3,40

- 1) inclui albita pertítica;
- 2) inclui produtos de alteração;
- 3) principalmente carbonatos.

Figura 32. Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides róseo-acinzentados (círculos cheios) e enclaves (x) do Complexo Intrusivo de Morungaba. Linha tracejada une enclave e hospedeiro.

Figura 33. Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides-pôrfiros I do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Fotomicrografia 13. Cristal de feldspato potássico perítico zonado, com maior concentração de lamelas de albita (cinza escuro) no núcleo. Observar filmes albiticos intersticiais que, em parte, têm continuidade com veios mais irregulares dentro do feldspato potássico. Amostra A-164. Polarizadores cruzados. 156 x.

Fotomicrografia 14. Intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspatos potássico e calco-sódico em granitóide-pórfito 1. Amostra A-304C. Polarizadores cruzados. 39 x.

cos. Os minerais máficos, muito escassos, são biotita (total ou parcialmente cloritizada), muscovita límpida, epidoto-clinozoizita, apatita(?), opacos, carbonato e fluorita. Muscovita, opacos, carbonato e fluorita são intersticiais, a primeira ocorrendo também associada à plagioclásio. Os opacos incluem pirita (mais abundante), e prováveis magnetita e ilmenita.

Tanto os minerais máficos como os félsicos estão regularmente distribuídos e não estão deformados.

Os *fenocristais* de ambos os feldspatos são *idiomórficos* e apresentam intercrescimentos granofíricos apenas nas bordas. Os de plagioclásio, algo mais cálcico, podem também apresentar *geminção* de Carlsbad; os de feldspato potássico podem apresentar-se zonados; suas composições são comparáveis às dos grãos matriciais. O quartzo fenocristalino é globular, arredondado a elíptico em *seção*. Nenhum fenocristal mostra sinais fortes de deformação.

Os *granitóides-porfíros* II, por sua vez, apresentam sempre textura porfirítica e/ou glomero-porfirítica com matriz afaítica holocristalina. Os fenocristais (0,5 - 2,0 mm, raramente até 4,0 mm) compreendem quartzo, feldspatos e, menos comumente, biotita, opacos, alanita e apatita. A matriz apresenta seus *constituintes* com dimensões sempre inferiores a 0,04 mm.

Entre os *fenocristais*, o quartzo é límpido, de formas subarredondadas a bipiramidadas, e mostra sinais de corrosão magmática; apresenta-se deformado e localmente recristalizado em pequenos mosaicos irregulares. O feldspato potássico (microclínio), *idiomórfico* a *subidiomórfico*, *geminha-se* segundo Carlsbad e em *grade*; freqüentemente está zonado, com o núcleo mais rico em lamelas de albita pertítica e as bordas com melhor desenvolvimento da *geminção* em grade (Fotomicrografia 15). O plagioclásio, *subidiomórfico*, é pouco zonado e encontra-se muito *sericitizado* (por vezes está totalmente substituído por sericita-muscovita e quantidades menores de epidoto-clinozoizita, carbonatos e provável albita); sua composição varia de oligoclásio sódico a intermediário (determinações ópticas). Ocorre habitualmente como agregados que, quando em contato com microclínio, desenvolvem diminutas bordas albiticas e

Fotomicrografia 15. Fenocristal idiomórfico de feldspato potássico zonado em matriz holocristalina afanítica. Observar a maior concentração de albita pertítica no núcleo e o desenvolvimento incipiente da geminação em grade nas bordas. Amostra A-26. Polarizadores cruzados. 50 x.

Fotomicrografia 16 Megacristal de microclínio, geminado em grade, com núcleo de plagioclásio saussurítico (textura anti-rapakivi) em matriz holocristalina afanítica com textura de fluxo. Amostra A-26. Polarizadores cruzados. 200 x.

mirmequitas. Por vezes, os plagioclásios desenvolvem texturas anti-rapakivi muito típicas (Fotomicrografia 16); tanto plagioclásio como feldspato potássico apresentam localmente bordas poiquilíticas, com inclusões de quartzo (gotas) e/ou máficos. A biotita, subidiomórfica, inclui opacos, apatita e zircão; pode mostrar estrutura sagenítica. Opacos, apatita e alanita são idiomórficos e ocorrem de preferência isolados.

A *matriz* é maciça ou com forte orientação fluidal primária(?), com textura equigranular xenomórfica e apresenta quartzo e feldspatos, acompanhados, muito subordinadamente, por biotita (castanha escura), opacos, alanita, apatita e minerais de alteração, com abundante sericita e quantidades menores de clorita e epidoto-clinozoizita. Aspectos a destacar são a presença de microclínio límpido intersticial, com geminação em grade muito nítida, e a presença de inclusões de gotas de quartzo nos feldspatos.

Com relação às diferentes variedades de pórfiros II, nota-se que as de coloração mais rosada são mais ricas em quartzo (30 - 40%), que as mais cinzentas; os fenocristais de máficos são raros. Estimativas visuais das modas sugerem tratar-se de quartzo-monzonitos a granitos 3b (tipos cinzentos) e granitos 3b (tipos róseos). Wernick (1972 a) descreve alguns pórfiros com composições de granitos 3a.

Ordem de cristalização

A cristalização dos minerais félsicos nos granitóides-pórfiros I é iniciada, sem dúvida, pelo quartzo, seguido (provavelmente) por plagioclásio e depois por feldspato potássico; grande parte da cristalização destas rochas ocorreu em condições eutéticas, com co-cristalização de quartzo e feldspatos. Apatita e opacos(?) precedem os minerais félsicos; os outros parecem sucedê-los. Muscovita e pirita, a julgar pelo seu caráter mais intersticial e pela ocorrência como núcleos de pegmatóides associados (ver Capítulo IV) são minerais tardios (pós-magmáticos?), assim como a fluorita e o carbonato.

Os granitóides-pôrfiros II mais máficos, apresentam uma ordem de cristalização que se inicia com os minerais acessórios (apatita, depois opacos, depois alanita); seguem biotita, plagioclásio, quartzo e depois feldspato potássico. Nos tipos mais félsicos, sugere-se que a ordem de cristalização tenha sido análoga à dos pôrfiros I.

V.7. GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS

Compreendem rochas leucocráticas a hololeucocráticas de granulações grossas a muito grossas, portadoras de megacristais de feldspato potássico e, subordinadamente, de plagioclásio, com estruturas maciças a fortemente orientadas. As duas variedades principais (facies porfiríticas maciça e orientada) são semelhantes do ponto de vista mineralógico, caracterizando-se pela presença de biotita acompanhada por titanita. Hornblenda é ocasional nas amostras mais máficas do tipo maciço. Enquanto as rochas mais maciças têm granulação relativamente variável, de grossa a muito grossa, as com estruturas mais orientadas são mais homogêneas e algo mais finas.

Os dados modais obtidos para estas rochas permitem classificá-las como quartzo-monzonitos e granitos 3b (Tabela XI, Figura 34); granitos 3a devem ocorrer (cf. Amostra A-47) de forma subordinada. O presente autor ainda não completou o mapeamento detalhado destas rochas (ver Capítulo IV e Anexo I).

Ao *microscópio*, a textura é hipidiomórfica "porfiróide". Os megacristais, com dimensões entre 1,0 e 2,0 cm (mais raramente até 3,0 cm), estão uniformemente distribuídos; nos tipos mais félsicos, megacristais de feldspato potássico aparecem ocasionalmente agrupados. Os minerais máficos são em geral intersticiais, aparecendo em "synneusis" e/ou cordões e estão mais associados ao plagioclásio. Nas rochas orientadas, a estrutura é devida à disposição dos megacristais e dos agrupamentos de máficos em cordões, assemelhando-se, em parte, aos granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos III. As texturas de deformação são sempre mais comuns nos tipos orientados.

Tabela XI

Dados modais de granitóides porfiríticos maciços e orientados I do Complexo Intrusivo de Morangaba

Anostra	Feldspato potássico ¹	Plagioclásio ²	Quartzo	Hornblenda	Biotita+ clorita	Muscovita	Titanita	Apatita	Alanita	Epidoto	Fluorita	Opacos+ outros ³	Félsicos/Máficos
A-18	41,40	29,35	18,60	-	8,85	-	0,50	0,30	-	0,20		0,80	89,35/10,65
A-20	38,80	35,70	14,50	-	9,20	-	0,60	0,20	0,10	0,10		1,00	89,00/11,00
A-34	37,95	33,40	23,95	-	2,50	-	0,40	0,15	0,25	0,70		0,70	95,30/4,70
A-43	46,40	29,55	20,10	-	2,20	-	0,50	0,20	0,25	0,20		0,60	96,05/3,95
A-46	37,66	32,03	16,54	2,19	8,97	-	1,03	0,42	-	0,15		1,01	86,23/13,77
A-47	43,55	22,70	30,35	-	3,15	tr	tr	0,05	-	tr		0,30	96,50/3,50
A-93-A	42,00	31,40	17,50	-	6,30	-	1,00	0,40	tr	0,30		1,10	90,90/9,10
A-97-A	41,80	31,40	21,00	-	4,60	-	0,20	tr	-	tr		1,00	94,20/5,80
A-184	41,56	29,56	19,12	0,24	9,20	-	0,67	0,20	0,16	0,20		0,71	86,62/13,38
A-202	45,90	30,85	14,95	-	5,65	-	0,80	0,40	0,20	0,30		1,40	91,25/8,75

1) inclui albita peritítica e anéis de plagioclásio;

2) inclui produtos de alteração e mirmequitas;

3) carbonatos e materiais não identificados.

Figura 34. Diagrama modal Q-A-P-M para granitóides porfiríticos do Com
plexo Intrusivo de Morungaba.

O plagioclásio mostra-se, novamente, em dois tipos texturais principais. Os grãos maiores (1,0 - 5,0 mm, raramente até 1,0 cm), com hábito tabular e geminações da Albita, Carlsbad e Periclínio, são complexamente zonados, com núcleos (por vezes muito saussuríticos) de oligoclásio intermediário a andesina sódico-intermediária e bordas (mais límpidas) de oligoclásio sódico a intermediário (Figura 35). Zoneamento setorial(?) também é observado. Os grãos são, em geral, deformados, podendo-se observar plagioclásio albítico nas zonas de maior deformação dos cristais. Tal tipo de plagioclásio ocorre como grupos de cristais e também como grãos isolados; inclui biotita e acessórios, particularmente nas bordas dos grãos. Os grãos menores ($\leq 1,0$ mm), xenomórficos, com ou sem geminação (Albita), apresentam zoneamento normal, com intervalos de composição mais restritos em torno de oligoclásio (Figura 35). São mais límpidos, com alteração essencialmente sericítica, e constituem mosaicos intersticiais ao feldspato potássico, ou também entre feldspato potássico e plagioclásio; sua textura tem aspecto granoblástico marcado (Fotomicrografia 17).

Ambos os tipos apresentam bordas albíticas e mirmequitadas nos contatos com o feldspato potássico, sempre mais desenvolvidas nos cristais de primeiro tipo (cf. descrição equivalente para os granitóides a "dois feldspatos", item V.2.).

O feldspato potássico (microclínio) é subidiomórfico a xenomórfico, com dimensões entre 0,5 e 2,0 cm (ocasionalmente até 3,0 cm). Em lâmina, é menos destacado o aspecto idiomórfico caracterizado na macroscopia, devido, sobretudo, à irregularidade das terminações dos cristais. Nos granitóides mais orientados, o microclínio é de hábito mais tabular.

Analogamente à grande maioria das rochas de Morungaba, dois tipos texturais principais são reconhecidos (Fotomicrografia 18), com aparente predomínio do segundo tipo. As geminações observadas são Carlsbad, em grade e, mais raramente, Baveno. São peritéticos, com a albita dispondo-se como veios e filmes menores (às vezes, como perfeitos "cardumes"), manchas e veios maiores, mais irregulares. Os veios e filmes menores dispõem-se, amiúde, de modo zonado no hospedeiro (com maior concentração de lamelas no núcleo),

particularmente nos grãos mais característicos do primeiro tipo textural. Aspecto mais característico do feldspato potássico (em particular do de primeiro tipo) são os anéis de plagioclásio sódico que, desenhando as faces mais desenvolvidas do hospedeiro, podem, por vezes, ser detectados em amostras de mão. O plagioclásio dos anéis mostra zoneamento similar ao descrito para os tipos a "dois feldspatos" (item V.2.), com decréscimo do teor em Ca do centro para as bordas.

Como inclusões, o feldspato potássico contém plagioclásio, quartzo, biotita e acessórios. As inclusões de plagioclásio são idiomórficas a xenomórficas, zonadas (de oligoclásio sódico a intermediário) e podem apresentar bordas albíticas e sinais variáveis de corrosão. Tanto as inclusões de plagioclásio como, mais raramente, as de biotita (idiomórfica) dispõem-se em geral acompanhando faces virtuais nas bordas e zonas intermediárias do hospedeiro (em particular no feldspato potássico de primeiro tipo textural). As inclusões de quartzo são, por vezes, muito irregulares. O feldspato potássico de segundo tipo engloba e corroe (?) plagioclásio, que é encontrado como "ilhas" irregulares com continuidade óptica (Fotomicrografia 17); inclui também mirmequitas.

Composicionalmente, dados globais das pertitas (hospedeiro+albita pertítica) situam-se entre $Or_{77}(Ab+An)_{23}$ e $Or_{94}(Ab+An)_{06}$, com $An \leq 2,0$; a fase potássica apresenta composições entre $Or_{92}(Ab+An)_{08}$ e $Or_{97}(Ab+An)_{03}$, com $An \leq 0,5$ (Figura 35). As lamelas de albita têm, em geral, $Ab \geq 93$.

Os efeitos de deformação estão sempre presentes e são mais evidentes nos cristais de feldspato potássico do primeiro tipo.

O quartzo é seriado (0,5 - 3,0 mm), xenomórfico, limpo e predominantemente intersticial. Está quase sempre deformado e, localmente (em especial nas rochas mais orientadas), recristalizado como mosaicos irregulares com textura granoblástica.

Entre os máficos, domina a biotita (0,5 - 3,0 mm), subidiomórfica de hábito placóide, com pleocroísmo de tonalidades amarelo-esverdeadas e verde-acastanhadas (castanho-avermelhadas nas

Fotomicrografia 17. Agregados xenomórficos de plagioclásio ácido, em parte sericítico e mirmekítico, com textura "granoblástica". Os grãos em contato com feldspato potássico do segundo tipo textural (com geminação em grade), ou nele inclusos, apresentam bordas albiticas. À esquerda, feldspato potássico (em negro) engloba e corroe plagioclásio do primeiro tipo textural (ver texto). Amostra A-93-A. Polarizadores cruzados. 39 x.

Fotomicrografia 18. Megacristal de feldspato potássico mostrando coexistência dos dois tipos texturais (ver texto). O primeiro tipo textural (escuro) contém anéis e inclusões orientadas de plagioclásio e parece ser substituído pelo segundo tipo textural (claro, com geminação em grade, que ocorre como "bordas" sobre o primeiro tipo). Amostra A-46. Polarizadores cruzados. 39 x.

variedade orientadas no extremo NE da área mapeada) e deformação leve a intensa (com "kinks"). Inclui opacos, apatita, titanita, alanita e zircão, os dois últimos provocando halos pleocróicos. O anfibólio (hornblenda), com pleocroísmo em tons de amarelo-esverdeado pálido a verde-oliva e $z \wedge c \approx 20^\circ$, é muito subordinado e aparece apenas em algumas lâminas representativas dos tipos mais máficos, maciços e grossos; apresenta geminação simples e inclui opacos, apatita e titanita.

Entre os acessórios, a titanita ($\leq 3,0$ mm), idiomórfica, é típica; apenas as variedades muito fêlsicas não a apresentam. Mostra geminação polissintética e simples, e inclusões de opacos e apatita. Alanita ($\leq 3,0$ mm), idiomórfica, apresenta forte zoneamento concêntrico, geminação simples e inclusões de opacos e apatita; por vezes apresenta bordas de epidoto finamente granulado. Os opacos ($\leq 1,0$ mm), idiomórficos, estão representados por magnetita e/ou magnetita-titanífera (com ou sem lamelas de ilmenita ?) e, subordinadamente, por ilmenita (com lamelas de hematita), pirita e calcopirita. Magnetita inclui apatita. Os demais acessórios são apatita ($\leq 0,3$ mm) e zircão (mais diminuto), ambos idiomórficos.

Os minerais de alteração são os mesmos descritos para os granitóides a "dois feldspatos" (cf. item V.2.); não se observa, porém, fluorita.

Ordem de cristalização

Na sequência de cristalização, são formados primeiramente os acessórios na seguinte ordem: zircão, apatita, opacos, titanita e alanita. Entre os fêlsicos, a fase precoce é o plagioclásio, seguido pelo feldspato potássico e após o quartzo. A hornblenda precede, sem dúvida, a biotita, e a sua nucleação inicia-se muito proximamente à do plagioclásio, talvez sucedendo-a.

Enclaves

Os diversos tipos de enclaves presentes nestas ro

chas (ver Tabela IV) não foram estudados sob o aspecto microscópico no presente estágio da pesquisa e serão tema de estudos futuros.

Figura 35. Variações composicionais dos feldspatos das principais facies do Complexo Intrusivo de Morungaba no diagrama An-Ab-Or (porcentagens em peso). (A) - plagioclásio. (B) - feldspato alcalino.

CAPÍTULO VI

CONSIDERAÇÕES SOBRE A PETROGRAFIA, MINERALOGIA E ESTRUTURA

VI.1. AS MODAS DOS GRANITÓIDES

Atualmente, conta-se com mais de 260 análises modais de granitóides do Complexo Intrusivo de Morungaba (Tabelas VII a XI; dados em Wernick, 1972 a, 1972 b e Campos Neto *et al.*, 1984 a), as quais permitem definir tendências petrográficas gerais.

Com relação aos granitóides situados ao Sul e Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio, verifica-se ampla predominância dos granitos 3b (Figuras 36b, 36c, 36d e 37a; ver também Wernick, 1972 a, 1972 b) e a escassez das composições granodioríticas, quartzo-monzodioríticas e dioríticas. A disposição dos pontos modais em diagramas Q-A-P desenha variações petrográficas em parte comparáveis às definidas por Lameyre e Bowden (1982) para as séries calco-alcalinas plutônicas (Figura 36 a).

Entre os melagranitóides, as variedades de granulação fina a média definem um "trend" calco-alcalino "granodiorítico", caracterizado pela variação conjunta de P e M (minerais máficos), de forma que os termos mais máficos relacionam-se aos mais félsicos pelo empobrecimento relativo destes dois índices frente a A e Q; as variedades mais grossas mostram uma linha de evolução própria, que é, comparativamente à primeira, mais rica em A (Figura 36b). Os granitóides a "dois feldspatos" (em geral granitos 3b) adaptam-se a uma tendência intermediária entre a "granodiorítica" e "monzonítica", com enriquecimento progressivo de Q em direção às rochas mais félsicas (Figura 36c); faltam, entretanto, os termos mais máficos (e.g., quartzo-monzodioritos), típicos destas tendências (comparar com Figura 36a).

As demais rochas desta região são mais homogêneas. Os granitóides róseos e brancos situam-se, em geral, próximos ao centro geométrico do triângulo Q-A-P, apresentando alguma variação na proporção de Q; a relação A/P é relativamente constante (Figura 36d). Situação semelhante repete-se para as variedades cinzentas e róseo-acinzentadas (Figura 37a); apenas os tipos leucocráticos apresentam variações em direção às composições granodioríticas que, em grande parte, refletem a presença de glomérulos máficos restíticos, em diversos graus de assimilação (ver item VI.4.). Muito homogêneos, merecem destaque ainda os granitóides-pôrfiros I, de composição mineralógica eutectóide (cf. item V.6., Figura 33).

Nas regiões ao Norte e Nordeste da citada lente gnáissica, os granitóides róseos e a "dois feldspatos" Norte e orientados também têm modas pouco variáveis e são (modalmente) comparáveis às variedades róseas, brancas e a "dois feldspatos" róseas de granulação média da porção meridional do Complexo (cf. itens V.2., V.3. e Figuras 27, 28, 29 e 30). Os granitóides porfiríticos definem, conjuntamente com as variedades a "dois feldspatos" cinzentas II, uma leve tendência de variação calco-alcalina "monzonítica", sendo algo mais ricos em A que os granitóides a "dois feldspatos" meridionais. Novamente, faltam os termos mais máficos (Figuras 37b e 36a), deve-se lembrar, porém, que estas rochas não estão totalmente mapeadas (ver Tabela V e Anexo I).

Do ponto de vista modal, as tendências calco-alcalinas são compatíveis com vários modelos petrogenéticos: fracionamento (e.g., separação de plagioclásio e máficos, responsável principal pelo "trend" granodiorítico); mistura entre magmas ácidos e mais básicos (e.g., mistura entre magmas graníticos e dioríticos, resultando em granodioritos e quartzo-monzodioritos); desmistura (e.g., separação de líquidos graníticos a partir de "mushes" de composição granodiorítica), ou combinações destes. Explicações similares podem ser aplicadas aos granitóides estudados; assim, as variações observadas em grande parte dos granitóides cinzentos e róseo-acinzentados leucocráticos e em parte dos melagranitóides são decorrentes, em sua maioria, de processos de mistura ou hibridismo entre magmas granitóides e dioritos do embasamento. Por outro lado, as tendências verificadas nos granitóides a "dois felds

Figura 36. Tendências de variação modal no diagrama Q-A-P-M.

- A. Tendências calco-alcalinas (a = calco-alcalina tonalítica/trondhjemítica; b = calco-alcalina granodiorítica; c = calco-alcalina monzonítica; segundo Lameyre & Bowden, 1982).
- B. Granitóides a "dois feldspatos, róseos e brancos (círculos cheios); melagranitóides de granulação fina a média (cruzes) e média a grossa (círculos vazios).
- C. Granitóides a "dois feldspatos".
- D. Granitóides róseos e brancos.

Todas as amostras referem-se às regiões ao Sul e Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio. Linhas tracejadas indicam possíveis tendências (ver referências no texto).

Figura 37. Tendências de variação modal no diagrama Q-A-P-M.

- A. Granitóides cinzentos hololeucocráticos (círculos cheios); leucocráticos (cruzes) e róseo-acinzentados (círculos vazios) das regiões ao Sul e Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio.
- B. Granitóides porfiríticos e a "dois feldspatos" cinzentos II da região Norte/Nordeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio.

Linhas tracejadas indicam possíveis tendências (ver referências no texto).

patos" e porfiríticos devem-se, provavelmente, a fenômenos de fracionamento.

VI.2. MINERALOGIA E TEXTURAS

Como depreende-se das descrições petrográficas, os granitóides de Morungaba, embora mineralogicamente simples e até monótonos, apresentam algumas peculiaridades mineralógicas e diversas complicações texturais que, em parte, caracterizam algumas facies, justificando a conhecida assertiva de Read (1957) de que existem "granitos e granitos".

A mineralogia das rochas estudadas é analisada a seguir, com ênfase em alguns aspectos relacionados à composição e estado estrutural dos feldspatos, associações de minerais máficos e tópicos afins, com vistas a embasar interpretações preliminares de ambientes de formação e evolução de magmas (e.g., Shand, 1927; Tuttle e Bowen, 1958; Mehnert, 1971; Parsons & Boyd, 1971); Carmichael *et al.*, 1974; Chappell & White, 1974; Ishihara, 1977; Clarke, 1981).

As texturas refletem nas rochas de Morungaba, processos sin-, tardi- (na concepção de Alling, 1932, *apud* Dall'Agnol, 1980) e pós-magmáticos. Texturas ligadas à deformação são analisadas no item VI.3. As características texturais descritas já são muito conhecidas na literatura, embora a sua interpretação gere ainda polêmicas não totalmente sedimentadas (e.g., Marmo, 1971; Mehnert, 1971; Pitcher & Berger, 1972; Augustithis, 1973).

VI.2.1. Minerais Félsicos

O quartzo e os feldspatos representam - com exceção dos melagranitóides e algumas variedades mais localizadas - mais de 90% em volume dos granitóides em questão, e estão em geral presentes como vários tipos texturais distintos que, em grande parte, correspondem à diferentes gerações (ver Capítulo V).

VI.2.1.1. Plagioclásio Magmático

Texturas

O plagioclásio é um dos primeiros minerais a cristalizar a partir do magma, sendo normalmente precedido apenas pelos acessórios menores. Ocorre associado aos minerais máficos, tipicamente como agregados de vários cristais, ora em "synneusis", ora em malhas mais irregulares; é distribuído de forma mais homogênea apenas nos granitóides mais félsicos.

Caracteriza-se por apresentar hábitos, geminações e zoneamento típicos, que variam com o teor de An e, por extensão, com a composição da rocha hospedeira (ver também Wernick & Penalva, 1980 a). Verifica-se que o plagioclásio das rochas mais máficas é mais idiomórfico, possui hábito ripiforme mais acentuado, gemina-se (em geral de forma complicada) segundo Leis da Albita, Carlsbad e Periclínio, e apresenta zoneamento quase sempre complexo; o espectro composicional é relativamente amplo. Contrariamente, as rochas mais félsicas contêm plagioclásio subidiomórfico, com hábito mais tabular, geminação preferencial de Albita e zoneamento normal (com intervalos composicionais restritos), ou mesmo ausente.

Variações Composicionais

As variações composicionais do plagioclásio magmático indicam, como esperado, que o teor de An aumenta com o índice de cor, e diminui com a quantidade de quartzo dos granitóides (Figura 35, dados modais no Capítulo V). Outros aspectos importantes, que se destacam da análise da Figura 35, são os seguintes:

- a) o plagioclásio presente nos granitóides cinzentos é nitidamente distinto dos demais. Enquanto os cristais das facies porfiríticas, a "dois feldspatos" e róseas mostram variações significativas regulares dentro de cada grupo, os das facies cinzentas hololeucocráticas possuem composições constantes, com valores máximos em torno de An_{25} . Apenas os tipos leucocráticos têm pla

gioclásio mais cálcico, fato provavelmente condicionado pelo seu caráter híbrido (ver item VI.4.). As facies cinzentas representam, portanto, tendências petrogenéticas distintas;

- b) as variações composicionais nas diversas facies definem tendências nítidas: variações *contínuas* dentro de grupos de amostras de uma mesma facies ou de facies semelhantes, interrompidas por *descontinuidades* ao passar para facies ou grupos de facies diferentes. Tendências contínuas são observadas para amostras das facies a "dois feldspatos" cinzenta I, a "dois feldspatos" róseas grossas, porfiríticas e para o conjunto que agrupa as facies a "dois feldspatos" de granulação média, róseas e de granitóides-pórfiros I. Os plagioclásios destes grupos separam-se dos demais por hiatos composicionais mais ou menos bem marcados. A conclusão mais pertinente é que as tendências de variação dentro de cada grupo são, provavelmente, determinadas por cristalização fracionada, enquanto que as mudanças bruscas sugerem complicações adicionais;
- c) as variações de composição nos cristais zonados são devidas à cristalização fracionada de líquidos magmáticos. Apenas algumas amostras apresentam cristais com "gaps" composicionais (restitos?, cumulos não homogeneizados?; e.g., A-129 e A-12-A); nos melagranitóides (e.g., A-12-D), estes cristais são prováveis testemunhos de processos de hibridismo e recristalização (cf. Fotomicrografia 1);
- d) nas facies relativamente mais félsicas (e.g., granitóides-pórfiros I, róseas e a "dois feldspatos" róseas de granulação média), a composição média do plagioclásio é um dos poucos critérios mineralógicos que podem ser utilizados para avaliar o grau de evolução magmática da rocha; esta terá plagioclásio tanto mais sódico quanto mais diferenciado for o magma original.

VI.2.1.2. Feldspato Potássico

Nas rochas estudadas, o feldspato potássico é sempre

pertítico e, sendo assim, nenhum dos dois tipos texturais identifi-
cados (ver Capítulo V) representa diretamente o estágio magmático.
Entretanto, no primeiro tipo (caracterizado principalmente pela ge-
minação em grade pouco desenvolvida ou ausente) são observadas di-
versas *texturas reliquias*, interpretadas como de origem magmáti-
ca, como discutido a seguir.

Texturas Reliquias

Entre as texturas reliquias dos cristais de primei-
ro tipo textural destacam-se, além das geminações de Carlsbad e Ba-
veno, o zoneamento, os anéis concêntricos de plagioclásio e as in-
clusões orientadas de plagioclásio e, raramente, de biotita (e.g.,
item V.2.).

O zoneamento concêntrico é uma textura sugestiva de
cristalização magmática (ver, porém, Pitcher & Berger, 1972; Augus-
tithis, 1973). Foram verificadas variações composicionais signifi-
cativas (em termos de Or , Ab e An) nas análises globais (hospedei-
ro + albita pertítica) em cristais com zoneamento definido pela
distribuição preferencial de lamelas de albita pertítica, mais con-
centradas no núcleo do hospedeiro. Em outros cristais, opticamente
zonados, as variações composicionais são pouco marcadas e/ou de in-
terpretação mais insegura, devido às dificuldades de análise, cau-
sadas, por exemplo, pela orientação dos cristais e pela possível
presença de albita pseudo-pertítica (ver item VI.2.3).

Argumentos mais fortes em favor da origem magmática
destes cristais são os anéis de plagioclásio e as inclusões orien-
tadas, também de plagioclásio, sempre mais típicos nos granitóides
mais máficos, nos quais o feldspato alcalino tem tendências mega-
cristalinas. Os anéis são muito regulares, ocorrem em particular
nas zonas intermediárias do hospedeiro (e.g., Fotomicrografia 4 e
18) e apresentam, em algumas amostras, nítido zoneamento composi-
cional, com os anéis mais internos sendo progressivamente mais ri-
cos em An . As inclusões de plagioclásio, em geral subidiomórficas,
mostram zoneamento concêntrico normal; alguns dados isolados suge-

rem que as inclusões mais internas são também em média mais ricas em An.

Cristalização de magmas é o principal processo proposto na literatura para explicar a formação das texturas primárias referidas; alguns autores, porém, chamam a atenção para explicações alternativas, baseadas em processos de recristalização subsólida ou até metassomática (ver, entre outros, Raguin, 1965; Vance, 1969; Marmo, 1971; Mehnert, 1971; Augustithis, 1973; Hibbard, 1979; Dowty, 1980; Mehnert & Büsch, 1981). São dois os principais mecanismos magmáticos que podem originar as inclusões orientadas:

- a) captura de cristais de plagioclásio pelo feldspato alcalino em formação, através de processos de "synneusis" e similares (e.g., Vance, 1969; Hibbard, 1979), tese sustentada pelas observações microscópicas (e.g., zonalidade normal das inclusões de plagioclásio).
- b) crescimento epitaxial de cristais de plagioclásio a partir das faces do feldspato alcalino em formação (e.g., Dowty, 1980), alternativa aqui considerada mais remota, por não se ter observado interrupções no zoneamento das inclusões de plagioclásio nos contatos com o hospedeiro.

Os anéis de plagioclásio são de interpretação mais difícil. Sugere-se, com alguns fundamentos teóricos, que esta é uma feição devida principalmente a fatores cinéticos, que controlam a concentração dos elementos (em particular K, Na e Ca) do magma, nas proximidades do feldspato alcalino que cristaliza.

Estado Estrutural

O estado estrutural dos feldspatos potássicos é uma importante ferramenta para a interpretação de histórias de cristalização e resfriamento (e.g. Parsons & Boyd, 1971; Smith, 1974; M. Ulbrich, 1983). Um exemplo muito interessante é descrito por Parsons & Boyd (1971) que, estudando suítes calco-alcalinas, verificam que o grau de ordenamento estrutural do feldspato potássico va

ria com o grau de diferenciação do magma original, de forma que os cristais presentes nas rochas mais fêlsicas apresentavam, sistematicamente, ordenamento maior (ver também Olatunji, 1977).

São vários os polimorfos de feldspato potássico. A sanidina é a fase mais desordenada, típica de ambientes sub-vulcânicos, cristalizada em temperaturas superiores a 800°C e resfriada rapidamente; como fase mais ordenada, encontra-se o microclínio máximo, característico de temperaturas baixas ($\leq 400^{\circ}\text{C}$). Entre estes extremos, estão situados o ortoclásio e toda uma gama de microclínios "intermediários" (ver Smith, 1974; Stewart & Wright, 1974; Ribbe, 1975).

A identificação dos polimorfos pode ser feita qualitativamente através da análise de difratogramas de raios-X. As fases triclinicas são reconhecidas pelo maior grau de complicação dos difratogramas, dado pelo desdobramento de raia como a (130) e a (131), causado pela passagem da simetria $C2/m$ para $C\bar{1}$.

A determinação quantitativa do grau de ordenamento de Si e Al nas posições tetraédricas é realizada a partir de vários diagramas específicos (baseados principalmente nas distâncias interplanares $(\bar{2}01)$, (060) e $(\bar{2}04)$ e nas contantes de cela; ver revisão em M. Ulbrich, 1983). Avaliações menos precisas podem ser obtidas medindo-se a diferença angular entre as raia (130) e $(\bar{1}30)$ ou (131) e $(\bar{1}31)$, que inexiste para os cristais de simetria monoclinica e é máxima para as fases triclinicas de máximo ordenamento. Estas diferenças foram convertidas em "indicadores de triclinicidade" (Δ) por Goldsmith & Laves (1954) e Smith (1974), os quais propuseram, respectivamente, $\Delta_{131} = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}31})$ e $\Delta_{130} = 7,8 (d_{130} - d_{\bar{1}30})$, onde d_{hkl} é a distância interplanar dos planos (hkl). Em ambas as equações, os coeficientes estão ajustados para que:

$$\begin{aligned} \Delta &= 0, \text{ simetria monoclinica (ortoclásio, etc.)}; \\ \Delta &= 1, \text{ simetria triclinica de microclínio máximo}; \\ 0 &< \Delta < 1, \text{ microclínios intermediários}. \end{aligned}$$

Os difratogramas de raios-X obtidos para cristais de feldspato potássico de diversas facies granitoides de Morungaba evi

denciam sempre a simetria triclinica, caracterizada pela separação marcada entre (130) e ($\bar{1}$ 30) ou entre (131) e ($\bar{1}$ 31) e por indicadores de triclinicidade próximos ao máximo (na maior parte dos casos, $\Delta_{131} \approx \Delta_{130} > 0,90$ e, freqüentemente, iguais à unidade). A grande maioria dos cristais analisados é, por conseguinte, microclínio muito ordenado ou máximo. A albita pertítica, como esperado, está também representada pela fase de baixa temperatura, apresentando $31,20 \leq 2\theta_{CuK\alpha} \leq 31,30$ (Smith, 1956).

Alguns dos difratogramas obtidos são reproduzidos parcialmente na Figura 38, com as raias indexadas segundo Borg & Smith (1969). Todos são muito semelhantes; entretanto, são detectadas pequenas diferenças (grau de resolução de algumas reflexões, conteúdo de albita; valores 2θ algo variáveis, etc.) que justificam trabalhos futuros mais elaborados (e.g., Parsons, 1978; Cherry & Trembath, 1979; M. Ulbrich, 1983).

Desta forma, é ainda prematuro estabelecer correlações entre estado estrutural dos feldspatos potássicos e evolução das rochas granitóides; registros desta relação, porventura existentes, serão determináveis apenas com análises mais aprimoradas. Como conclusão geral, indica-se predomínio de microclínio muito ordenado e máximo, derivado de uma fase monoclinica pretérita, diretamente cristalizada dos magmas, como é inferido pelas texturas reliquias observadas e pela presença da geminação em grade, típica de inversão estrutural (tipo M, cf. Ribbe, 1975).

Variações composicionais

O feldspato potássico é homogêneo em termos composicionais (cf. Figura 35). Variações mais significativas são observadas, como esperado, apenas quando são comparadas entre si as composições globais (hospedeiro + albita pertítica). Estas variações de senham tendências similares às descritas para o plagioclásio, com os conteúdos An e Ab diminuídos nas rochas mais félsicas; a variação é mais ou menos gradativa em amostras de facies semelhantes, tornando-se descontínua e com hiatos composicionais ao passar de um

Figura 38. Difrátogramas parciais de raios-X para feldspato potássico pertítico de algumas facies granitóides do Complexo Intrusivo de Morungaba. Raias indexadas em *itálico* identificam albíta pertítica. A-226: facies rósea hololeucocrática; peg (320-b): veio pegmatóide em facies rósea hololeucocrática; A-12-A: facies a "dois feldspatos" cinzenta I; A-22: facies a "dois feldspatos" grossa II; A-159: facies a "dois feldspatos" média II; A-97-A: facies porfirítica maciça (ver referências no texto).

grupos de facies para outro.

Os cristais com nítida geminação em grade são algo mais ricos em Or , sugerindo que a recristalização processa-se com expulsão de albita (ver item V.2.).

VI.2.1.3. Intercrescimentos Primários

Intercrescimentos Granofíricos

Intercrescimentos granofíricos, de feldspato potássico e/ou plagioclásio com quartzo, são feições muito comuns em rochas ácidas de colocação sub-superficial (e.g., Buddington, 1959). A maioria dos estudiosos do assunto acredita que tais texturas são originadas por cristalização magmática eutectóide (e.g., Tuttle & Bowen, 1958; Mehnert, 1971; Hatch *et al.*, 1972). Outros pesquisadores, porém, sugerem que são originadas por mútua corrosão e/ou substituição ou co-cristalização em condições hidrotermais (ver Augustithis, 1973 e Mehnert, 1971 entre outros).

Em Morungaba, esta textura ocorre nos granitóides-porfíros I e em veios e bolsões pegmatóides.

Nos granitóides-porfíros I, ocorrem intercrescimentos nas bordas dos fenocristais de feldspatos, na matriz da rocha e em segregações micro-pegmatóides. Restam poucas dúvidas, portanto, que o intercrescimento resulta de processos magmáticos, os quais iniciam-se com a cristalização dos núcleos dos megacristais para passar, já em condições eutectóides, ao estágio de co-precipitação, nas bordas destes cristais e na matriz. A sequência dos eventos termina no estágio pegmatítico onde, após a formação do intercrescimento, novamente precipitam feldspato potássico (pouco pertítico) e quartzo, acompanhados ou não por muscovita, pirita e rara biotita.

Nos veios e bolsões pegmatóides maiores, encontrados especialmente nas variedades róseas hololeucocráticas, a textura granofírica constitui uma zona externa, por vezes isolada da rocha

encaixante por uma margem aplítica (cf. item IV.1.). As variações da borda para o centro sugerem que se passa de um estágio ainda magmático (?) representado pelo agregado granofírico, para um estágio pegmatítico (?), que resulta na precipitação isolada de feldspato potássico e quartzo (cf. Mehnert & Büsch, 1981).

As Gotas de Quartzo

Inclusões de quartzo em feldspatos, como pequenas gotas, são típicas de algumas das fácies mapeadas (ver Capítulo V). Texturas deste tipo, já descritas, são encontradas com frequência em paragnaisses, leucossomas de rochas migmatíticas, e granitóides de provável origem anatética (e.g., Mehnert, 1971; Didier, 1973).

São várias as explicações genéticas oferecidas, sendo que o quartzo goticular poderia representar:

- a) restitos remanescentes de grãos maiores, cuja forma revela processos de fusão parcial e/ou reação com outros minerais;
- b) mineral primário "liquidus", posteriormente englobado como verdadeiras inclusões pelos feldspatos em crescimento;
- c) resultado de co-precipitação eutectóide de quartzo e feldspatos, com a forma dos grãos condicionada por fatores cinéticos.

Nas rochas de Morungaba, as gotas de quartzo devem ter-se formado por processos diversos. As observadas em algumas variedades róseas (e, mais raramente, em granitóides-pórfiros I; cf. item V.3.) devem ser de origem magmática (hipótese b), já que estas rochas representam magmas muito diferenciados. Em granitóides-pórfiros, a associação ocasional com intercrescimentos granofíricos sugere uma origem a partir de co-precipitação (hipótese c). O quartzo goticular das fácies cinzentas e, em parte, a "dois feldspatos" Norte e orientada, pode ter origem diferente; as gotas ocorrem nos núcleos e nas bordas dos feldspatos e são muito frequentes em zonas híbridas, sugerindo que possam representar produtos de fusão parcial e/ou recristalização. Mas mesmo neste caso, não podem ser descartadas hipóteses alternativas; as gotas de quartzo encon

tradas nas zonas híbridas, nos contatos de granitóides brancos, cinzentos e a "dois feldspatos" manchados com enclaves microgranulares escuros (zonas de resfriamento mais rápido ?), podem ser primárias; a sua forma, condicionada por processos cinéticos de "super resfriamento".

VI.2.2. Minerais Máficos

Além da biotita, são encontrados hornblenda, titanita, alanita, muscovita, granada, opacos diversos, apatita, zircão, etc.

Estes minerais ocorrem agrupados em associações distintas, que refletem condições petrogenéticas específicas. Assim, as rochas portadoras de muscovita primária + granada não contêm hornblenda, titanita ou magnetita, fato amplamente conhecido (e.g., Shand, 1927; Johannsen, 1932; Ishihara, 1977); são exceções apenas algumas amostras dos granitóides a "dois feldspatos" da região Norte/Nordeste do Complexo, com muscovita e magnetita aparentemente coexistentes.

A distribuição dos minerais máficos permite subdividir os granitóides mapeados em quatro grupos principais, caracterizados pelas seguintes associações:

1. biotita + hornblenda + titanita + magnetita + alanita + ilmenita
2. biotita + titanita + magnetita + alanita + ilmenita
3. biotita + alanita + muscovita + magnetita + ilmenita
4. biotita + muscovita + granada + ilmenita

O segundo e o terceiro grupo são amplamente predominantes e são encontrados na quase totalidade dos granitóides roses, brancos, pórfiros, porfiríticos, a "dois feldspatos" e cinzentos leucocráticos (ver Tabela XII). A última associação é típica das variedades cinzentas hololeucocráticas e, em parte, das roseo-acinzentadas e a "dois feldspatos" Norte e orientada. A primeira

Tabela XII

Associações de minerais máficos* em granitóides do Complexo Intrusivo de Morungaba

ASSOCIAÇÕES TÍPICAS

- I. biotita + hornblenda + titanita + magnetita ± alanita ± ilmenita
- II. biotita + titanita + magnetita ± alanita + ilmenita
- III. biotita(clorita) ± magnetita + alanita ± muscovita ± ilmenita
- IV. biotita + muscovita ± granada ± ilmenita

FACIES MAPEADAS

melagranitóides, porfiríticas maciças

melagranitóides, porfiríticas, cinzentas leucocráticas e a "dois feldspatos" cinzentas I e II, róseas grosseiras I, II, III, róseas médias I, II e manchadas

a "dois feldspatos" róseas grosseiras I, média I, manchada, branca, Norte e orientada e variedades róseas, róseo-acinzentadas, brancas e de granitóides-pórfiros I e II. Raros melagranitóides mais félsicos

cinzentas hololeucocráticas, róseo-acinzentadas, a "dois feldspatos" Norte e orientada

* Incluem adicionalmente apatita, pirita, zircão, etc.

ra associação é praticamente exclusiva dos melagranitóides. Algumas considerações adicionais são feitas a seguir.

Muscovita: Origem e Implicações

Em rochas granitóides, a muscovita é mineral com amplo campo de estabilidade (Clarke, 1981).

É difícil determinar, com base em critérios texturais, se a muscovita é primária (de cristalização inicial ou tardia), secundária (de alteração) ou até restítica (e.g. Saavedra, 1968, *apud* Clarke, 1981; ver também Miller *et al.*, 1981). Em Morungaba, evidências texturais permitem, porém, algumas sugestões.

Nas facies cinzentas hololeucocráticas, a muscovita apresenta-se como palhetas e/ou placas maiores, subidiomórficas a idiomórficas e ocorre isolada ou em agregados de "livrinhos". É relativamente abundante, mostra sinais de deformação e, com frequência, não está em contato direto com os feldspatos. Estas evidências, somadas à associação com granada em diversas amostras, sugerem uma origem magmática. A muscovita dos granitóides mais félsicos e, em particular, dos granitóides-pórfiros I, ainda subidiomórfica, é intersticial e ocorre associada à plagioclásio e aos produtos de alteração de biotita; portanto, é tardia, formada, em parte, por precipitação a partir de soluções residuais e, em parte, pela reação destas com minerais pré-existentes (ver também item VI.2.3.). Como reforço para esta hipótese, cabe lembrar que a muscovita é muito comum nas segregações pegmatóides, as quais são sempre mais abundantes nos granitóides róseos mais félsicos e, em especial, nos granitóides-pórfiros I.

Diversos autores assinalam que a muscovita magmática é importante indicadora das condições de cristalização do magma, sugerindo pressões de água mínimas da ordem de 3,0 kbar e, portanto, profundidades mínimas de 9,0 km (e.g., Carmichael *et al.*, 1974; ver também Clarke, 1981). Por outro lado, Anderson & Rowley (1981) acreditam que o campo de estabilidade da muscovita é aumentado significativamente pela adição do componente celadonita, tornando pos

sível a sua cristalização em ambientes magmáticos com pressões de água inferiores. Em Morungaba, a muscovita "primária" está presente em rochas que seguramente não cristalizaram em níveis crustais muito profundos (cf. item VI.5.).

Por outra parte, a muscovita somente cristaliza em ambientes saturados ou super-saturados em alumina e, neste sentido, os granitóides com a associação biotita + muscovita + granada são derivados de magmas tipicamente peraluminosos (Shand, 1927) e são diferentes dos demais granitóides.

O par magnetita-ilmenita: considerações sobre a fO_2 e a profundidade de geração dos magmas

A fugacidade de oxigênio (fO_2) dominante durante a cristalização de magmas granitóides, pode ser avaliada, qualitativamente, pela presença de minerais "indicadores" (e.g., Ishihara, 1977; Takarashi *et al.*, 1980; Murata *et al.*, 1983; ver também Wones & Eugster, 1965; Wones, 1980).

Nos granitóides de Morungaba, a presença de magnetita e/ou ilmenita permite tecer algumas conclusões. Entre as quatro associações discriminadas na Tabela XII, as três primeiras contêm magnetita + ilmenita e a última apresenta apenas ilmenita. Em presença de biotita, ilmenita isolada cristaliza apenas em condições de fO_2 inferiores às do "buffer" Ni-NiO (ver Figura 5 em Ishihara, 1977); para condições mais altas de fO_2 , a magnetita torna-se estável.

Segundo Ishihara (1977; ver também item III.1.), a fugacidade de oxigênio é uma característica em grande parte herdada da fonte geradora dos magmas; Mo *et al.* (1982) demonstraram que a fO_2 é uma função da profundidade de geração dos magmas. Portanto, pode-se sugerir que as rochas com a associação 4 (biotita + muscovita + granada + ilmenita) derivam de níveis crustais mais rasos, a exemplo de sugestões já colocadas para granitóides vizinhos (Wernick, 1982 a , 1984 b).

VI.2.3. Transformações Tardias

Durante sua evolução nos estágios tardi- e pós-magmáticos, os granitóides de Morungaba passaram por uma série de transformações tardias, responsáveis por re-equilíbrios mineralógicos e texturais. Os principais fenômenos tardios sugeridos pela análise textural podem ser agrupados como segue:

- a) formação de plagioclásio sódico (albita-oligoclásio, cf. plagioclásio intersticial, Figura 35), encontrado sob a forma de agregados granoblásticos.
- b) formação de albita, encontrada nas seguintes formas:
 - 1. agregados xenomórficos;
 - 2. pequenos cristais subidiomórficos a idiomórficos;
 - 3. bordas albíticas sobre plagioclásio magmático, plagioclásio tardio e, mais raramente, sobre mirmequitas;
 - 4. pequenos filmes intersticiais;
 - 5. albita pertítica e "pseudo-pertítica".
- c) formação de mirmequitas.
- d) recristalização de feldspato potássico.
- e) alteração de minerais e cristalização de minerais máficos tardios.

Segue uma breve discussão sobre as transformações tardias, baseada em subsídios extraídos da literatura (e.g., os experimentais de Tuttle & Bowen, 1958; Wyllie & Tuttle, 1959, 1960, 1961, 1964; Luth & Tuttle, 1969; Kovalenko, 1977; Manning, 1981; texturais, como o de Dall'Agnoll, 1980, etc.).

Albita e Plagioclásio Ácido Tardios

Em Morungaba, destaca-se a relativa abundância destes minerais (bem como as mirmequitas, cf. adiante), caracterizan

do intensa atividade de Na . A grande maioria dos autores acredita que o Na é decorrente da própria evolução dos granitóides. Neste sentido, este elemento (e, em menor escala, o Ca) pode ser proveniente da exsolução de feldspatos alcalinos cristalizados do magma, como demonstrado por Tuttle & Bowen (1958), ou concentrado em soluções residuais fracionadas do magma original; no segundo caso, a fração volátil é de extrema importância, tendo-se demonstrado que a razão $K:Na$ é significativamente aumentada nas soluções residuais ricas em H_2O e HF (e.g. Kovalenko, 1977; Manning, 1981; ver também Dall'Agnoli, 1980).

Nos granitóides de Morungaba, devem ser destacados os seguintes aspectos texturais:

- a) as bordas albíticas sobre plagioclásio magmático e/ou tardio ocorrem nos contatos plagioclásio - feldspato potássico; agregados granoblásticos (com plagioclásio sódico) e xenomórficos (com albita) são encontrados principalmente nos contatos feldspato potássico - feldspato potássico;
- b) as inclusões orientadas de plagioclásio em feldspato potássico freqüentemente contêm bordas albíticas;
- c) agregados xenomórficos de albita são mais comuns nas rochas com feldspato potássico de tendências megacristalinas; agregados granoblásticos de plagioclásio sódico ocorrem nos granitóides mais máficos (e.g., porfiríticos) com feldspato alcalino original mais rico em Ab e An (cf. Figura 35);
- d) albita tardia subidiomórfica a idiomórfica é encontrada associada aos agregados xenomórficos (albíticos);
- e) o feldspato potássico de segunda geração é, em média, mais rico em Or e quase não apresenta texturas reliquiares (ver também itens seguintes);
- f) estas manifestações tardias e as mirmequitas (ver item seguinte) são sempre mais abundantes nos granitóides menos evoluídos;
- g) as frações residuais pegmatíticas são, a julgar pela sua mineralogia, mais ricas em K que Na .

Estas observações sugerem que boa parte, senão a maioria, da albita e do plagioclásio sódico tardios gera-se direta ou indiretamente por exsolução dos feldspatos alcalinos primários e, em parte, por destruição de texturas reliquias (e.g. anéis de plagioclásio). Estes processos liberam Na e, subordinadamente, Ca que, incorporados às soluções residuais, reagem com a fração cristalina ou depositam-se intersticialmente (ver discussões adicionais em Tuttle & Bowen, 1958). A evolução destes fenômenos é complexa e as texturas observadas sugerem que a formação dos agregados de plagioclásio sódico precede a formação das bordas albíticas e a dos agregados albíticos xenomórficos; estes últimos são, em um estágio posterior, localmente recristalizados segundo cristais de albita mais idiomórficos.

Mirmequitas

Historicamente, destacam-se duas hipóteses principais de geração de mirmequitas (Mehnert, 1971; Philips, 1980).

A primeira é a hipótese de Becke, segundo a qual as mirmequitas originam-se da substituição de feldspato potássico por plagioclásio, de acordo com as reações:

onde os cations Na^+ e Ca^{++} encontram-se em soluções residuais. É importante salientar que a presença de Ca^{++} é fator preponderante na formação de mirmequitas.

A segunda hipótese, hoje descartada por muitos autores, é a de Schwantke, que prevê a existência da molécula $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$, anormalmente rica em SiO_2 , em solução sólida nos feldspatos alcalinos de alta temperatura, cuja exsolução resultaria em mirmequitas,

conforme a reação abaixo:

onde $\square$ = vacância e $x > y \gg z$.

Hipóteses alternativas, em parte variações das acima colocadas, são discutidas por Shelley (1964), Smith (1964), Phillips (1974, 1980) e Hibbard (1979).

Nos granitóides de Morungaba, bem como na maioria dos granitóides conhecidos, existe íntima associação entre mirmequitas e manifestações tardias de albita e plagioclásio ácido (e.g., mirmequitas em veios, associadas aos agregados albíticos; plagioclásio ácido localmente mirmequítico, etc.) sugerindo, portanto, relação genética e de contemporaneidade.

Recristalização de Feldspato Potássico

Destacam-se nas descrições, dois tipos texturais distintos de feldspato potássico (item VI.2.1.2.). Os seguintes aspectos texturais relacionados merecem ser reforçados:

- a) o desenvolvimento do segundo tipo textural se dá, principalmente, por recristalização de cristais da primeira geração e é, em parte, controlado por fraturas e zonas de maior deformação (e.g., Fotomicrografias 6, 16, 18);
- b) a formação da segunda geração normalmente destrói texturas reliquiares; o microclínio de segunda geração é mais rico em Or ;
- c) a segunda geração pode incluir mirmequitas e agregados tardios; por vezes são observados vermes de quartzo incluídos no feldspato (corrosão de mirmequitas?). É encontrada também como domi

nios irregulares dentro de plagioclásio magmático ("antipertitas");

d) a segunda geração mostra, em geral, contornos mais irregulares, principalmente nos contatos com plagioclásio;

e) a segunda geração é pouco desenvolvida nos granitóides róseos mais fêlsicos e nos granitóides-pór-firos I; é rara nas segregações pegmatóides e nos feldspatos com intercrescimentos granofíricos.

Estas relações indicam que os feldspatos alcalinos passam por etapas de desmisturação, inversão de simetria e recristalização; indicam também que existe certa correlação entre a composição do feldspato alcalino primário e o grau de sua posterior recristalização e que este fenômeno é, pelo menos em parte, posterior aos eventos geradores de mirmequitas e dos agregados xenomórficos e granoblásticos. Diversos autores interpretam texturas semelhantes como indicativas de "blastese", "microclinização", etc. (e.g., Marmo, 1971; Augustithis, 1973). Nas rochas de Morungaba, os dados texturais sugerem que a segunda geração desenvolve-se por recristalização dos cristais de primeira geração (e.g. Fotomicrografias 6 e 18), durante os estágios tardios da evolução dos granitóides.

Alteração de Minerais e Cristalização de Minerais Acessórios Tardios

Destaca-se no plagioclásio a correlação que existe entre tipo e grau de alteração com composição e cor. Oligoclásio cálcico e andesina, quando pouco alterados (em alguns melagranitóides e granitóides porfiríticos) são incolores ou acinzentados. Na maior parte dos granitóides, o plagioclásio (oligoclásio intermediário a andesina), mostra nítida cor esbranquiçada, com alteração saussurítica (sericita muscovita + epidoto clinozoizita + albita + carbonato + fluorita). Contrariamente, albita e oligoclásio sódico (inclusive tardio) são incolores ou róseos e alteram-se, em grau mais reduzido, principalmente para sericita/muscovita. Nas rochas mapeadas, a cor do plagioclásio é, assim, uma aproximação grosseira de sua composição.

A alteração dos minerais máficos é variável, desde fraca ou incipiente (granitóides mais máficos), até total (rochas mais fêlsicas). Destaca-se alteração da biotita para cloritas, se ricita muscovita, epidoto, opacos (em geral hematita) e quartzo; alanita altera-se (?) para epidoto.

Fluorita e alguns tipos de muscovita são minerais má ficos tardios, provavelmente precipitados diretamente a partir de soluções residuais. São encontrados nas rochas mais fêlsicas de co loração rósea ou branca, sugerindo (juntamente com alteração mais intensa dos minerais máficos primários e a maior frequência de se gregações pegmatóides) maior atividade dos voláteis.

VI.3. ASPECTOS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS ADICIONAIS

Variações nas Diversas Facies

De forma geral, as rochas mais fêlsicas do Complexo são mais maciças, têm texturas mais equigranulares e granulação mais fina, em parte por diminuição do tamanho dos feldspatos (par ticularmente feldspato potássico) com o paralelo aumento das dimen sões do quartzo. Apenas os granitóides-pórfiros voltam a aprese^{nt} tar-se inequigranulares, com fenocristais de feldspatos e, princi palmente, de quartzo globular em matriz de granulação fina.

Estas variações estão bem marcadas nos granitóides localizados ao Sul e Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio. En tre os granitóides a "dois feldspatos", os tipos mais máficos (rô seos grossos III e cinzentos I, os primeiros mais grossos e inequi granulares) têm estruturas orientadas, com feldspato potássico de dimensões mais avantajadas e quartzo principalmente intersticial; os tipos mais fêlsicos (a "dois feldspatos" róseos médios I e II) são rochas maciças, mais equigranulares, com quartzo mais abundan te e maior. Os granitóides róseos e brancos, maciços de granulação média, apresentam quartzo globular, com dimensões em média superio res às dos feldspatos.

Paralelamente, as segregações pegmatóides inexistem nos granitóides a "dois feldspatos" mais máficos, são raras nos tipos a "dois feldspatos" mais félsicos, comuns nos granitóides róseos e sempre presentes nos granitóides-pórfiros I. Como fenômeno tardio, a formação de plagioclásio ácido, albita e mirmequitas, é mais freqüente nas variedades mais máficas (cf. item anterior).

Os granitóides cinzentos e, em parte, os róseo-acinzentados, constituem um grupo à parte, apresentando texturas mais homogêneas, equigranulares e predominantemente xenomórficas. Por outro lado, os enclaves microgranulares escuros e os glomérulos máficos são estruturas mais características destas rochas.

Deformação

Sinais de deformação estão presentes na maioria das lâminas estudadas. O quartzo apresenta-se com extinção ondulante, por vezes recristalizado; o plagioclásio mostra lamelas de geminação dobradas e as micas, particularmente a biotita, podem apresentar "kink-bands". A geminação lamelar fina da titanita, observada em várias amostras, pode também ter origem mecânica (Spry, 1969).

Evidências adicionais são o estiramento dos minerais máficos, encontrados como "cordões" entre os félsicos e, em grande parte, a forma oblata dos enclaves alongados associados aos granitóides foliados.

Sinais de deformação estão ausentes nas manifestações tardias, que são, portanto, pós-cinemáticas.

Com relação à intensidade de deformação, observa-se sempre que os granitóides relativamente mais máficos são os que foram submetidos a esforços maiores. A deformação observada pode ser correlacionada com esforços tectônicos posteriores, aumentando nas vizinhanças de zonas de falhas ou fraturas. Em parte, porém, a deformação é primária, gerando-se durante a colocação dos magmas e sua posterior cristalização (estruturas orientadas) e/ou por efeitos de deformação plástica pós-colocação, induzida pela intrusão de magmas subseqüentes (Holder, 1979; Jardim de Sá, 1984).

VI.4. OS ENCLAVES E OS GLOMÉRULOS MÁFICOS DOS GRANITÓIDES MERIDIONAIS

Foram reconhecidos, além dos xenólitos (item IV.3.), três tipos de enclaves: os microgranulares claros, os microgranulares escuros e os alongados (item IV.1.). Os glomérulos são de quatro tipos, caracterizados por apresentar associações mineralógicas com hornblenda, biotita, plagioclásio, muscovita e granada.

As principais características geológicas e petrográficas dos enclaves e glomérulos são as seguintes:

- a) os enclaves escuros têm dimensões maiores, índices de cor mais acentuados e granulação mais fina que os enclaves claros e alongados;
- b) os enclaves alongados são, aparentemente, os únicos a conter megacristais de feldspato potássico;
- c) os enclaves escuros são observados, com freqüência, em vários estágios de assimilação e com bordas de reação; apresentam biotita recristalizada;
- d) os enclaves alongados ocorrem mais freqüentemente nas rochas orientadas e, em vários casos, não estão diretamente associados aos xenólitos;
- e) as texturas dos enclaves sugerem, em grande parte, origem magmática;
- f) as associações de minerais primários dos enclaves são: plagioclásio + biotita + hornblenda + titanita + magnetita + apatita + ilmenita + quartzo + feldspato potássico (enclaves escuros) e plagioclásio + biotita + titanita + magnetita + apatita + ilmenita + quartzo + feldspato potássico (enclaves claros e alongados);
- g) a mineralogia dos enclaves claros e alongados é idêntica à das rochas encaixantes; nos escuros, apenas a mineralogia das bordas recristalizadas (com plagioclásio + biotita) é compatível com a dos granitóides que os contêm;

- h) a moda dos enclaves claros e alongados varia paralelamente com a da rocha encaixante (Figura 39); o mesmo não ocorre com os enclaves escuros e as respectivas encaixantes;
- i) nos glomérulos máficos, as associações de minerais primários são:
1. hornblenda + titanita + magnetita + apatita $\pm$ ilmenita;
 2. biotita + magnetita + apatita $\pm$ hornblenda $\pm$ titanita $\pm$ ilmenita;
 3. biotita + plagioclásio + titanita + magnetita + apatita $\pm$ ilmenita;
 4. muscovita + biotita $\pm$ granada $\pm$ quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ feldspato potássico.

As duas primeiras associações são exclusivas dos melagranitóides; a terceira é encontrada em alguns melagranitóides (com feições híbridas) e nos granitóides cinzentos leucocráticos, róseo-acinzentados, róseos com biotita de granulação fina, brancos associados aos cinzentos e a "dois feldspatos" manchados. A última é típica dos granitóides cinzentos mosqueados II;

- j) nos melagranitóides, glomérulos são encontrados predominantemente em rochas recristalizadas; as facies cinzentas, róseo-acinzentadas e brancas que contêm glomérulos da associação 3 (cf. acima), apresentam também enclaves escuros;
- k) os glomérulos da associação 4, encontrados na facies cinzenta mosqueada II, estão, por vezes, circundados por uma zona quartzo-feldspática milimétrica, de granulação algo mais fina que a da rocha.

Estas evidências texturais, mineralógicas e geológicas, sugerem que apenas os enclaves claros e alongados estão em equilíbrio com as rochas encaixantes; os enclaves escuros encontram-se em desequilíbrio e estão geneticamente associados aos glomérulos da associação 3 (com biotita e plagioclásio).

Figura 39. Tendências de variação modal em enclaves e rochas hospedeiras da parte meridional do Complexo Intrusivo de Morungaba. Enclaves claros e alongados (círculos cheios); enclaves escuros (cruzes). Granitóides a "dois feldspatos" (asterisco); granitóides brancos cinzentos e róseo-acinzentados (círculos vazios). Linhas tracejadas unem enclaves às rochas hospedeiras. Setas indicam tendências de variação composicional (ver referências no texto).

Origem

A presença de enclaves e glomérulos máficos diversos é uma característica marcante na maioria dos granitóides de todo o mundo, tornando-se, portanto, foco de atenção e motivo para vários estudos geológicos e petrológicos (e.g., Piwinski, 1968; Piwinski & Wyllie, 1968; Didier, 1973; Winkler, 1977; White & Chappell, 1977, 1983; Chappell, 1978; Hine *et al.*, 1978; Didier *et al.*, 1982; Wernick, 1983). Os dados geológicos, petrográficos e experimentais discutidos por estes autores favorecem, em princípio, quatro mecanismos genéticos:

- a) os enclaves são restitos de fusão parcial, cujo complemento são os próprios magmas granitóides;
- b) representam fragmentos transformados de rochas básicas a intermediárias, cujos magmas estão direta ou indiretamente associados à gênese dos magmas granitóides;
- c) são fragmentos transformados de rochas encaixantes, capturados durante a ascensão e/ou colocação dos magmas granitóides;
- d) são autólitos, i.e., frações previamente cristalizadas e acumuladas dos próprios magmas granitóides.

Hipóteses semelhantes foram propostas para explicar a origem dos glomérulos máficos que, alternativamente, podem ainda representar frações residuais dos magmas granitóides, de cristalização mais tardia (ver, entre outros, Vance, 1969; Presnall & Bateman, 1973; Didier, 1973).

Em Morungaba, os enclaves escuros exibem mineralogia não compatível com a das rochas encaixantes e as facies que os contêm encontram-se sempre associadas no campo com ocorrências de melagranitóides. Representam, portanto, fragmentos de rochas básico-intermediárias ("meta-dioritos") mais antigas (e de manifestações mais básicas contemporâneas?), capturados durante a colocação dos magmas, e posteriormente assimilados em graus diversos (hipóteses c e b?). Neste contexto, os glomérulos máficos com biotita e plagioclásio (associação 3, cf. acima) seriam restitos últimos do pro

cesso de digestão destes enclaves.

Os enclaves claros, por sua vez, encontram-se em equilíbrio mineralógico com os granitóides a "dois feldspatos" em caixantes e apresentam texturas magmáticas. São, portanto, prováveis autólitos, hipótese reforçada pelo seu aspecto textural "cumulático" (cf. Fotomicrografia 10). Interpretação semelhante pode ser colocada para a maioria dos enclaves alongados, cuja forma estaria condicionada pelo regime de colocação dos magmas granitóides (ver item seguinte).

Os glomérulos máficos detectados nos melagranitóides são, em sua maior parte, restitos da assimilação de melagranitóides de granulação mais fina, por parte dos magmas granitóides posteriores (ver Capítulos IV e V). Os melagranitóides de granulação média a grossa que contêm tais glomérulos são, desta forma, rochas de natureza híbrida.

Finalmente, os glomérulos máficos peraluminosos da associação d (com biotita e muscovita, cf. acima) seriam, à primeira vista, restitos de rochas peraluminosas (e.g. Chappel & White, 1974; White & Chappell, 1977, 1983). Entretanto, diversas evidências são contrárias a esta interpretação (presença ocasional de envoltório quartzo-feldspático; aspecto límpido das micas; enriquecimento relativo em $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, cf. amostra A-342, item VII.1.), favorecendo amplamente a hipótese de que tais "glomérulos" são originados a partir da cristalização de fluidos residuais pegmatíticos enriquecidos em alumina (e.g., Nockolds *et al.*, 1978; Didier, 1973). Portanto, são comparáveis aos diferenciados pegmatíticos dos granitóides róseos mais evoluídos e dos granitóides-pórfitos I.

VI.5. DISTRIBUIÇÃO E COLOCAÇÃO DOS GRANITÓIDES

Os dados geológicos, estruturais e texturais apresentados nos Capítulos IV e V fornecem diversos subsídios para uma discussão sobre a colocação dos magmas granitóides, assunto que tratamos a seguir.

Áreas ao Sul da Lente Gnáissica de Joaquim Egídio

Nesta área, a associação dos melagranitóides merece consideração à parte.

As manchas mapeadas de melagranitóides estão colocadas, em grande parte, marginalmente aos granitóides cinzentos e a "dois feldspatos" cinzentos I, como facies de contato com o embasamento gnáissico, em particular na borda SE do Complexo; os melagranitóides mais máficos, de granulação mais fina são rochas do embasamento ("meta-dioritos", cf. Capítulos IV e V). Estas e outras evidências de campo (e.g., Figura 17) e texturais (texturas recristalizadas, presença de glomérulos máficos, etc.), são fortes argumentos em favor de uma origem híbrida para parte dos melagranitóides mapeados; que seriam, então, o resultado da interação de rochas do embasamento com magmas granitóides (posteriormente cristalizados como granitóides cinzentos hololeucocráticos e a "dois feldspatos" róseos e cinzentos I).

Por outro lado, não é possível propor origem similar para todos os melagranitóides. Diversas evidências (e.g., ocorrência significativa de melagranitóides de granulação média a grossa; inclusões ovaladas, orientadas, de melagranitóides finos; melagranitóides como aparentes manifestações sin-plutônicas) indicam que parte destas rochas foram, provavelmente, colocadas como magmas, mais ou menos contemporaneamente ao magmatismo granitóide principal.

A distribuição dos granitóides mapeados mostra que as associações identificadas (Tabela V, Figura 10, Anexo I) apresentam-se com formas alongadas, lenticulares a sub-circulares, sub-concordantes com o padrão estrutural das rochas encaixantes, e dispõem-se com padrão zonado, grosseiramente concêntrico. No núcleo da estrutura coloca-se uma lente da associação a "dois feldspatos" rósea grossa I, cuja geometria atual é, em grande parte, condicionada por tectonismo; ao seu redor dominam granitóides róseos equigranulares diversos, invadidos por granitóides róseos mais félsicos e granitóides-pórfiros I. Externamente aos tipos róseos, colocam-se novamente granitóides a "dois feldspatos", com a facies cin

zenta I em geral marginal (Anexo I). Nas regiões SW e NW, na parte mais externa do conjunto intrusivo, voltam a ocorrer facies róseas e de granitóides-pórfiros I.

A zonalidade fica melhor marcada nas partes centrais e ocidentais; para Leste, o panorama é mais confuso devido, em grande parte, à distribuição dos melagranitóides e das facies cinzentas e róseo-acinzentadas. Estas últimas ocupam uma área de forma grosseiramente triangular, que em alguns locais isolam as facies a "dois feldspatos" do embasamento; constituem também duas lentes isoladas, ao Norte do rio Atibaia (cf. Figura 10, Anexo I). Os granitóides a "dois feldspatos" manchados colocam-se como uma facies de contato entre granitóides a "dois feldspatos" e melagranitóides ou granitóides cinzentos leucocráticos.

Os contatos com o embasamento, irregulares ao Norte e Leste, são principalmente tectônicos ao Oeste. Para Sul, os contatos são fortemente lobulados, com corpos granitóides projetando-se, como lentes, para dentro do embasamento. Uma destas lentes provavelmente está ligada, em sub-superfície, à projeção lenticular do "corpo" de Itatiba em direção ao Complexo Intrusivo de Morungaba (ver Figuras 2, 10; Wernick, 1972 b; Coutinho, inédito).

Na sequência de colocação dos magmas (cf. item IV.3.2.), indica-se como prováveis precursores, as facies cinzentas e róseo-acinzentadas (e melagranitóides ?), que se colocam como pequenos corpos laminares a lenticulares, em parte incorporando e assimilando melagranitóides de granulação fina.

Em seguida (em parte simultaneamente, cf. item IV.3.2.), invade o conjunto dos granitóides a "dois feldspatos". Desconhecem-se as relações entre os tipos róseos grossos III (centrais) e os cinzentos I (marginais); estima-se que são mais ou menos contemporâneos, em função de semelhanças petrográficas-petrogenéticas. Com relação às demais facies deste conjunto, verifica-se uma relação "núcleo-borda" entre os tipos cinzentos e os róseos; parece provável, portanto, que os magmas originais se colocaram em épocas semelhantes, por influência do mesmo processo dinâmico.

Paralelamente à colocação destes magmas, transformam-se os

mam-se rochas mais antigas do embasamento (e melagranitóides con-
temporâneos ?) originando-se rochas híbridas nas zonas de contato.
A ocorrência de corpos isolados de granitóides a "dois feldspatos",
e a variação composicional dos feldspatos destas facies (com algu-
mas tendências distintas, cf. item VI.2.1.), indicam que os magmas
se introduziram como massas isoladas, de dimensões reduzidas.

Os granitóides róseos são sempre posteriores às va-
riedades a "dois feldspatos". Entre os granitóides róseos, os mais
fêlsicos são posteriores aos mais máficos e são encontrados, com
frequência, como manchas mapeáveis no interior de áreas de domínio
dos tipos róseos (cf. Anexo I). Admite-se, por critérios de seme-
lhança estrutural e petrográfica, que os tipos róseos hololeucocrá-
ticos têm posicionamento relativo semelhante ao dos granitóides
brancos. Novamente, a colocação destes magmas deslança processos
de hibridismo, gerando-se, entre outras, as facies róseas com bio-
tita de granulação fina (com glomérulos de biotita + plagioclásio
da associação d, cf. item VI.4.) e as cinzentas (com ou sem musco-
vita) derivadas, localmente, da interação entre granitóides bran-
cos e melagranitóides de granulação fina (cf. Capítulo IV).

A distribuição dos granitóides róseos e brancos, e
algumas relações de contato, indicam que os respectivos magmas se
introduziram também como diversos corpos distintos.

Granitóides mais novos são os granitóides-pórfiros I,
colocados como pequenos corpos lenticulares embutidos em granitói-
des róseos; os últimos são os granitóides-pórfiros II, que invadem
como diques.

Os contrastes estruturais e texturais existentes en-
tre as diversas facies estudadas refletem, naturalmente, histórias
de cristalização muito diferentes. As feições associadas aos grani-
tóides mais máficos, de granulação média a grossa, são indicativas
da cristalização precoce e complexa dos feldspatos (e.g. "synneusis"
de plagioclásio e máficos, texturas complicadas do feldspato potás-
sico, quartzo predominantemente intersticial e tardio, etc., cf.
itens VI.2.1. e V.3.); as estruturas indicam um regime forçado de
colocação. Contrariamente, as facies mais jovens e evoluídas (e.g.
granitóides róseos e brancos) apresentam texturas e estruturas su-

gestivas de uma história de cristalização mais simples, com minerais pouco zonados, distribuídos de forma mais homogênea, e, em parte, apresentando quartzo como fase "liquidus"; os respectivos magmas são colocados sob regimes mais permissivos e condições de pressão litostática (?) possivelmente menor, representando níveis crustais mais rasos (?). O caso extremo é representado pelos granitóides-pór-firos I (com fenocristais de quartzo, intercrescimento granofíricos e cavidades miarolíticas) que cristalizaram sob condições francamente sub-superficiais (sub-vulcânicas ?).

Em condições intermediárias, localizam-se os granitóides cinzentos e róseo-acinzentados, com características que podem ser associadas a regimes mais permissivos (e.g., predomínio de estruturas maciças, quartzo globular em algumas facies, aplitos cinzentos, etc.); apenas localmente evidencia-se colocação algo forçada.

As variações nas condições de colocação espelham, principalmente, os contrastes de ductilidade e viscosidade entre magma invasor e rocha encaixante (Eskola, 1932; Walton, 1955; Read, 1957; Buddington, 1959; Marmo, 1971; Pitcher & Berger, 1972). Sob este enfoque, os granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos III e cinzentos I contêm várias características sugestivas de colocação sob condições mais plásticas (invasões forçadas), grosseiramente classificadas como "sin-" a "tardi-tectônicas". No outro extremo, os granitóides-pór-firos I apresentam características compatíveis com resfriamento rápido, em condições relativamente rúpteis. Entre estes dois extremos, está a grande maioria dos granitóides mapeados (e.g., variedades róseas e a "dois feldspatos" róseas médias) que, sem dúvida, se colocaram em condições tectono- térmicas intermediárias.

A conclusão mais pertinente então, é que existe uma progressão das condições de colocação dos respectivos magmas. Começa a evolução desta parte do Complexo Intrusivo com a intrusão de magmas — em parte cristalinos e, provavelmente, mais viscosos — sob condições térmicas mais enérgicas, simulando uma colocação mais profunda, similar ao regime que Buddington (1959) denomina mesozonal. Os magmas seguintes são progressivamente mais evoluídos

(provavelmente também mais líquidos) e introduzem-se em profundidades cada vez menores, até invadirem sob condições tipicamente epizonais. Os granitóides-pórfiros são manifestações sub-superficiais (ver também Wernick & Penalva, 1980 a).

Não se adaptam à evolução acima apresentada as variedades cinzentas e as róseo-acinzentadas, com características petrográficas e estruturais distintas (cf. itens VI.1., VI.2., VI.2.2., VI.3 e VI.4.). As suas características e as relações de campo indicam que se colocam sob regimes predominantemente permissivos, em níveis crustais possivelmente intermediários, antes da (e em parte sincronicamente com) grande maioria dos granitóides róseos e a "dois feldspatos". Em boa parte, são rochas híbridas, decorrentes da interação entre magmas granitóides mais evoluídos com rochas mais antigas, do embasamento.

Área ao Leste da Lente Gnáissica de Joaquim Egídio

Nesta área afloram predominantemente as facies róseas e a "dois feldspatos" róseas médias II (cf. Tabela V), em diversas partes separadas do embasamento por áreas de domínio dos granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I. Como ocorrência isolada, observa-se um corpo elíptico da facies róseo-acinzentada de granulação fina (Figura 10, Anexo I).

As relações de campo, embora aqui menos evidentes, sugerem uma sequência de colocação similar à descrita para a parte meridional do Complexo (cf. acima). Assim, de início, colocam-se provavelmente os granitóides róseo-acinzentados, aos quais sucedem, na ordem indicada, os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I, os róseos médios II e, finalmente, os granitóides róseos e brancos. Os granitóides-pórfiros II são posteriores. Acredita-se, à falta de evidências mais claras de campo, que os granitóides brancos, róseos e a "dois feldspatos" posicionaram-se como um número reduzido de corpos, condicionados por estruturas SW-NE.

As condições de colocação novamente variam de mais forçadas, em regimes mais plásticos (magmas correlatos aos granit

tóides a "dois feldspatos" cinzentos I), para mais permissivas, sob regimes mais rúpteis (magmas correlatos aos granitóides róseos e brancos), culminando com a intrusão de diques.

Area ao Norte e Nordeste da Lente Gnáissica de Joaquim Egídio

Esta parte, com uma dimensão total em torno de 150 km², está em fase de mapeamento detalhado. Na porção Leste e Nordeste apresentada (Figura 10, Anexo I), as variedades petrográficas predominantes (em parte já definidas por Wernick, 1972 b) constituem corpos discretos.

Predominam, na região, os tipos porfiríticos e as variedades a "dois feldspatos" cinzenta II e Norte (cf. Tabela V, Figura 10, Anexo I). Os tipos porfiríticos colocam-se, provavelmente, como um número reduzido de corpos lenticulares, orientados SW-NE e, em partes, separados entre si por intercalações do embasamento. O conjunto define uma grosseira zonalidade estrutural e petrográfica: para Norte e Noroeste predominam tipos orientados (facies porfirítica orientada I), que passam (gradativamente ?) para granitóides porfiríticos centrais mais maciços e grossos, e, por vezes, mais máficos (e.g., com hornblenda). Para S e SE, estas rochas gradam, por sua vez, para facies mais equigranulares, finas e, em geral, mais félsicas.

Os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos II constituem uma lente isolada, também orientada segundo SW-NE, que limita o Complexo em direção ao Leste. São muito homogêneos em termos estruturais, mas mostram pequenas variações petrográficas para termos mais félsicos (cf. Tabela V). Os tipos a "dois feldspatos" Norte limitam o Complexo na parte setentrional. Ocorrências mais isoladas compreendem uma lente de melagranitóides, outra de granitóides cinzentos (com muscovita) e diversos corpos menores, sub-circulares, de granitóides róseos (Figura 10, Anexo I). Todos aparentam ser muito homogêneos.

As rochas mais antigas são os melagranitóides; seguem os tipos porfiríticos e, provavelmente, os granitóides a "dois

feldspatos" cinzentos II, ambos com características gerais que também sugerem histórias de cristalização complexas, a partir de magmas colocados sob regimes forçados, em meio plástico (cf. Tabelas IV e V, itens V.7., VI.2. e VI.3.). Em seguida, colocam-se os granitóides cinzentos (?) e os tipos a "dois feldspatos" e róseos, sob condições relativamente permissivas (e em níveis crustais mais rasos ?), seguidos por diques de granitóides-pórfiros (cf. Wernick, 1972 a, 1972 b; Campos Neto *et al.*, 1984 a). Os tipos a "dois feldspatos" orientados não têm posicionamento definido e não foram estudados (cf. Tabela V).

CAPÍTULO VII

GEOCROLOGIA Rb/Sr E K/Ar

VII.1. INTRODUÇÃO

Até o presente, os dados geocronológicos disponíveis para o Complexo Intrusivo de Morungaba limitavam-se a nove análises, seis pelo método K/Ar (quatro determinações em biotita de granitóides diversos e duas em rochas total de granitóides - pórfiros; Cordani & Bittencourt, 1967) e três Rb/Sr em rocha total (Wernick *et al.*, 1976 a).

Os resultados apresentados nos Capítulos IV e V de mostraram a existência de um grande número de facies, em contatos mútuos geralmente intrusivos. Tal situação é ideal para um estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em maior detalhe, com a finalidade de tanto de situar as diferentes manifestações intrusivas no tempo geológico, como para analisar o comportamento geoquímico do Rb e do Sr. Como orientação, serão também discutidos diversos exemplos já apresentados na literatura (e.g., Brooks & Compston, 1965; Leggo *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973; Roddick & Compston, 1977; Sartori, 1978; Stephens & Halliday, 1979; Haack *et al.*, 1980).

Selecionando vários grupos de amostras, representativos das principais facies estudadas, foram obtidas vinte e cinco análises adicionais Rb/Sr e mais três K/Ar. Os resultados, aliados aos já disponíveis na literatura, são apresentados nas Tabelas XIII (K/Ar) e XIV (Rb/Sr); para a localização das amostras, consultar a Figura 40 e o Anexo II.

O método Rb/Sr permite, através de análises de diagramas isocrônicos, construídos com as razões Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} atuais, o cálculo da idade de última homogeneização isotópica do

Tabela XIII - Dados analíticos K/Ar do Complexo Intrusivo de Morungaba .

Número de localização	SPK	Número de campo	Classificação petrográfica	Material analisado	K%	Ar ⁴⁰ rad. (x10 ⁻¹¹ ccSTP/g)	Ar ⁴⁰ atm. (%)	Idade ³ (±erro) em m.a.
1 ¹	903	IG-A-39	diorito-pôrfiro	rocha total	2,68	57,0	13,9	470 (21)
2 ¹	871	IG-GE-38	granito	biotita	7,11	160,0	73,7	495 (61)
4 ¹	894	IG-GP-38	granito-pôrfiro	rocha total	3,98	95,6	2,3	523 (26)
5 ¹	884	IG-GF-25	granito	biotita	7,31	185,0	7,6	549 (30)
6 ¹	881	IG-4/4-66	granito	biotita	7,61	196,0	1,0	555 (18)
7 ¹	883	IG-D-1	granodiorito *	biotita	6,19	159,0	1,6	553 (20)
18 ²	5238	A-18	granito 3b	biotita	7,86	194,88	56,8	547 (40)
147 ²	5239	A-147	granito 3b	biotita	7,03	159,73	40,92	507 (24)
184 ²	5243	A-184	granito 3b	biotita	7,38	197,96	33,94	589 (57)

1. Dados de Cordani & Bittencourt (1967), recalculados por Wernick *et al.* (1976a). Para localização, ver Figura 40.
2. Dados obtidos neste trabalho. Para localização, ver Anexo II.
3. Utilizando-se as constantes propostas por Steiger & Jäger (1978)

sistema, que no caso de rochas granitoides, corresponde em geral à idade da sua cristalização. Como dado complementar, obtêm-se a razão inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$, equivalente à razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ da rocha fonte no instante da extração dos magmas (e.g., Faure e Powell, 1972; Faure, 1977; Cordani, 1980).

O método K/Ar identifica idades que refletem eventos em geral posteriores à colocação e à cristalização de magmas granitoides, relacionando-se, por exemplo, à períodos de resfriamento e soerguimento regionais. Os resultados devem, portanto, ser encarados como idades mínimas, cujas diferenças com as reais aumentam, em geral, com a profundidade de colocação dos corpos ígneos (e.g., Dalrymple e Lanphere, 1969; Cordani, 1980). Assim, as idades K/Ar são de maior valor interpretativo para as rochas vulcânicas e as colocadas sub-superficialmente, estas últimas representadas em Morungaba pelos granitoides-pórfiros.

VII.2. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Para fins de classificação sumária, os granitoides mapeados podem ser divididos em *equigranulares* e *inequigranulares*, por sua vez, subdivididos em conjuntos faciológica, petrográfica e geneticamente relacionados entre si (ver também Capítulo VIII). Pretende-se, assim, identificar "grupos genéticos" (equivalentes a "domínios isotópicos"), que permitam a seleção de amostras a serem utilizadas para estudos isocrônicos (ver Pitcher, 1979 a).

Os granitoides *inequigranulares*, à falta de estudos mais detalhados, são considerados por enquanto um conjunto genético homogêneo. Os granitoides *equigranulares* são subdivididos, para fins de obtenção de isócronas, em cinco grupos, abaixo relacionados:

- . Grupo 1 : granitoides cinzentos.
- . Grupo 2 : granitoides a "dois feldspatos" cinzentos I.
- . Grupo 3 : granitoides a "dois feldspatos" róseos.
- . Grupo 4 : granitoides róseos e brancos.
- . Grupo 5 : granitoides róseos mais félsicos, em parte aplíticos.

Tabela XIV - Dados analíticos Rb/Sr do Complexo Intrusivo de Morungaba.

SPK	Número de campo	Classificação petrográfica (IUGS)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (±erro)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (±erro)	Isôcrona ³ (±erro) em m.a.	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ³ ₀ (±erro)	Idade convencional ^{3,4} (±erro) em m.a.
5994	A-184 ¹	granito 3b	163,1	415,9	1,14 (0,03)	0,7173 (0,0006)	611,7 (18,4)	0,7072 (0,0006)	757,5 (126,5)
5992	A-202 ¹	quartzo-monzonito	248,7	375,5	1,92 (0,05)	0,7231 (0,0012)	611,7 (18,4)	0,7072 (0,0006)	662,6 (86,2)
5995	A-97A ¹	granito 3b	177,4	201,4	2,55 (0,07)	0,7291 (0,0011)	611,7 (18,4)	0,7072 (0,0006)	662,4 (64,9)
6481	A-59 ¹	granito 3b	188,4	185,1	2,953 (0,083)	0,73354 (0,00048)	611,7 (18,4)	0,7072 (0,0006)	677,3 (52,2)
-	JD-154 ²	granitóide porfiróide (3b ?)	280,0	168,0	4,85 (-)	0,749 (-)	611,7 (18,4)	0,7072 (0,0006)	616,0 (34,0)
6478	A-89 ^{1,2}	granito 3b	261,9	145,4	5,236 (0,147)	0,75269 (0,00055)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	638,5 (33,0)
5999	A-91-A ¹	granito 3b	290,9	83,6	10,159 (0,285)	0,7964 (0,0009)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	631,0 (23,3)
6474	A-342 ¹	granito 3b	304,0	87,0	10,206 (0,286)	0,80051 (0,00068)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	656,0 (23,5)
6000	A-211-B ¹	granito 3b	369,1	90,5	11,921 (0,334)	0,8082 (0,0015)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	607,0 (22,5)
5998	A-164 ¹	granito 3b	324,6	76,1	12,474 (0,349)	0,8137 (0,0013)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	611,1 (21,9)
6479	A-76 ¹	granito 3b	368,4	80,3	13,426 (0,375)	0,82082 (0,00066)	591,1 (11,3)	0,7087 (0,0014)	604,9 (20,3)
6001	A-90 ¹	quartzo monzonito	70,8	581,4	0,352 (0,010)	0,7084 (0,0011)	694,4 (28,8)	0,7051 (0,0003)	685,9 (450,3)
6617	A-239 ¹	quartzo monzonito	84,3	503,3	0,485 (0,014)	0,71043 (0,00024)	694,4 (28,8)	0,7051 (0,0003)	784,2 (290,2)
5993	A-129 ¹	quartzo monzonito	108,9	623,1	0,510 (0,010)	0,7105 (0,0012)	694,4 (28,8)	0,7051 (0,0003)	761,0 (319,3)
6707	A-12-A ¹	granito 3b	113,6	521,3	0,631 (0,018)	0,71131 (0,00099)	694,4 (28,8)	0,7051 (0,0003)	700,8 (247,4)
5990	A-170-A ¹	quartzo monzonito	171,5	464,9	1,068 (0,030)	0,7156 (0,0010)	694,4 (28,8)	0,7051 (0,0003)	697,4 (147,2)

6475	A-22 ¹	granito 3b	154,3	312,2	1,432 (0,040)	0,71835 (0,00021)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	653,5 (99,7)
6476	A-320-A ¹	granito 3b	213,9	325,0	1,908 (0,054)	0,72337 (0,00038)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	674,8 (76,8)
6482	A-159 ¹	granito 3b	88,8	114,6	2,247 (0,063)	0,72575 (0,00037)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	674,4 (65,8)
6706 (6477)	A-79 ¹	granito 3b	263,7	190,4	4,021 (0,113)	0,74007 (0,00058)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	611,5 (40,1)
6708	A-17-A ¹	granito 3b	179,2	117,8	4,418 (0,124)	0,74198 (0,00064)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	587,1 (37,1)
6709	A-93-B	granito 3b	102,6	43,0	6,945 (0,195)	0,76588 (0,00060)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	614,6 (27,2)
6710	A-16 ¹	granito 3b	132,5	48,1	8,024 (0,225)	0,77308 (0,00024)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	595,0 (24,3)
6618	A-329 ¹	granito 3b	324,7	78,0	12,164 (0,341)	0,80514 (0,00092)	577,0 (11,5)	0,7069 (0,0005)	577,4 (20,7)
5991	A-64 ¹	granito 3b	153,9	33,0	13,645 (0,287)	0,8064 (0,0010)	495,0 (3,5)	0,7099 (0,0002)	521,7 (15,9)
-	JD-152 ²	granitóide róseo (3b ?)	150,0	12,4	35,880 (-)	0,9560 (-)	495,0 (3,5)	0,7099 (0,0002)	474,0 (10,0)
-	JD-149-A ^{2,5}	granitóide cinzen to (3b ?)	210,0	452,0	1,346 (-)	0,7180 (-)	-	-	-
5996	A-86 ^{1,5}	granito 3b	183,3	430,6	1,23 (0,03)	0,7172 (0,0011)	-	-	693,0 (130,1)

1. Dados obtidos neste trabalho; para localização ver Anexo II; 2. Dados de Wernick *et al.* (1976a); para localização ver Figura 40; 3. Utilizando-se as constantes propostas por Steiger & Jäger (1978); 4. Para $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,705$; 5. Amostras não consideradas no estudo isocrônico.

Figura 40. Mapa geológico simplificado do Bloco Jundiáí para localização de amostras analisadas pelos métodos K/Ar por Cordani e Bittencourt (1967) e Rb/Sr por Wernick et al. (1976 a). Modificado de Wernick et al. (1976 a).

Seqüência de Eventos e Observações Geológicas

Os fundamentos para o agrupamento apresentado emanam dos dados geológicos e petrográficos, largamente discutidos nos Capítulos IV, V e VI. Grande número de argumentos de ordem geológica foram avaliados, para estabelecer a "coluna estratigráfica" resumida na Figura 21 (Capítulo IV) como a mais provável, indicando-se a seqüência de colocação e/ou resfriamento das várias facies mapeadas. Este panorama permite discutir os resultados geocronológicos com maiores fundamentos e rejeitar, como improváveis, interpretações que não sejam compatíveis com a seqüência estabelecida pelas observações geológicas.

VII.2.1. Granitóides Inequigranulares

Na Figura 41, mostra-se o diagrama isocrônico obtido para o grupo das facies inequigranulares (quartzo-monzonitos e granitos 3b com biotita e titanita). As amostras A-184 e A-202 são típicas representantes dos granitóides porfiríticos maciços; a primeira contém restos de hornblenda. A amostra A-97-A, coletada junto ao contato com os granitóides equigranulares brancos, é de granulação mais fina. A amostra A-159 representa os tipos a "dois feldspatos" cinzentos II (cujas relações com os tipos porfiríticos são ainda de interpretação duvidosa; cf. item IV.3.2.) e localiza-se próxima ao contato com o embasamento. A amostra JD-154, um típico granito porfirítico, está localizada na parte NW do Complexo, geograficamente muito distante das demais (ver Figura 40 e Anexo II). Os resultados indicam para o conjunto uma idade de $611,7 \pm 18,4$ m.a. e razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de $0,7072 \pm 0,0006$.

As idades K/Ar resultam em 547 ± 40 (amostra A-18) e 589 ± 59 (amostra A-184) m.a.

VII.2.2. Granitóide Equigranulares

Cinco amostras das facies cinzentas com muscovita

(grupo equigranular 1), compreendendo petrograficamente granitos 3b, definem uma isócrona de $591,1 \pm 11,3$ m.a. e uma razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de $0,7087 \pm 0,0014$ (Figura 42). A amostra A-89 é a menos típica do grupo, com coloração levemente rosada, contendo muscovita e biotita (parcialmente cloritizada). As amostras A-91-A, A-211-B e A-76 são típicas, de coloração cinzenta e contêm biotita e muscovita; A-342 (de aspecto mosqueado) e A-164 possuem, adicionalmente, grana. A razão inicial, pouco precisa, é muito dependente da amostra A-89; subtraindo-se esta, o seu valor tende a aumentar. Portanto, a razão inicial é considerada como mínima, não podendo ser melhor estimada devido as altas razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ que caracterizam as amostras deste grupo. A amostra A-342 (Tabela XIV) não foi considerada nos cálculos, por se apresentar enriquecida em Sr radiogênico, fato provavelmente devido aos glomérulos máficos.

Para o conjunto dos granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I (grupo equigranular 2), de quartzo-monzonitos e granitos 3b com biotita e titanita, dispõe-se de cinco pontos analíticos, os quais definem a idade de $694,4 \pm 28,8$ m.a. e a razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de $0,7051 \pm 0,0003$ (Figura 43). As amostras A-170-A e A-12-A são mais maciças, as outras são mais orientadas. A amostra A-129 foi coletada em local próximo ao contato com o embasamento, onde as intrusivas são relativamente ricas em xenólitos, enclaves alongados e schlieren biotíticos.

O grupo equigranular 3 está constituído por quatro amostras de granitos 3b com biotita + titanita, pertencentes à facies a "dois feldspatos" cinzenta I (A-12-A), rósea grossa II (A-22), rósea média I (A-320-A) e rósea média II (A-159). O conjunto define a isócrona de $647,3 \pm 31,7$ m.a. com $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ igual a $0,7053 \pm 0,0008$ (Figura 44). A amostra A-12-A foi também incluída neste grupo por representar uma facies marginal aos granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos II. A amostra A-159 está distante das demais (cf. Anexo II).

O grupo equigranular 4, com granitos 3b róseos (A-79, A-329) e brancos (A-16, A-17-A e A-93-A) com biotita + muscovita, mostra uma isócrona de $591,1 \pm 21,5$ m.a. e razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de $0,7053 \pm 0,0019$. Os resultados são comparáveis aos obtidos para os

Figura 41. Diagrama isocrônico para granitóides inequigranulares (porfiríticos) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 42. Diagrama isocrônico para granitóides cinzentos (grupo equigranular 1) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 43. Diagrama isocrônico para granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I (grupo equigranular 2) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 44. Diagrama isocrônico para granitóides a "dois feldspatos" róseos grossos e médios (grupo equigranular 3) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

granitoides do grupo 1 (cf. Figuras 45 e 41), com idades muito semelhantes, porém razões iniciais diferentes; em ambos os casos, os erros envolvidos nas razões iniciais são muito elevados.

Uma *isócrona conjunta* dos granitoides brancos, róseos e a "dois feldspatos" róseos (grupos 3 e 4) mostra uma idade de $577,0 \pm 11,5$ m.a. e razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de $0,7069 \pm 0,0005$ (Figura 46); os erros na idade e na razão inicial são inferiores aos de terminados nas isócronas individuais.

Finalmente, o grupo equigranular 5, constituído pelas variedades róseas mais félsicas (granitos 3b com biotita cloritizada e alguma muscovita) de granulação fina a média, define, juntamente com os granitoides a "dois feldspatos" róseos, uma *isócrona* de referência com idades de $495,0 \pm 3,5$ m.a. e razão inicial de $0,7099 \pm 0,0002$ (Figura 47). Têm grande peso nesta isócrona as amostras dos tipos a "dois feldspatos", porque aumentam a idade e diminuem a razão inicial.

As isócronas apresentadas mostram, em geral, graus bons de correlação e colinearidade.

As determinações K/Ar em biotitas mostram idades de 507 ± 20 m.a. para os tipos a "dois feldspatos" Norte (A-147) e entre 495 ± 61 e 555 ± 18 m.a. para granitoides equigranulares vários, não discriminados (Wernick *et al.*, 1976 a, Tabela XIII e Figura 40). Os erros associados às determinações K/Ar são muito variáveis, atingindo 10% em algumas amostras.

Figura 45. Diagrama isocrônico para granitóides róseos e brancos (grupo equigranular 4) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 46. Diagrama isocrônico (de referência) para granitóides brancos, róseos e a "dois feldspatos" róseos (grupos equigranulares 3 e 4) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

Figura 47. Diagrama isocrônico para granitóides róseos mais félsicos (grupo equigranular 5) do Complexo Intrusivo de Morungaba.

VII.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

VII.3.1. As Idades

Granitóides Inequigranulares

Os dados obtidos para este grupo são ainda em número reduzido e mostram um padrão geocronológico relativamente simples. A idade determinada confirma as observações geológicas indicativas de sua antigüidade em relação à grande maioria dos granitóides do Complexo (cf. item IV.3.2.). Os dados da literatura sugerem que es

ta tendência repete-se em vários Complexos granitóides da Região Orogênica do Sudeste (Sartori, 1978), onde as facies granitóides de texturas porfiríticas ou porfiróides, com estruturas maciças ou orientadas e composições granodioríticas e/ou quartzo-monzoníticas e/ou graníticas, antecedem no tempo as variedades associadas mais equigranulares, de estruturas em geral mais maciças e composições sub-alcalinas (e.g. "Formação Serra dos Órgãos", Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973; granitóides "tipo Pirituba", Hasui & Hama, 1972; Hasui, 1973; Complexo São Sepé, Sartori, 1978).

Granitóides Equigranulares

As idades obtidas para os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I (grupo equigranular 2) e para o grupo dos granitóides a "dois feldspatos" róseos de granulações médias a grossas (grupo 3) são muito antigas quando comparadas às dos demais granitóides e contrariam algumas evidências geológicas indicativas de que pelo menos as rochas do segundo grupo (grupo 3) deveriam ser posteriores aos granitóides cinzentos com muscovita, do grupo 1 (cf. item IV.3.2.).

Com certeza, os granitóides marginais, do grupo 2, são rochas precoces em relação aos demais tipos a "dois feldspatos" e estes, por sua vez, anteriores aos tipos róseos e brancos. A diferença geocronológica de 100 m.a. (elevada para 200 m.a., a julgar pelos dados isocrônicos dos tipos róseos mais félsicos do grupo 5) parece muito acentuada para rochas geneticamente associadas e que ocupam, ao nível atual de erosão, uma área relativamente pequena (em torno de 100 km² ao Sul da lente gnáissica de Joaquim Egídio). Adicionalmente, este intervalo é de difícil explicação, considerando-se que os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I podem, em parte, representar uma facies marginal de granitóides a "dois feldspatos" róseos, ambos constituindo a mesma unidade reológica.

Analogamente, a idade dos granitóides róseos mais félsicos do grupo 5 (495 m.a.) é extremamente jovem, menor inclusive que as idades K/Ar, as quais sugerem idades de resfriamento en

tre 550 e 495 m.a. (cf. Tabela XIII). A contradição torna-se mais marcante pela idade de 523 ± 26 m.a., obtida para uma amostra de granitóide-pôrfiro (IG-GP-38), de colocação tardia.

Desta forma, as idades isocrônicas para os granitóides equigranulares definem o seguinte quadro: o grupo 1, nitidamente distinto, com granitóides peraluminosos, apresenta idade em torno de 590 m.a. e razão inicial possivelmente algo superior a 0,7087; nos demais grupos (2, 3, 4 e 5), constituídos por rochas aluminosas, verificam-se idades entre 690 e 490 m.a., observando-se que as facies mais félsicas são as mais jovens e apresentam razões iniciais progressivamente mais elevadas.

VII.3.2. As Razões Iniciais: Variações e Implicações

As razões iniciais obtidas para os granitóides de Morungaba assemelham-se às representativas dos grandes batólitos fanerozóicos norte-americanos, com valores entre 0,704 e 0,709 e média de $0,707 \pm 0,001$ (Faure & Powell, 1972; Cox *et al.*, 1979), parecendo-se também com as obtidas para granitóides das regiões Sul e Sudeste brasileiras, de idades precambrianas a cambrianas (e.g., Cordani *et al.*, 1973; Cordani, 1974; Sartori, 1978).

Várias são as hipóteses encontradas na literatura, que relacionam valores de razões iniciais com possíveis materiais de origem dos magmas granitóides. Na Figura 48, apresenta-se um diagrama esquemático da evolução isotópica do Sr no tempo geológico: o ponto 0 corresponde à razão BABI (basaltic achondrites best initial ratio), estimada para o manto primitivo terrestre, há 4.600 m.a., de valor $0,69898 \pm 0,00003$ (Papanastassiou & Wasserburg, 1969). Os pontos C e D equivalem aos valores mínimo (0,702) e máximo (0,706) das razões iniciais obtidas em basaltos oceânicos atuais, de derivação inequívoca do manto (Faure & Powell, 1972; Faure, 1977). Desta forma, admitindo-se que o manto comportou-se como um sistema fechado, com razão $(Rb/Sr)_{tot}$ constante (o que é mera aproximação, cf. Faure, 1977), a área OCD (I) representa o campo das razões $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ de rochas cujos magmas foram gerados direta ou indiretamente no manto superior (Faure & Powell, 1972; Faure, 1977; White

& Chappell, 1977, 1983; Didier *et al.*, 1982; Chappell, 1984).

A linha BE, construída com valores representativos de áreas cratônicas norte-americanas, demarca o limite superior aproximado da variação dos valores ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) da crosta continental em função do tempo. Assim, conclui-se que, naquele continente, rochas geradas por fusão parcial de material crustal apresentarão razões iniciais contidas no campo III, com os valores inferiores de limitados por BE. Naturalmente, a posição e a inclinação da linha BE depende da época em que o material crustal foi extraído do manto e da sua razão Rb/Sr média (ver, por exemplo, dados referentes ao continente australiano em White & Chappell, 1983 e McCulloch & Chappell, 1982, entre outros).

O campo II (Figura 48) representa uma área intermediária aos campos I e III e identifica razões iniciais de rochas ígneas originadas por processos provavelmente mais complexos que os citados. Destacam-se, a seguir, as principais hipóteses relacionadas na literatura:

- . fusão parcial de materiais crustais, com razões Rb/Sr adequadas (e.g., Faure & Powell, 1972; Faure, 1977; White & Chappell, 1977, 1983; Flood & Shaw, 1977; Didier *et al.*, 1982; Pitcher, 1983; Chappell, 1984);
- . fusão parcial do manto superior, com contaminação posterior dos magmas com material crustal mais antigo e/ou mistura de magmas gerados nestes dois ambientes (e.g., Faure & Powell, 1972; Faure, 1977; Didier *et al.*, 1982; Wernick, 1984 a);
- . fusão parcial do manto superior, localmente enriquecido em Rb e outros elementos traços litófilos (e.g., Brooks *et al.*, 1969, *apud* Cox *et al.*, 1979; McCulloch *et al.*, 1983);
- . fusão parcial de grauvas originadas por erosão de seqüências vulcano-sedimentares em ambientes de arcos-de-ilha, com baixos teores em Sr radiogênico (e.g., Hyndman, 1972; Flood & Shaw, 1977).

As razões iniciais obtidas para os granitóides estudados situam-se todas no campo II (Figura 48). As correspondentes aos tipos porfiríticos (ponto nº 3) e cinzentos com muscovita (pon

Figura 48. Razões iniciais e idades isocrônicas dos diversos grupos isocrônicos do Complexo de Morungaba representadas no diagrama de evolução isotópica do Sr em função do tempo geológico (modificado de Faure & Powell, 1972 e Cox *et al.*, 1979). A = biotita + hornblenda gnaisses e gnaisses graníticos do embasamento (valores mínimos). 1-2 = granitóides cinzentos (grupo 1); 3 = granitóides inequigranulares (porfiríticos); 4 = granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I (grupo 2); 9 = granitóides róseos mais félsicos (grupo 5); 5, 6, 7 e 8 = valores intermediários, em parte correspondentes às isócronas das Figuras 44, 45 e 46 (grupos 3 e 4) e 52. Para dados e discussões, ver Tabela XIV e texto.

to nº 1) apresentam-se isoladas; as razões iniciais deste último grupo, entretanto, talvez sejam algo maiores, como sugerido pela tendência representada pelo vetor 1-2. Os resultados para os demais granitóides, dos grupos 2, 3, 4 e 5 (pontos nº 4 a 9, Figura 48) dispõem-se com regularidade ao longo de uma curva, cujos pontos extremos correspondem aos granitóides a "dois feldspatos" cinzentos I (grupo 2, ponto nº 4) e róseos mais félsicos (grupo 5, ponto nº 9).

Situações similares à apresentada para estes últimos grupos, com razões iniciais sempre maiores para as rochas mais félsicas e mais jovens, são freqüentemente citadas na literatura (e.g., Faure, 1977; Roddick & Compston, 1977; Stephens & Halliday, 1979) e são, provavelmente, a regra em suítes calco-alcalinas e sub-alcalinas. Esta evolução pode ser explicada por diversos processos petrogenéticos; os principais, que podem resultar em variações anômalas tanto das razões iniciais como das idades isocrônicas, são comentados no item seguinte.

VII.4. PETROGÊNESE E A SISTEMÁTICA Rb/Sr

Diversos processos petrogenéticos podem, potencialmente, afetar a sistemática Rb/Sr em suítes granitóides, resultando em idades e razões iniciais anômalas ("isócronas fictícias", "pseudo-isócronas", cf. Faure, 1977; Roddick & Compston, 1977). Estes incluem, entre outros, *assimilação, herança isotópica, cristalização fracionada e mistura de magmas.*

VII.4.1. Assimilação

A assimilação de material estranho por parte dos magmas granitóides pode resultar em isócronas fictícias.

Para ilustrar um dos possíveis casos, é discutido o exemplo em que um magma granítico é contaminado por material mais primitivo, i.e., com razões Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} inferiores (ver

também discussões e outros exemplos em Faure & Powell, 1972; Leggo *et al.*, 1969 e Cox *et al.*, entre outros). Os três resultados principais a considerar são exemplificados na Figura 49: isócrona com idade real, porém com razão inicial menor que a do magma granítico original (para rochas cristalizadas a partir de magmas híbridos totalmente homogeneizados); isócrona fictícia, com idade e razão inicial menores que as reais (e.g., isócrona de referência definida por amostras tanto não contaminadas como contaminadas e homogeneizadas) e, finalmente, isócrona fictícia, também com idade maior que a real e razão inicial menor, definida por amostras de rochas híbridas não perfeitamente homogeneizadas.

Na parte meridional do Complexo Intrusivo de Morungaba, a hipótese de assimilação reveste-se de importância, já que a facies a "dois feldspatos" cinzenta I é de colocação marginal em relação aos demais granitóides, e apresenta, localmente, xenólitos e enclaves transformados (cf. itens IV.1. e IV.3.). Como já mencionado diversas vezes na literatura (e.g., Pitcher & Berger, 1972), cabe supor que esta facies representa uma zona híbrida, produto de assimilação do embasamento (predominantemente gnaisses e migmatitos diversos) por parte de magmas semelhantes aos que originaram as facies centrais (e.g., variedades brancas, róseas e a "dois feldspatos" róseas; ver Figura 10, Anexo I).

Esta hipótese pode ser testada comparando-se os dados isotópicos das rochas intrusivas com os das encaixantes. As razões iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ mínimas de biotita + anfibólio gnaisses e gnaisses graníticos do embasamento aproximam-se de 0,703 (para uma idade de 2.000 m.a., cf. Wernick *et al.*, 1976 a; Artur, 1980; ver Figura 48). Na época de invasão dos granitóides, há mais ou menos 600 m.a., tais rochas apresentavam, portanto, $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{tot}}$ com valores mínimos de 0,714 (para $\text{Rb}/\text{Sr} \approx 0,18$) a 0,726 (para $\text{Rb}/\text{Sr} \approx 0,40$). A razão inicial obtida para os granitóides centrais oscila, principalmente, entre 0,706 e 0,709, enquanto que a facies marginal possui $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ em torno de 0,705 (cf. Tabela XIV), portanto, com valor inferior.

Com estes dados e a idade anormalmente antiga obtida para a facies marginal, fica descartada a hipótese de mistura en-

Figura 49. Diagramas isocrônicos hipotéticos para rochas híbridas, contaminadas por assimilação simples. Parte-se de um magma granitóide homogêneo de composição fixa (G), com razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = I_G$, que assimila progressivamente rocha menos evoluída, homogênea e de composição fixa (B), com $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = I_B < I_G$ no instante de mistura.

- A. A evolução normal de rochas granitóides não contaminadas resulta em isócrona verdadeira (tg), que pode ser obtida amostrando-se R_1, R_2, R_3, R_4 e R_5 (representa-se as amostras pelas razões $(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$). Evolução de rochas contaminadas (e.g., R'_1, R'_2, R'_3) por assimilação de B e posterior homogeneização (representada por h), resulta em isócrona $th=tg$, de idade real, com razão inicial I_h , que depende das frações do magma (G) e da rocha (B) na mistura e das suas características isotópicas. A consideração conjunta de amostras de diferentes origens (e.g., $R'_1, R'_2, R'_3, R_4, R_5$ e R_6) resulta em uma isócrona estatística, com alguma dispersão dos pontos, com idades aparentes sempre maiores que a verdadeira (e.g., $tr > tg$) e razões iniciais (e.g., I_r) variáveis, mas sempre menores que I_G .
- B. Ampliação da área A do diagrama anterior. As linhas mh e mn cor respondem às razões $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ de misturas homogeneizadas e não homogeneizadas, respectivamente. No primeiro caso obtém-se uma isócrona tmh (equivale à th do diagrama anterior) com razão I_{mh} ; no segundo, resulta a isócrona tmnh, com idade anômala (sempre maior que a real se $I_B < I_G$) e razão inicial variável (no diagrama, menor até que a do material assimilado).

tre granitóides centrais e rochas encaixantes com valores Rb^{87}/Sr^{86} inferiores às dos granitóides centrais (Figura 49). A assimilação de rochas com valores Rb^{87}/Sr^{86} superiores aos dos granitóides centrais é descartada de imediato, porque a facies potencialmente híbrida apresenta razões Rb^{87}/Sr^{86} sempre inferiores que as das facies centrais.

Desta forma, a hipótese de assimilação significativa de rochas encaixantes torna-se duvidosa ou até inviável. De fato, assimilação significativa deve ocorrer apenas em áreas muito restritas, como provavelmente atestado pela amostra A-129, coletada em local onde as rochas intrusivas são muito ricas em xenólitos; como se observa na Figura 43, esta amostra está relativamente enriquecida em Sr^{87} , fato interpretado como devido à assimilação de Sr radiogênico das rochas encaixantes.

As razões iniciais obtidas para os granitóides equigranulares são sempre baixas e não devem ser explicadas simplesmente por assimilação simples de rochas supracrustais (ver também Haws kesworth, 1979).

Os dados obtidos e a análise de situações hipotéticas (Figura 49) não permitem porém, descartar assimilação de pequenas quantidades de material infracrustal mais primitivo (i.e., com valores Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} inferiores aos representativos dos granitóides centrais; ver também item VII.4.5.).

VII.4.2. Herança Isotópica

Pseudo-isócronas também podem resultar do desequilíbrio isotópico do Sr , causado pela falta de homogeneização por ocasião da formação, extração e colocação dos magmas granitóides. Tais fatores podem conduzir a situações em que as razões isotópicas das rochas refletem, em graus variáveis, características herdadas da rocha fonte ("memória" isotópica, ver Roddick & Compston, 1977; Pankhurst, 1979. Halliday *et al.*, 1981).

Roddick & Compston (1977) realizam um estudo teórico

qualitativo da distribuição das razões Rb/Sr e das escalas de homogeneização isotópica do Sr em corpos rochosos, e concluem que, dependendo de vários fatores (distribuição das razões Rb/Sr , níveis de homogeneização, escolha das amostras), podem ser obtidas isócronas com idades anômalamente altas, por incorporarem partes não homogeneizadas da área fonte.

Em Morungaba, os magmas granitóides mais máficos portavam quantidades apreciáveis de minerais e autólitos (cf. discussão no item VI.5.). A interpretação alcançada de que estes representam em sua grande parte frações previamente cristalizadas, sugere que as anomalias não podem ser explicadas pela presença de "restitos" não re-equilibrados, mas sim, apenas por extração isotopicamente não-equilibrada dos magmas originados por fusão parcial de fonte não-homogênea: cf. Roddick & Compston (1977); ver também item VII.4.4.

VII.4.3. Cristalização Fracionada

A cristalização fracionada de líquidos graníticos, particularmente por separação dos feldspatos, gera líquidos residuais enriquecidos em Rb (cf. Figura 50b), com conseqüente aumento relativo de Sr radiogênico. Em magmas submetidos a processos de cristalização fracionada lenta, podem ser verificadas variações significativas nas razões Sr^{87}/Sr^{86} .

McCarthy & Cawthorn (1978) elaboraram um modelo teórico que retrata esta situação. Alguns dos resultados obtidos pelos autores são resumidos na Figura 50a, onde se apresentam três isócronas. A isócrona A corresponde a um granito formado há 100 m.a., a partir de um líquido homogêneo, com $(Rb/Sr)_0 = 2,0$ e $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7000$, assumindo-se coeficientes de partição cristal/líquido de 0,5 e 2,0 para Rb e Sr , respectivamente, e cristalização fracionada relativamente rápida (e.g., alguns milhares de anos); esta representa, portanto, uma isócrona verdadeira.

No caso de cristalização fracionada demorada, as isócronas mostrarão uma curvatura, por vezes muito pronunciada. Admi

tindo-se um intervalo de cristalização em torno de 20 m.a., são obtidas duas isócronas distintas, denominadas B e C (Figura 50a), que representam, respectivamente, as evoluções isotópicas de sólidos fracionados e líquidos coexistentes. Desta forma, rochas tardias, formadas a partir de cristalização de líquidos muito evoluídos (e.g., aplitos), mostrarão sempre idades mais novas e razões iniciais maiores que as reais da intrusão (compare isócronas A e C, Figura 50a). A isócrona B intercepta a A e, portanto, tem comportamento duplo: as frações separadas precocemente (com razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inferiores às do ponto de intersecção de A com B) mostrarão idades mais antigas e razões iniciais menores que as reais, enquanto as frações mais evoluídas (à direita do ponto de intersecção, ver Figura 50a) resultarão em idades mais novas e razões iniciais mais elevadas.

Este modelo contém, contudo, algumas simplificações que não se aplicam aos casos naturais. Os principais aspectos a destacar são os seguintes:

- . o modelo considera um pulso magmático inicial totalmente líquido e homogêneo; as situações naturais podem ser mais complicadas;
- . o intervalo de cristalização dos magmas, para que as variações sejam relevantes, parece muito extenso;
- . o cálculo das isócronas B e C fundamenta-se principalmente no fracionamento dos feldspatos (Figura 50b); supõe desprezível o efeito, oposto, do fracionamento de biotita.

Nos granitóides estudados, a quantidade reduzida de biotita e a ordem de cristalização (ver Capítulo V) adaptam-se ao modelo teórico. Difícil é aceitar modelos de cristalização fracionada extremamente demorada; adicionalmente, em suítes onde este processo foi atuante, é de se esperar um espectro relativamente amplo de razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (ver Figura 50a, Tabela XIV e discussões de Stephens & Halliday, 1979).

VII.4.4. Fontes Diferentes

Magmas gerados a partir de fontes diferentes apresen

Figura 50. (A) Efeitos causados em diagramas isocrônicos por cristalização fracionada: Isócrona A: cristalização fracionada rápida (e.g., 1-2 m.a.). Isócronas B e C: válidas para sólidos fracionados e líquidos coexistentes, respectivamente, para magmas submetidos à cristalização fracionada muito lenta (20 m.a.), segundo McCarthy & Cawthorn (1978). (B) Variação de Rb e Sr (em ppm) em líquidos magmáticos, de acordo com fracionamento, em graus variáveis, de plagioclásio (Plag), feldspato potássico (K-f) e biotita (Bi), segundo Walsh *et al.*, (1979). Ver referências no texto.

tarão, naturalmente, comportamentos isotópicos diferentes.

Vários autores (e.g., Faure & Powell, 1972; Faure, 1977; Miyashiro *et al.*, 1982; Stephens & Halliday, 1979) propuseram esta hipótese para explicar as variações obtidas em suítes granitoides. Um exemplo é relatado com algum detalhe por Stephens & Halliday (1979) para um dos plutons de Galloway (Sul da Inglaterra): este pluton possui bordas granodioríticas, com razões iniciais mais baixas, e núcleo granítico, com razões iniciais mais elevadas. Para os autores, núcleo e borda originaram-se a partir da fusão de materiais diferentes.

Esta hipótese é, sem dúvida, atraente para explicar as variações encontradas em Morungaba, particularmente as das rochas mais máficas dos grupos equigranulares, mas também encontra algumas dificuldades. Para a sua aplicação, é necessário a consideração de que os magmas são extraídos de fontes não-homogêneas e/ou que o processo de extração não foi homogêneo, de modo que as razões atualmente medidas contêm uma parcela ("memória") não equilibrada (ver item VII.4.2. e discussões em Stephens & Halliday, 1979 e Roddick & Compston, 1977). Se os sistemas fossem homogêneos, esperar-se-iam variações apenas nas razões iniciais, não nas idades (Figura 49).

VII.4.5. Mistura de Magmas

Magmas básico-intermediários originados direta ou indiretamente do manto superior, com baixas razões Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} , podem misturar-se com magmas ácidos crustais (siálicos), gerando-se assim magmas híbridos (e.g., Wyllie, 1984; Gray 1984; Wernick, 1984 a), cujas rochas resultantes apresentarão características isotópicas que originam isócronas fictícias (e.g., Faure & Powell, 1977).

Na Figura 51, repete-se o raciocínio empregado na análise do fenômeno de assimilação (ver Figura 49), mostrando as possíveis variações obtidas em diagramas isocrônicos para suítes originadas por diferentes frações de mistura entre magmas primá

rios graníticos (G) e basálticos (B), em função de diferentes níveis de homogeneização isotópica e das amostras selecionadas para a construção de isócronas.

Magmas primários, gerados por anatexia de gnais ses do embasamento, teriam razões iniciais mínimas, estimadas para a época do evento Morungaba, da ordem de 0,714 (cf. item VII.4.1.) ou superiores (ver razões Rb/Sr citadas em Artur, 1980 e Wernick *et al.*, 1981); a título de exemplo, Wernick *et al.*, (1981) determinam uma razão inicial de 0,759 em material mobilizado brasiliano da região de Amparo. Tais dados inviabilizam a hipótese de mistura de magmas mantélicos com magmas graníticos siálicos (gerados por fusão de leuco-gnaisses similares aos que hoje afloram); os granitóides mais máficos de Morungaba possuem razões iniciais entre 0,705 e 0,707 (ver também item VII.5.).

Assim, parece claro que os granitóides não são gerados por processos de mistura de magmas mantélicos com magmas supracrustais, pois a quantidade de magmas mantélicos exigida na mistura, para compatibilizar os dados isotópicos, levaria à produção de magmas "mistos" de composição intermediária, diferentes dos que se cristalizam como granitos 3b e quartzo-monzonitos.

Os magmas granitóides que se cristalizam com as rochas centrais são, muito provavelmente, magmas primários, derivados de materiais crustais isotopicamente pouco evoluídos (i.e., com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,705 e 0,708). Entretanto, para os granitóides marginais, mais máficos, não se pode descartar, com base nos dados isotópicos, uma hipótese de origem híbrida, por mistura de magmas primários crustais (centrais) com pequenas quantidades de magmas mantélicos.

VII.4.6. Outras Hipóteses

Outras sugestões são mencionadas na literatura. Uma hipótese ainda pouco explorada e de comprovação extremamente difficil, apela para a difusão seletiva de Rb e principalmente Sr, devido ao seu pequeno raio iônico (cf. Faure & Powell, 1972). Algumas

Figura 51. Diagrama isocrônico hipotético para uma suíte gerada por mistura simples de magmas granitóides (G) e basálticos (B), homogêneos e de composição constante. Amostras potenciais (R_n) são representadas pelas suas razões $(Rb^{87}/Sr^{86})_0$. A reta inclinada 1-2 representa a linha de mistura (ver Faure, 1977).

Supõe-se duas situações principais: na primeira, a mistura é totalmente homogeneizada e a linha de mistura é girada até coincidir com n_{mh} ; neste caso, a idade isocrônica (t_{mh} , obtida com amostras R_2, R_4, R_5 e R_6) é verdadeira e a razão inicial (Imh), uma função das proporções misturadas e das razões iniciais dos magmas primários (I_G e I_B). Na segunda situação, supõe-se homogeneização parcial, segundo os sub-domínios (I), (II) e (III), representada pelos segmentos (n_I), (n_{II}) e (n_{III}). A consideração de amostras particulares a cada sub-domínio (e.g., $R_1+R_2+R_3$; R_4+R_5) resulta em idades verdadeiras ($t_I=t_{II}=t_{III}=t_{mh}$) e razões iniciais variáveis ($I_I < I_{II}=Imh < I_{III}$) que dependem dos níveis de homogeneização ($n_I < n_{II}=n_{mh} < n_{III}$). A construção de isócronas a partir de amostras de sub-domínios distintos (e.g., $R_2+R_5+R_6$) resulta em idades e razões iniciais (e.g., $t_r > t_{mh}$; $I_r < Imh$) variáveis e anômalas.

anomalias isotópicas encontradas em suítes consideradas congênéticas são atribuídas a esta causa (e.g., Compston *et al.*, 1968, *apud* Faure & Powell, 1972; Faure & Powell, 1972).

Uma segunda alternativa - freqüentemente lembrada para os granitóides anorogênicos sub-alcalinos e alcalinos, caracterizados por intensa atividade de fluidos residuais - vincula grande parte dos dados anômalos à atuação dos fluidos, os quais "lixiviam" os granitóides (ver detalhes em Bonin, 1982).

VII.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As hipóteses discutidas não podem ser aplicadas diretamente e de forma isolada para os granitóides dos grupos 2, 3, 4 e 5 do Complexo Intrusivo de Morungaba. O fenômeno de cristalização fracionada descreve com boa aproximação as variações observadas; apresenta, porém, inconsistências geológicas e geoquímicas. Os modelos de mistura, ora com pequenas frações de magmas mantélicos, ora com assimilação de material infracrustal, embora não possam ser descartados, são julgados como pouco prováveis, face à ausência de dados geológicos e petrográficos mais concretos.

Nenhum dos modelos (exceto fracionamento) explica a idade muito jovem dos granitóides róseos mais félsicos do grupo 5. Estas rochas apresentam valores Rb/Sr relativamente altos; paralelamente, constituem corpos menores, provavelmente derivados de magmas menos evoluídos (ver também Capítulo VIII). O modelo de fracionamento é, portanto, qualitativamente compatível com as observações geológicas e petrográficas.

Com a finalidade de minimizar a influência dos valores isotópicos anômalos, característicos de alguns grupos em separado, foi construída uma isócrona de referência, utilizando os valores obtidos para os grupos 2, 3 e 4: os resultados indicam idade de $582,4 \pm 9,4$ e razão inicial de $0,7066 \pm 0,0003$ (Figura 52). Esta idade representa, provavelmente, um valor médio muito próximo às idades reais de colocação e cristalização dos diversos corpos magmáticos. Com esta idade, pode-se recalcular as razões iniciais

Figura 52. Diagrama isocrônico (de referência) para granitóides brancos, róseos e a "dois feldspatos" das partes Sul e Leste da lente gnáissica de Joaquim Egídio do Complexo Intrusivo de Morungaba.

médias aproximadas para as amostras dos grupos 2, 3 e 4, que ficam, assim, reduzidas em sua maioria ao intervalo entre 0,706 e 0,707, com as rochas mais máficas apresentando valores em geral menores.

Interpreta-se, de forma preliminar, que as idades e razões iniciais obtidas *isoladamente* para os granitóides dos grupos 2, 3, 4 e 5 refletem, em graus variáveis, fatores tanto *herdados* como *adquiridos*, devidos à produção de magmas a partir de *fontes não-homogêneas* e à formação de frações residuais mais félsicas por *cristalização fracionada*.

O quadro apresentado na Figura 53 resume a evolução cronológica, em consonância com interpretações geológicas e geocronológicas. Os granitóides mais antigos compreendem os tipos porfiríticos e, muito provavelmente, os tipos a "dois feldspatos" cinzentos II, localizados nas partes Norte e Nordeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio, com idades em torno de 610 m.a.. Seguem os granitóides cinzentos (em torno de 590 m.a.) e os demais granitóides equigranulares (possivelmente em torno de 590 a 560 m.a.) das regiões ao Sul e Leste da citada lente. Os granitóides equigranulares setentrionais seriam mais ou menos contemporâneos aos meridionais.

As rochas de dique (granitóides-pórfitos II, supostamente contemporâneos entre si) apresentam idades mínimas (K/Ar) entre 523 e 470 m.a. das quais se prefere adotar, como o melhor valor, a idade mais alta; as idades K/Ar em biotitas das rochas equigranulares são algo maiores, com valores que chegam a 550 m.a. (cf. Tabela XIII). Assim, acredita-se que os granitóides-pórfitos tenham idades reais de colocação em torno de 560 e 540 m.a. (Figura 53)

As idades K/Ar em biotitas de rochas porfiríticas - (550-590 m.a. ; com erros das ordem de 10%, cf. Tabela XIII) indicam que estas rochas já teriam experimentado resfriamento (por soerguimento regional ?) ou, alternativamente, foram reaquecidas quando da colocação dos granitóides equigranulares; (ver, porém, Pitcher & Berger, 1972; Haack, 1983).

Figura 53. Quadro interpretativo da evolução cronológica das partes meridional e oriental do Complexo Intrusivo de Morungaba. Para discussão e dados, ver texto e Tabelas XIII e XIV.

Os valores obtidos para as razões iniciais (0,707 para as variedades porfiríticas e, grosso modo, entre 0,706 e 0,707 para as variedades brancas, róseas e a "dois feldspatos" meridionais) não definem de forma mais precisa o material fonte dos magmas, mas impõem algumas restrições. Se os magmas foram originados a partir de fusão parcial de materiais crustais pré-transamazônicos (≤ 2.000 m.a.), as razões Rb/Sr destes materiais deveriam ser relativamente baixas ($\leq 0,10$). Os granitóides inequigranulares e

equigranulares dos grupos 2, 3, 4 e 5 derivam-se, portanto, a partir de materiais infracrustais possivelmente mais jovens ou, alternativamente, empobrecidos em Rb. A julgar pelos dados e discussões apresentados, contribuições de magmas básico-intermediários, se existentes, devem ser mínimas.

Os granitóides equigranulares cinzentos (grupo 1), com razão inicial em torno de 0,709, são derivados de material crustal isotopicamente mais evoluído e/ou apresentam contribuição significativa de materiais crustais mais evoluídos (ver também Capítulo VIII).

CAPÍTULO VIII

RESUMO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

VIII.1. AS SUÍTES GRANITÓIDES

Generalidades

O mapeamento em detalhe das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba permitiu a caracterização de um grande número de facies granitóides, as quais constituem unidades intrusivas, cujas relações estruturais e petrográficas permitem o estabelecimento de possíveis seqüências evolutivas.

As principais características geológico-estruturais (cf. itens IV.1.; IV.2., IV.3.2., VI.4. e VI.5), petrográfico-mineralógicas (cf. itens VI.1. e VI.2.) e geocronológicas (cf. Capítulo VII) das facies mapeadas permitem reuni-las em sua grande maioria em três "unidades genéticas" (ou "subunidades genéticas") ou Suítes principais. Duas Suítes são formadas por rochas predominantemente equigranulares das regiões ao Sul, Leste e Nordeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio (*Suítes Rósea e Cinzenta*); a terceira reúne os termos mais inequigranulares e os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos II, que afloram ao Norte e Nordeste (*Suíte Porfírica*). Algumas discussões adicionais e um resumo das características de cada Suíte em particular são colocados a seguir.

VIII.1.1. A Suíte Rósea

Agrupam os granitóides a "dois feldspatos", os róseos, os brancos e os granitóides-porfíros das partes Sul, Leste

e, preliminarmente, as variedades róseas encontradas ao Nordeste (associação rósea III). Petrograficamente, compreendem quartzo-monzonitos, granitos 3b e granitos 3a, aluminosos, caracterizados pelas associações biotita + titanita + magnetita + alanita + ilmenita (rochas mais máficas) e biotita + alanita + muscovita + magnetita + ilmenita (rochas mais félsicas). As rochas mais máficas da Suíte apresentam enclaves microgranulares claros e enclaves alongados (autólitos, cf. item VI.4.).

Na parte meridional, estes granitóides estão colocados de forma a mostrar zoneamento concêntrico; existem também evidências de zonalidade Leste-Oeste, com certo predomínio de rochas mais félsicas para W (Anexo I).

Zoneografia e colocação dos corpos: introdução para modelos genéticos

Os tipos mais félsicos da Suíte Rósea são também os mais jovens e os que apresentam características de colocação mais "superficial"; paralelamente a esta progressão estrutural e temporal, as variações petrográficas (de quartzo-monzonitos para granitos 3b-3a) e de quimismo mineral (decréscimo do teor de An do plagioclásio) determinam uma clara sequência diferenciada, de tipo "máfico-félsica" e "básico-ácida".

Suítes granitóides intrusivas, com zoneografia em parte análoga à caracterizada, são freqüentemente descritas na literatura, sendo objeto de interpretações variadas. Como hipóteses genéticas, são lembradas *assimilação* de rochas encaixantes, mais efetiva nas porções marginais da intrusão; *difusão seletiva*, com concentração de sílica, álcalis e voláteis nas partes internas e apicais da câmara magmática; *separação de cumulos e restitos*, acumulados nas partes inferiores da câmara, com ascensão simultânea de magmas residuais em direção ao topo; *intrusões múltiplas*, de magmas progressivamente mais diferenciados; etc. (ver, entre outros, Vance, 1961; Pitcher & Berger, 1972; Stephansson, 1975; Bateman & Chappell, 1979; Pitcher, 1979 a; Stephens & Halliday, 1979; Holder, 1979).

As evidências geológicas obtidas em Morungaba favorecem amplamente a hipótese de invasões múltiplas: os contatos internos da Suíte Rósea são em geral bruscos, com evidências de maior mobilidade magmática dos corpos mais jovens. Tais dados, juntamente com os isotópicos e os relativos ao quimismo mineral, sugerem que os magmas invadem como frações já diferenciadas, com quimismo semelhante ao da rocha cristalizada; fracionamento *in situ* é de menor importância e explica apenas as variações menores (e.g., mudanças seqüenciadas observadas no quimismo dos feldspatos). As variações maiores são herdadas e devem ser atribuídas a pulsos magmáticos composicionalmente distintos. Cabem, então, duas hipóteses principais para explicar a zoneografia observada na Suíte Rósea:

- a) cada um dos pulsos é resultado de um evento específico de geração magmática (e.g., fusão parcial), com posterior ascensão e cristalização como unidade independente.
- b) os diferentes pulsos derivam de um mesmo magma parental, sujeito a fracionamento em câmara mais profunda, com expulsão episódica de magmas residuais cada vez mais evoluídos.

Algumas das rochas desta Suíte, tais como os granitóides-pór-firos I, cristalizaram diretamente de frações residuais derivadas de magmas menos evoluídos, que se cristalizaram como granitóides róseos. O mesmo raciocínio não pode, aparentemente, ser aplicado para todos os granitóides. Os dados isotópicos sugerem que os magmas se derivam de fontes não-homogêneas (os granitóides mais máficos contendo parcelas menos evoluídas isotopicamente) ou alternativamente, os magmas que se cristalizam como as rochas mais máficas, contêm parcelas pequenas de material isotopicamente mais primitivo (materiais infracrustais; magmas básico-intermediários?) em sua constituição. Com os dados disponíveis, prefere-se a primeira hipótese.

Estruturas, texturas e níveis crustais de colocação

As variações estruturais e texturais seqüenciadas presentes nos granitóides da Suíte Rósea sugerem interpretação se

melhante à proposta por Buddington (1959) ao mostrarem que as rochas mais félsicas e mais jovens de posicionamento mais "superficial" (para discussões e críticas, ver, entre outros, Pitcher & Berger, 1972; Pitcher, 1979 a; Holder, 1979, e Jardim de Sá, 1984). O fator fundamental na determinação do regime de colocação de magmas é, sem dúvida, o contraste de viscosidade e ductilidade entre o magma invasor e a rocha encaixante (Buddington, 1959; Pitcher & Berger, 1972).

Na Suíte em questão, as estruturas e texturas sugerem um aumento progressivo nos contrastes de viscosidade e ductilidade, com os magmas mais diferenciados colocando-se de forma mais permissiva, e os mais máficos fazendo-o de modo mais forçado. Tais características, embora também possam refletir mudanças na profundidade de colocação, devem ser explicadas por dois fatores principais (ou, pelo menos, adicionais):

- a) variações nas propriedades dos magmas, de forma que os magmas mais diferenciados foram provavelmente mais fluidos (por ausência de cristalizados precoces, restitos e/ou maior concentração em voláteis).
- b) variações no comportamento das rochas encaixantes que, por influência de regimes térmicos progressivamente mais "frios", evoluem de condições mais dúcteis para mais rígidas.

Evolução do magmatismo no tempo

Os dados geocronológicos sugerem intervalos exagerados de tempo entre a colocação dos diversos granitóides que constituem a Suíte Rôsea (em torno de 200 m.a.; cf. Capítulo VII), inconsistentes com dados geológicos, a exemplo de diversos outros casos relatados na literatura (e.g., Roddick & Compston, 1977; Halliday *et al.*, 1981).

A interpretação natural é que algumas das isócronas obtidas são fictícias ou pseudo-isócronas (Faure & Powell, 1972; Faure, 1977) por incorporarem "erros" devidos à atuação de vários

processos petrológicos. A análise destes processos favorece a interpretação de que os magmas derivam de fontes isotopicamente não-homogêneas; porém, resultados similares podem também ser devidos ao fato de que os magmas incorporaram material isotopicamente menos evoluído, seja material infracrustal, seja magmas básico-intermediários derivados no manto. As frações residuais mais fêlsicas apresentam anomalias isotópicas provavelmente devidas à cristalização fracionada (cf. itens VII.4. e VII.5.).

Uma isócrona de referência sugere que a maioria dos corpos que compõem esta Suíte apresenta idades prováveis de colocação e cristalização em torno de 580 m.a.. Estima-se, portanto, que o magmatismo inicia-se em torno de 590 m.a.(?) e culmina em torno de 560 - 540 m.a.(?), com a colocação dos granitóides-pôrfiros II (cf. Figura 53). Definições mais rigorosas não podem ser tentadas no momento.

A presente discussão (ver também Capítulo VII) confirma o valor dos mapeamentos detalhados prévios para a seleção de amostras e interpretações geocronológicas.

VIII.1.2. A Suíte Cinzenta

A Suíte Cinzenta reúne as facies cinzentas ao Sul, as quais se adicionam, tentativamente, as variedades róseo-acinzentadas ao Sul e Leste e as cinzentas que ocorrem ao Nordeste do Complexo.

Em termos petrográficos são granitos 3b (facies hololeucocráticas e a maioria das leucocráticas) e, subordinadamente, granodioritos (algumas facies leucocráticas). Os tipos hololeucocráticos, modal e texturalmente muito homogêneos, compreendem rochas peraluminosas, com pouca variação na composição dos feldspatos. Os termos leucocráticos (em particular os cinzentos) são aluminosos e apresentam, com frequência, enclaves microgranulares escuros de composição diorítica e glomérulos máficos com biotita + plagioclásio + titanita + magnetita + apatita + ilmenita (cf. item VI.4.).

Relações geológicas e idades

As relações geológicas sugerem que a Suíte em discussão é constituída por número reduzido de corpos magmáticos.

Os granitóides cinzentos hololeucocráticos mostram pouca (e.g., diferenciados pegmatóides) ou nenhuma evidência de diferenciação e evolução. São magmas que foram gerados sob condições térmicas e geoquímicas constantes. Os granitóides cinzentos leucocráticos são, por sua vez, rochas tipicamente híbridas (cf. itens VI.1. e VI.4.), geradas em sua maior parte por interação entre facies hololeucocráticas e melagranitóides finos do embasamento (dioríticos a quartzo-dioríticos). Provavelmente, esta Suíte gera-se por fusão de materiais supra(?)-crustais com abundantes intercalações de rochas dioríticas. As facies róseo-acinzentadas são também rochas predominantemente híbridas, porém, podem conter contribuição de magmas graníticos que se cristalizam como rochas da Suíte Rósea.

As variedades hololeucocráticas apresentam idade isocrônica de 590 m.a., que deve corresponder à idade de cristalização destas rochas; admite-se, pela associação, que a maior parte dos granitóides cinzentos leucocráticos apresenta idades semelhantes. Manifestações mais recentes de granitóides cinzentos, com ou sem muscovita, associam-se à zonas de digestão de melagranitóides por granitóides brancos.

As características estruturais e texturais sugerem regimes de colocação de pouca "profundidade" (ora mais forçados, ora mais permissivos, predominando os últimos).

VIII.1.3. A Suíte Porfirítica

Inclui-se nesta Suíte as variedades porfiríticas maciças orientadas, maciças e, tentativamente, a facies a "dois feldspatos" cinzenta II (cf. item IV.3.2.) da parte Nordeste do Complexo de Morungaba. Petrograficamente, este grupo compreende quartzo-

monzonitos, granitos 3b e granitos 3a, predominando os dois primeiros, caracterizados pela associação biotita + hornblenda + titanita + alanita + magnetita + ilmenita. São rochas relativamente ricas em feldspato potássico e minerais máficos e têm características meta-aluminosas (?) a aluminosas.

Zoneografia

As facies que a constituem não estão totalmente mapeadas; a discussão que segue é, portanto, apenas preliminar.

As relações geológicas e petrográficas sugerem transições predominantemente gradativas entre as facies porfiríticas (como já proposto por Wernick, 1972 b). Os granitóides a "dois feldspatos" cinzentos II, separados dos tipos porfiríticos por espessa intercalação do embasamento, constituem, muito provavelmente, um corpo isolado.

As rochas porfiríticas ao Sul, Sudeste e Leste, são pouco foliadas ou até maciças; têm texturas mais equigranulares, e granulação mais fina, que as localizadas nas partes mais centrais e setentrionais. As rochas mais intensamente foliadas situam-se ao Norte e Noroeste, sendo limitadas, em boa parte, por extensa zona de cisalhamento SW-NE, que as separam dos granitóides equigranulares do extremo Norte. Nas partes centrais da área mapeada, prevalecem rochas mais grossas e mais máficas. A variedade a "dois feldspatos" cinzenta II, mais homogênea em termos estruturais e texturais, apresenta pequenas variações petrográficas e mineralógicas em direção à termos mais félsicos.

Relações de campo, variações modais e dados químicos preliminares (de feldspatos) sugerem, como hipótese inicial, que os diferentes tipos porfiríticos estão relacionados entre si por cristalização fracionada *in situ* (ver, porém, Wernick, 1984 a).

Idade e regimes de colocação dos corpos

As rochas da Suíte Porfirítica são os granitóides mais antigos mapeados do Complexo de Morungaba. Apresentam uma idade isocrônica em torno de 610 m.a., provavelmente verdadeira. Confirmado tal fato, e aceitando-se a interpretação cronológica proposta para as Suítes Rôsea e Cinzenta, fica caracterizado um hiato relativamente curto (em torno de 10 a 30 m.a.) no magmatismo granitóide do Complexo (desde a colocação dos tipos porfiríticos e a "dois feldspatos" cinzentos II até as manifestações magmáticas principais das partes centro-oriental e meridional).

As estruturas e texturas que caracterizam os granitóides porfiríticos e a "dois feldspatos" cinzentos II sugerem que os respectivos magmas se colocaram de forma grosseiramente concordante com os padrões regionais SW-NE, em um regime provavelmente "sin-tectônico" (ver também item VIII.3.). As condições de colocação são forçadas, caracterizando baixos contrastes de viscosidade e ductilidade entre invasor e rocha encaixante. De todas as Suítes definidas, é a que deve se ter colocado sob regimes térmicos mais enérgicos (e/ou colocação mais profunda). Ressalva, porém, deve ser feita para os granitóides porfiríticos mais fortemente orientados, com estruturas secundárias, devidas a esforços cisalhantes posteriores.

VIII.2. OUTROS GRANITÓIDES

Diversas outras facies caracterizadas não podem, por enquanto, ser incluídas nas Suítes definidas; por outra parte, não existem dados suficientes para definir outras Suítes. São os melagranitóides, os granitóides porfiríticos III, e as variedades a "dois feldspatos" Norte e orientada.

Os melagranitóides (particularmente os termos mais finos, de composição mais máfica) estão, em sua maioria, relacionados à eventos mais antigos (ligados à própria história do embasamento; são "meta-dioritos") sendo, posteriormente, incorporados e

transformados em graus variáveis durante o magmatismo brasileiro. Por outro lado, alguns melagranitóides provavelmente constituem uma suíte isolada, colocada sob a forma de pequenos corpos, anteriores ou contemporâneos aos granitóides equigranulares meridionais, conforme sugerido pela ocorrência localmente significativa de melagranitóides de granulação média a grossa e por mostrarem-se, localmente, como aparentes manifestações sin-plutônicas (cf. item IV.3.2.).

Desconhece-se a relação entre as variedades porfiríticas III (ver Tabela IV) com a Suíte Porfirítica; concordando com Wernick (1972 b, 1982 a), julga-se, preliminarmente, que todo o conjunto pertence a uma única "unidade genética". Estes granitóides serão objeto de trabalhos futuros, em parte já em andamento.

VIII.3. RELAÇÕES ESTRUTURAIS PRELIMINARES

Embora faltem dados mais elaborados que tratem dos aspectos estruturais das rochas do embasamento, algumas feições gerais podem ser reconhecidas e correlacionadas com as encontradas em regiões adjacentes (e.g., região de Bragança Paulista; Campos Neto *et al.*, 1984 a). Os seguintes aspectos merecem ser destacados:

- a) O Complexo de Morungaba apresenta marcada orientação estrutural segundo SW-NE.
- b) A foliação observada nos granitóides porfiríticos e a "dois feldspatos" róseos grossos III (?) e cinzentos II orienta-se sub-paralelamente às direções estruturais regionais.
- c) Os "eventos sin-tectônicos" paroxismais do Ciclo Brasileiro são correlacionáveis à fase de deformação Dn+1 (Campos Neto *et al.*, 1984 a).
- d) No extremo Nordeste do Complexo, estes autores correlacionam a colocação de granitóides porfiríticos e de algumas variedades peraluminosas com a fase Dn+2 (período "sin-orogênico tardio" e a dos tipos mais isótopos com a fase Dn+3 (período "tardi-orogênico"). Reconhecem ainda rochas de dique, associadas ao magma

tismo terminal. Esta interpretação corrobora em linhas gerais a outrora estabelecida por Wernick (1972 a, 1972 b).

- e) Ao longo de sua maior extensão, o Complexo de Morungaba apresenta uma configuração suavemente dobrada (com orientação meridional SE-NW, central S-N e setentrional SW-NE). Este dobramento, de grande comprimento de onda e plano axial E/SE-W/NW, é correlacionável à fase Dn+3 na região de Bragança Paulista.

Estes dados, embora preliminares, demonstram que o magmatismo granitóide da parte mapeada do Complexo (e, possivelmente, da parte não mapeada, a julgar pela interpretação de Wernick, 1972 b; ver também Wernick & Penalva, 1980 a; Wernick, 1982 a) é claramente posterior à fase de maior deformação do Ciclo Brasília e parecem sugerir que a maioria dos granitóides se coloca entre as fases Dn+2 e Dn+3.

VIII.4. CORRELAÇÕES GENÉTICAS PRELIMINARES E AMBIENTES GEOTECTÔNICOS

Algumas correlações com modelos genético-geotectônicos discutidos na literatura (item III.1.) são comentados a seguir.

Com relação à *Suíte Cinzenta*, destacam-se inicialmente os granitóides hololeucocráticos peraluminosos, que possuem semelhança com os granitóides da série ilmenítica e, em parte, com os granitóides "tipo S": o óxido presente é a ilmenita, as associações de minerais máficos são típicas de rochas peraluminosas e existem variações modais significativas, com todas as rochas apresentando-se sempre ricas em quartzo. A analogia porém, não é completa: os granitóides cinzentos contrastam com as típicas *Suítas S* (do Lachlan Folded Belt. cf. White & Chappell, 1977, 1983; Chappell, 1984) por serem mais pobres em minerais máficos (particularmente biotita) e mais restritos em termos composicionais; faltam os enclaves (restitos) típicos. Contrastam também com as *Suítas de "granitóides a duas micas"* ricas em mineralizações de Sn e com abundantes manifestações aplíticas e pegmatíticas descritas na literatura (e.g., Sudoeste asiático; cf. Pankhurst, 1979; Pitcher, 1983). Como contraste adicional, vale a pena lembrar a presença esporádi

ca de veios milimétricos de quartzo com molibdenita.

Desta forma, os granitóides cinzentos hololeucocráticos são comparáveis em linhas muito gerais apenas às Suítes S mais félsicas de Chappell & White (1974; ver também 1977, 1983) e aos leucogranitos variscanianos do Maciço Central Francês (cf. Didier, 1973; Didier *et al.*, 1982). Em termos regionais, assemelham-se, em parte, aos mobilizados anatéticos, derivados por fusão de material metassedimentar que hoje constitui parte do embasamento gnáissico (e.g., Complexo Granítico-Migmatítico Catapora; Campos Neto *et al.*, 1984 a, 1984 b; ver também Wernick, 1982 a, 1982 b, 1984 b), observando-se, porém que tais mobilizados apresentam razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas que as apresentadas pelos granitóides cinzentos de Morungaba (e.g., 0,760, determinado por Wernick *et al.*, 1981, nas proximidades de Amparo).

Os granitóides leucocráticos da Suíte Cinzenta são aluminosos e, pela associação mineral presente, enquadram-se na série magnetítica. São rochas tipicamente híbridas, geradas por interação de magmas granitóides com rochas dioríticas/quartzo-dioríticas predominantemente do embasamento.

A partir dos dados isotópicos obtidos para as rochas hololeucocráticas (cf. Figura 48), estima-se que se tais granitóides geram-se por fusão de paragneisses trans amazônicos, as rochas submetidas à fusão deveriam apresentar razões Rb/Sr relativamente baixas (0,10 - 0,15); caso contrário ficaria implícita a presença de metassedimentos mais jovens ou, alternativamente, uma contribuição de materiais isotopicamente menos evoluídos.

Estima-se, em conclusão, que a Suíte Cinzenta é gerada principalmente a partir da fusão de material metassedimentar, contaminado pelas rochas dioríticas associadas. Porém, frações menores desta Suíte podem ter-se gerado com contribuição de magmas da Suíte Rósea. Explicar-se-iam, assim, feições como a ocorrência de enclaves mais básicos em granitóides hololeucocráticos com biotita + muscovita + granada; a presença de granitóides cinzentos (com ou sem muscovita) associados às zonas de digestão de enclaves mais básicos por granitóides brancos; as texturas xenomórficas e recrista

lizadas; as tendências modais; as razões iniciais relativamente baixas; etc.

Os granitóides das *Suítas Rôsea* e *Porfirítica* são, por sua vez, correlacionáveis aos granitóides da série magnetítica, mas não se enquadram perfeitamente na classificação dicotômica I/S de Chappel & White (1974). Estas duas Suítas não são séries "composicionalmente expandidas", em que predominam as rochas intermediárias (Pitcher, 1979 a, 1979 b, 1983), características das margens continentais ativas. Por outro lado, embora sejam rochas aluminosas e ricas em sílica, não correspondem aos granitóides gerados por fusão de material unicamente metassedimentar. As rochas destas Suítas têm características intermediárias, neste sentido assemelhando-se aos granitóides "tipo I Caledoniano", comparáveis às Suítas "tipo I" mais félsicas do Lachlan Folded Belt (cf. Hine *et al.*, 1978; Chappell, 1978; White & Chappell, 1977, 1983) e das faixas hercínianas e caledonianas (cf. Didier, 1973; Didier *et al.*, 1982; Pitcher, 1983; Yagüe *et al.*, 1983).

Suítas granitóides semelhantes, desenvolvidas em substrato ensiânico e com várias características em parte intermediárias entre granitóides "tipo S" e "tipo I" mais distintos, já foram descritas em muitas localidades (e.g., Pitcher & Berger, 1972, Flood & Shaw, 1977; Didier *et al.*, 1982; Wernick, 1982 a, 1982 b, 1984 a, 1984 b; Cambel & Petrick, 1982; Yagüe *et al.*, 1983; White & Chappell, 1983; Pitcher, 1983; Chappell, 1984). Alguns autores admitem que são originadas a partir de fontes híbridas, ou seja, pela fusão parcial de seqüências crustais mistas (e.g., seqüências meta-vulcano-sedimentares; Flood & Shaw, 1977; Cambel & Petrick, 1982; Yagüe *et al.*, 1983; ver também Didier *et al.*, 1982; Wernick, 1984 a, 1984 b). Outros admitem adicionalmente a hipótese de mistura de magmas siâlicos e mantélicos (por via direta ou indireta, cf. Didier *et al.*, 1982; Gray, 1984; Wernick, 1984 a, 1984 b). Segundo Chappell (1984), as características dos granitóides "tipo I" e "tipo S" convergem em direção aos termos mais félsicos de cada série, ocultando as diferenças genéticas por superposição de características petrográficas e geoquímicas.

Esta breve discussão mostra que as generalizações

propostas na literatura devem ser aplicadas com prudência. Cada cinturão orogenético apresenta peculiaridades próprias; de fato, existe uma grande variedade de granitóides "tipo I" e "tipo S", com características petrogenéticas definidas (cf. Pitcher, 1983), que, em parte, espelham condições físicas e químicas únicas de geração, transporte e cristalização (e.g., proporções de líquido e fração residual; teores de água dos magmas; fugacidade de oxigênio; maior ou menor homogeneização química durante processos de fusão e cristalização fracionada; etc.). "Granitos" e "granitos" são "diferentes" porque nunca se repetem exatamente as mesmas condições genéticas.

Em Morungaba, os dados obtidos, aliados aos existentes versando sobre feições geológicas regionais, sugerem algumas conclusões preliminares sobre ambientes de colocação. Cumpre destacar:

- a) Os granitóides estudados são posteriores ao magmatismo granitóide da fase "sin-tectônica paroxismal" do Ciclo Brasileiro, caracterizados por Suítes anatéticas (mobilizados do embasamento aflorante), geralmente associadas às rochas migmatíticas (cf. Wernick & Penalva, 1980 a; Wernick *et al.*, 1981; Wernick, 1982 a; Wernick & Artur, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984 a) com idades entre 760 m.a. (Wernick *et al.*, 1981) e 600 m.a. (C.C.G. Tassinari, comunicação verbal).
- b) As estruturas e texturas das rochas estudadas (também do embasamento, cf. Campos Neto *et al.*, 1984 a) sugerem a passagem de ambientes termais mais enérgicos (e/ou de maior profundidade?) para ambientes menos enérgicos (e/ou mais superficiais). Esta variação é muito bem evidenciada pela Suíte Rósea, com granitóides-pórfiros como manifestações sub-vulcânicas (?) últimas.
- c) A possível presença de magmatismo básico-intermediário no Complexo (melagranitóides), aliada à existência de corpos dioríticos brasileiros em regiões vizinhas (cf. Campos Neto *et al.*, 1984 a, 1984 b), definiriam a atuação de um evento magmático com tendências bimodais, mais típicas de ambientes descompressivos (e.g., Petro *et al.*, 1978; ver também Pitcher, 1983; Wernick, 1984 a).

- d) A distribuição geográfica do Complexo Intrusivo de Morungaba sugere controle tectônico linear (ver também Wernick & Penalva, 1980 a) na localização dos corpos magmáticos. A colocação destes é seguida por marcado tectonismo rúptil (ver também Fiori *et al.*, 1978).

O magmatismo granitóide do Complexo (em particular o da Suíte Rôsea) está, portanto, associado a ambientes com características progressivamente mais rúpteis e predominantemente descompressivas, originadas por soerguimento regional e paralelo enrijecimento crustal, durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro (ver também Wernick, 1982 a, 1984 a, 1984 b; Campos Neto *et al.*, 1984 a, 1984 b).

Wernick (1984 a) considera que os granitóides de Morungaba são rochas híbridas, originadas em profundidades crustais médias a elevadas e os correlaciona a uma paleo-zona de Benioff mergulhante para Oeste. Entretanto, uma explicação alternativa deve ser lembrada. Os granitóides de Morungaba estão relacionados aos estágios tardi- a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, ligando-se às fases de progressivo soerguimento regional. Ambientes tectônicos de relaxamento e soerguimento regionais ("tipo Caledoniano", cf. Pitcher, 1983) propiciam o aparecimento de zonas de alívio de pressão na crosta inferior que, conjuntamente com calor proveniente de magmatismo básico infracrustal, resultam em fusão de materiais da crosta inferior e produção de magmas ricos em sílica. A associação de magmas ácidos com magmas básicos possibilita, evidentemente, processos de hibridismo (Didier *et al.*, 1982; Pitcher, 1983; Wernick, 1984 a); porém, acredita-se que os magmas que originaram as Suítes Rôsea e Porfirítica são primários, derivados essencialmente pela fusão de materiais crustais, com baixas razões Rb/Sr.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo paulista. In *Geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo. Secret. Agric. Bol. IGG, 41: 169-263.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & NEVES, B.B.B. - 1976 - The upper pre cambrian of South America. Bol. IGUSP, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1973 - The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. In NAIRN, A.G.M. & STEHLI, F.G. (ed) *The ocean basin and margins*. New York, Plenum. 1: 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DANTAS, A.S.K. & MELO, M.S. - 1981 - História geológica. In *Nota Explicativa*. Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1: 500.000. São Paulo. Pró-Minério/IPT. 97-102.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 30: 159-189.
- ANDERSON, J.L. & ROWLEY, M.C. - 1981 - Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granite magmas, Whipple Mountains, California. In CLARKE, D.B. (ed). *Peraluminous granites*. *Canad. Mineral.* 19: 83-102.
- ARTUR, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos arredores de Itapira, SP. Tese de Mestrado (inédita). São Paulo, IGUSP. 193 p.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e está gios de evolução crustal. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 3081-3090.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. & KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos su perpostos na região de Itapira, SP.: Caracterização e cronologia. In SIMP. REG. GEOL., 2. Atas ... Rio Claro, 1979. SBG. 1: 59-70.
- AUGUSTITHIS, S.S. - 1973 - *Atlas of the textural patterns of grani tes and associated rock types*. Amsterdam. Elsevier. 378 p.

- BADGLEY, P.C. - 1965 - *Structural and tectonic principles*. New York, Harper & Row. 521 p.
- BATEMAN, P.C. & CHAPPELL, B.W. - 1979 - Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 90: 465-482.
- BAYLY, B. - 1968 - *Introduction to petrology*. London. Prentice Hall. 371 p.
- BECKINSALE, R.D. - 1979 - Granite magmatins in the Tin Belt of Southeast Asia. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Nantwich Shiva. 34-44.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C. Dal Ré; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D. P.; MELO, M.S. & CREMONINI, O.A. - 1981 - Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1: 500.000. São Paulo. Prô-Minério/IPT.
- BONIN, B. - 1982 - *Les granites des complexes annulaires*. Bureau de recherches géologiques et minières. *Manuels et Méthodes*, n° 4. Orleans. BRGM. 176 p.
- BORG, I.Y. & SMITH, D.K. - 1969 - *Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals*. *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 122. 896 p.
- BROOKS, C. & COMPSTON, W. - 1965 - The age and initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ of the Heemskink Granite, Western Tasmania. *J. Geophys. Res.*, 70: 6249-6262.
- BROWN, G.C. & FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 28: 310-318.
- BUDDINGTON, A.F. - 1959 - Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70: 671-747.
- CAMBEL, B. & PETRICK, I. - 1982 - The West Carpatian Granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Carpath.*, 33: 255-267.

- CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A. & JIMENES Fº, A. - 1983 - Quadri
cula Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia. In 1ª Jornada Sobre a Carta
Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000. São Paulo. Prô-
Minério/IPT. 137-169.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. & FIGUEIREDO, M.C.H.
- 1984a - Geologia da folha Bragança Paulista, 1: 50.000. Rel.
Prô-Minério/USP. 162 p.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S. & ALVES, F.R.
- 1984b - Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP. In
CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG.
2854-2868.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous
petrology. New York, McGraw-Hill. 739 p.
- CARVALHO, A.; MELFI, A. J.; BITTENCOURT, I.; QUEIRÓZ NETO, J.P. &
NAKASHIMA, R. - 1967 - Sedimentos não-cenozóicos na área de Cam
pinas. Bol. Paran. Geocienc., 26: 71-72.
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C. da S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.
Q.; ROCHA, J.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G. da N.; YAMAMOTO,
K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B. & RAMALHO, R. - 1979 - Projeto
Sapucai, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais:
Relatório final de geologia. Brasília. DNP/CPRM. DNPM, Sé
rie nº 4, Secção Básica nº 2. 299 p. mapa.
- CHAPPELL, B.W. - 1978 - Granitoids from the Moonbi District, New
England Batholith, Eastern Australia. J. Geol. Soc. Australia,
25: 267-283.
- CHAPPELL, B.W. - 1984 - Source rocks of I- and S- type granites in
the Lachlan Folded Belt, Southeastern Australia. In MOORBATH, F.
R.S.; THOMSON, R.N. & OXBURG, F.R.S. (ed). The relative contri
butions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma
genesis. Phil. Trans. R. Soc. London. 310: 693-707.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite ty
pes. Pacific Geol., 8: 173-174.

- CHAYES, F. - 1949 - A simplex point counter for thin-section analysis. *Amer. Mineral.*, 34: 1-11.
- CHERRY, M.E. & TREMBATH, L.T. - 1979 - The disordering of alkali feldspars. I: Dry heating of a microcline perthite. *Canad. Mineral.*, 17: 527-535.
- CHRISTOFOLETTI, A. & QUEIRÓZ NETO, J.P. - 1966 - Os sedimentos da Serra de Santana. *Bol. Paran. Geogr.*, 18/20: 231-245.
- CLARKE, D.B. - 1981 - The mineralogy of peraluminous granites: a review. In CLARKE, D.B. (ed). *Peraluminous granites*. *Canad. Mineral.*, 19: 3-18.
- COBBING, E.J. & PITCHER, W.S. - 1972 - The Coastal Batholith of Central Peru. *J. Geol. Soc. London*, 128: 421-460.
- COBBING, E.J. & MALLICK, D.I.J. - 1983 - A new approach to mapping granites. *Episodes*, 3: 10-14.
- COBBING, E.J.; PITCHER, W.S. & TAYLOR, W.P. - 1977 - Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *J. Geol. Chicago*, 85: 625-631.
- * COMPSTON, W.; MCDUGALL, I. & HEIER, K.S. - 1968 - Geochemical comparison of the mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32: 129-150.
- CORDANI, U.G. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunção e Curitiba. In *Texto Explicativo Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Assunção (SG-21) e folha Curitiba (SG-22)*. Brasília. DNPM. 58-67.
- CORDANI, U.G. - 1980 - Fundamentos de interpretação geocronológica. In CONGR. BRAS. GEOL., 31. Cursos ... Camboriú, 1980. SBG. Bol. 6: 5-22.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinação de idades potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In CONGR. BRAS. GEOL., 21. Anais ... Curitiba, 1967. SBG. 218-233.

- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr de rochas intrusivas no Grupo Açungui. In CONGR. BRAS. GEOL., 25. Anais ... São Paulo, 1971. SBG. 105-110.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J. & LEDENT, D. - 1973 - Orogêneses superposés dans le precambrian du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 1: 1-22.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. - 1979 - *The interpretation of igneous rocks*. London. George Allen & Unwin. 450 p.
- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. These Troisième Cycle (inéédita). Toulouse. Univers. Paul Sabatier. 348 p.
- DALRYMPLE, G.B. & LANPHERE, M.A. - 1969 - *Potassium-Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology*. San Francisco. W.H. Freeman. 258 p.
- DE MARTONNE, E. - 1948 - Problemas geomorfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, 5: 523-550.
- DELHAL, J.; LEDENT, D. & CORDANI, U.G. - 1969 - Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 92: 271-283.
- DIDIER, J. - 1973 - *Granites and their enclaves*. Developments in Petrology (3). Amsterdam. Elsevier. 393 p.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J.L. & LAMEYRE, J. - 1982 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 14: 125-132.
- DOWTY, E. - 1980 - Synneusis reconsidered. *Contr. Mineral, Petrol.*, 74: 75-84.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da facies granulito ao Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40 (supl): 215-229.

- EBERT, E. - 1971 - Os Paraibides entre São João Del Rey (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. In CONGR. BRAS. GEOL., 25. Resumos ... São Paulo, 1971. SBG. Bol. Espec. 1: 177-178.
- EMMONS, R.C. - 1959 - *The universal stage (with five axis of rotation)*. Geol. Soc. Amer., Memoir 8. 205 p.
- ESKOLA, P. - 1932 - On the origin of granite magmas. *Mineral. Petrol.* (N-F.), 42: 455-481.
- FAURE, G. - 1977 - *Principles of isotopic geology*. New York. John Wiley & Sons. 464 p.
- FAURE, G. & POWELL, J.L. - 1972 - *Strontium isotope geology*. Berlin. Springer-Verlag. 188 p.
- FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado: Análise estrutural de dobramentos superpostos. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo. IGUSP. 200 p.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. & BITTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução polícíclica da região Nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In CONGR. BRAS. GEOL., 30. Anais ... Recife, 1978. SBG. 1: 309-320.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. & BITTENCOURT, J.S. - 1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. In CONGR. BRAS. GEOL., 31. Anais ... Camboriú, 1980. SBG. 5: 2893-2905.
- FLOOD, R.H. & SHAW, S.E. - 1977 - Two "S-type" granite suites with low initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios from the New England Batholith, Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 61: 163-173.
- FÚLFARO, J.V. & SUGUIO, K. - 1968 - A formação Rio Claro (Neoceno-zóico) e seu ambiente de deposição. *Bol. IGUSP*, 20: 45-60.
- FYFE, W.S. - 1970 - Some Thoughts on granitic magmas. In NEWALL, G. & RAST, N. (ed). *Proc. Symp. on mechanism of igneous intrusion*. *Geol. Journ. Spec. Issue*. 2: 201-216.

- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. - 1954 - The microcline-sanidine stability relations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 5: 1-19.
- GOMES, C.B.; RUBERTI, E. & WERNICK, E. - 1976 - Caracterização química de feldspatos de rochas graníticas. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 48: 445-452.
- GRAY, C.M. - 1984 - An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in Southeastern Australia. *Earth. Planet. Sci. Let.*, 70: 47-60.
- GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. - 1983 - Síntese geológica da folha Socorro, SP. In *1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000*. São Paulo. Prô-Minério/IPT. 109-134.
- HAACK, V. - 1983 - Reconstruction of the cooling history of the Damaran Orogen by correlation of radiometric ages with geography and altitude. In MARTIN, H. & EDER, F.W. (ed). *Intracontinental folded belts*. Berlin. Springer-Verlag. 873-884.
- HAACK, V.; GOHN, E. & KLEIN, J.A. - 1980 - Rb/Sr ages of granites along the Middle Reaches of the Omaruru River and the timing of orogenic events in the Damara Belt (Namibia). *Contr. Mineral. Petrol.*, 74: 349-360.
- HALLIDAY, A.N.; STEPHENS, W.E. & HARMON, R.S. - 1981 - Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous Cadomian and Acadian granites. In CLARKE, D.B. (ed). *Peraluminous granites*. *Canad. Mineral.*, 19: 205-219.
- HASUI, Y. - 1973 - Tectônica da área das folhas São Roque e Pilar do Sul. Tese de Livre docência (inédita). São Paulo. IGUSP. 190 p.
- HASUI, Y. & HAMA, M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método K/Ar. *Rev. Bras. Geociênc.*, 2: 18-24.
- HASUI, Y.; PENALVA, F. & HENNIES, W.J. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. In CONGR. BRAS. GEOL., 23. Anais ... Salvador, 1969, 101-134.

- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C. Dal Ré & BISTRICHI, C.A.
- 1981 - O embasamento precambriano e o eopaleozóico em São Paulo. In *Nota Explicativa. Mapa geológico do Estado de São Paulo*, 1: 500.000. São Paulo. Prô-Minério/IPT. 12-45.
- HATCH, F.H.; WELLS, A.K. & WELLS, M.K. - 1972 - *Petrology of igneous rocks*. London. Thomas Murby. 13^a ed. (revisada). 551 p.
- HAWKESWORTH, C.J. - 1979 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Nantwich. Shiva. 76-89.
- HEINRICH, E.W.M. - 1980 - *Petrografia microscópica*. Barcelona, Omega. (Trad. STRONG, P.M.). 2^a ed. 320 p.
- HIBBARD, M.J. - 1979 - Myrmequite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 90: 1047-1062.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1978 - Contrast between I- and S- type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, 25: 219-234
- HOLDER, M.T. - 1979 - An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Nantwich. Shiva. 116-128.
- HUTCHISON, C.S. - 1974 - *Laboratory handbook of petrographic techniques*. New York. John Wiley & Sons. 527 p.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. New York. McGraw-Hill. 533 p.
- HYNDMAN, D.W. - 1981 - Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9: 244-249
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - 1972 - *Folhas topográficas de Valinhos e Jundiaí*, 1: 50.000. Rio de Janeiro.

- ISHIHARA, S. - 1977 - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Minning. Geol.*, 27: 293-305.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - Aspectos estruturais e tectônicos dos granitóides. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 2787-2808.
- x JOHANNSEN, A. - 1932 - *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Vols. I e II. Chicago. Univ. Chicago Press.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C. & WERNICK, E. - 1984 - Implicações geotectônicas da variação composicional, temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro do Escudo Sul-Riograndense. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 2978-3000.
- KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo. IGUSP. 111 p.
- KOVALENKO, N.I. - 1977 - The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochim. Int.*, 14: 108-118.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 14: 169-189
- LARSEN, E.S. - 1948 - *The Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey Quadrangles, Southern California*. Geol. Soc. Amer., Memoir 29. 182 p.
- LEGGO, P.J.; TANNER, P.W.G. & LEAKE, B.E. - 1969 - Isochron study of Donegal Granite and certain rocks of Britain. In KAY, M. (ed). *North Atlantic geology and continental drift*. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 12: 354-362.
- LUTH, W.C. & TUTTLE, O.F. - 1969 - The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. In LARSEN, H.L. (ed). *Igneous and metamorphic geology*. Geol. Soc. Amer., Memoir 115. 513-548.

- MANNING, D.A.C. - 1981 - The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76: 206-215.
- MARMO, V. - 1971 - *Granite petrology and the granite problem*. Developments in Petrology (2). Amsterdam. Elsevier. 244 p.
- MCCARTHY, T.S. & CAWTHORN, R.G. - 1978 - Changes in initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio during protracted fractionation igneous complexes. *J. Petro.*, 21: 245-264.
- MCCULLOCH, M.T. & CHAPPELL, B.W. - 1982 - Nd isotopic characteristics of S- and I- type granites. *Earth. Planet. Sci. Let.*, 58: 51-64.
- MCCULLOCH, M.T., JAQUES, A.L.; NELSON, D.R. & LEWIS, J.D. - 1983 - Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin. *Nature*, 302: 400-403.
- MEHNERT, K.R. - 1971 - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Developments in Petrology (1). Amsterdam. Elsevier. 405 p.
- MEHNERT, K.R. & BÜSCH, W. - 1981 - The Ba content of K-feldspar megacryst in granites: a criterion for their formation. *N. Jb. Miner. Abh.*, 140: 221-252.
- MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I. & QUEIRÓZ NETO, J.P. - 1966 - Observações sobre a sedimentação post-cretácea na Região de Campinas, SP. *Bol. SBG*, 1: 83-85.
- MILLER, C.F.; STODDART, E.F.; BRADFISH, L.J. & DOLLASE, W.A. - 1981 - Composition of plutonic muscovite: genetic implications. In CLARKE, D.B. (ed). *Peraluminous granites*. *Canad. Mineral.*, 19: 25-34.
- MIYASHIRO, A.; AKI, K. & CELÂL SENGÖR, A.M. - 1982 - *Orogeny*. New York. John Wiley & Sons. 242 p.
- MO, X.; CARMICHAEL, I.S.E.; RIVERS, M. & ETEBBINS, J. - 1982 - The partial molar volume of Fe_2O_3 in multicomponent silicate liquids and the pressure dependence of oxygen fugacity in magmas. *Miner. Magaz.*, 45: 237-245.

- MOORHOUSE, W.W. - 1959 - *The study of rocks in thin section*. New York. Harper & Row. 514 p.
- MURATA, M.; ITAYA, T. & UEDA, Y. - 1983 - Sulphide and oxide minerals from the Ohmine Granitic rocks in Kii Peninsula, Central Japan, and their primary paragenetic relations. *Contr. Mineral. Petrol.*, 84: 58-65.
- NOCKOLDS, S.R.; KNOX, R.W. O'B. & CHINNER, G.A. - 1978 - *Petrology for students*. Cambridge. Cambridge Univ, Press. 435 p.
- OLATUNJI, J.A. - 1977 - Petrogenetic significance of the state of K-feldspars from spatially related granitic intrusives in West Herberton, North Queensland. *J. Geol. Soc. Australia*, 24: 15-18.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, Sp. *Rev. Bras. Geociênc.*, 3: 257-278.
- PANKHURST, R.J. - 1979 - Isotope and trace element evidence for the origin and evolution of Caledonian granites in the Scottish Highlands. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Nantwich. Shiva. 18-33.
- PAPANASTASSIOU, D.A. & WASSERBURG, G.J. - 1969 - Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth. Planet. Sci. Let.*, 5: 361-376.
- PARSONS, I. - 1978 - Feldspars and fluids in cooling plutons. *Miner. Magaz.*, 42: 1-14.
- PARSONS, I. & BOYD, R. - 1971 - Distribution of potassium feldspar polymorphs in intrusive sequences. *Miner. Magaz.*, 38: 295-311.
- PENALVA, F. - 1964 - Sedimentos neocenozóicos dos rios Jundiá, Atibaia e Jaguari. In CONGR. BRAS. GEOL., 18. Teses ... Poços de Caldas, 1964. SBG.

- PENALVA, F. & WERNICK, E. - 1973 - Compartimentação tectônica em parte do Precambriano paulista. In CONGR. BRAS. GEOL., 27. Resumos ... Aracaju, 1973. SBG. 128-129.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.A.; FÚLFARO, V.J. & PONÇANO, W.L. - 1982 - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Edição Preliminar. In *Jornal do Geólogo* (supl. espec.). SBG. 55 p.
- PETRO, W.L.; VOGEL, T.A. & WILBAND, J.T. - 1979 - Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26: 217-235.
- PHILLIPS, E.R. - 1974 - Myrmequite - one hundred years later. *Lithos*, 7: 181-194.
- PHILLIPS, E.R. - 1980 - On poligenetic myrmequite. *Geol. Magaz.*, 117: 29-36.
- PITCHER, W.S. - 1978 - The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London*, 135: 157-182.
- PITCHER, W.S. - 1979 a - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136: 627-662.
- PITCHER, W.S. - 1979 b - Comments on the geological environments of granites. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Nantwich. Shiva. 1-18.
- PITCHER, W.S. - 1983 - Granite type and tectonic environment. In HSÜ, K.J. (ed). *Mountain Building Processes*. London. Academic Press. 19-40.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R. - 1972 - *The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing*. New York. Wiley-Interscience. 435 p.
- PIWINSKII, A.J. - 1968 - Studies of batholithic feldspars: Sierra Nevada, California. *Contr. Mineral. Petrol.*, 17: 204-223.

- PIWINSKII, A.J. & WYLLIE, P.J. - 1968 - Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *J. Geol.*, 76: 205-234.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C. Dal Ré; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F. M. & PRANDINI, F.L. - 1981 - Notícia Explicativa. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, 1: 1.000.000. São Paulo. Prô-Minério/IPT. 94 p.
- PRESNALL, D.C. & BATEMAN, P.C. - 1973 - Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{SiO}_2\text{H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84: 3181-3202.
- RAGUIN, E. - 1965 - *Geology of granite*. New York. Wiley-Interscience. 314 p.
- READ, H.H. - 1957 - *The granite controversy. Geological addresses illustrating the evolution of a disputant*. Herstford. Thomas Murby. 430 p.
- RIBBE, P.H. - 1975 - The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. *Miner. Soc. Amer. Short Course Notes*. Vol. 2. R1-R52.
- RODDICK, J.C. & COMPSTON, W. - 1977 - Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox. *Earth. Planet. Sci. Let.*, 34: 238-246.
- SARTORI, P.L.P. - 1978 - Petrologia do Complexo Granítico de São Sapê, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IGUSP. 196 p.
- SARTORI, P.L.P. & RUEGG, N.R. - 1979 - O Complexo Granítico São Sepe, Rio Grande do Sul, e a evolução das rochas graníticas na Região Orogênica do Sudeste. *Bol. IGUSP*, 10: 69-78.
- SCHOBENNHAUS Fº, C., coord. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). Texto Explicativo. Brasília. DNPM. 240 p. mapa.

- SCHOBENNHAUS F., coord. - 1981 - Carta Geológica do Brasil, 1: 2.500.000. Brasília. DNPM. mapa.
- SHAND, S.J. - 1927 - *The eruptive rocks. Their Genesis, classification and their relation to ore deposits.* London. Thomas Murby. 360 p.
- SHELLEY, D. - 1964 - On myrmecite. *Amer. Mineral.*, 49: 41-52.
- SMITH, J.V. - 1956 - The powder pattern and lattice parameters of plagioclase feldspars. I: The soda-rich plagioclase. *Mineral. Magaz.*, 31: 47-68.
- SMITH, J.V. - 1974 - *Feldspars minerals.* Berlin. Springer-Verlag. Vols. I e II.
- SOARES, P.C., coord. - 1976 - Projeto Caldas II. Relatório Final. Convênio DNPM/FFCLRC. 46 p.
- SPRY, A. - 1969 - *Metamorphic textures.* New York. Pergamon Press. 350 p.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. - 1978 - Subcomission on geochronology: Convection on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. In *Studies in Geology.* Michigan. 1: 67-72.
- STEPHANSSON, O. - 1975 - Polydiapirism of granitic rocks in the Sveeoffenian of Central Sweden. *Precambrian Res.*, 2: 189-214.
- STEPHENS, W.E. & HALLIDAY, A.N. - 1979 - Compositional variation in the Galloway plutons. In ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (ed). *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence.* Nantwich Shiva. 9-17.
- STEWART, D.B. & WRIGHT, T.L. - 1974 - Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97: 356-377.

- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- TAKARASHI, M.; ARAKAMI, S. & ISHIHARA, S. - 1980 - Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. In ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. (ed). *Granitic magmatism and related mineralization. Mining Geol. (Spec. Issue)*, 8: 13-28.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. Tese de Mestrado (inédita). São Paulo. IGUSP. 99 p.
- TORQUATO, J.R. - 1974 - Geologia do SW de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo. IGUSP. 243 p.
- TROEGER, W.E. - 1979 - Optical determination of rock-forming minerals. I: Determinative tables. (Trad. HOFFMAN, C.; BAMBAUER, H. V.; TABORSKY, F. & TROCHIM, H.D.). Stuttgart. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch-handlung. 188 p.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. - 1958 - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAISi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{H}_2\text{O}$* . Geol. Soc. Amer., Memoir 74. 153 p.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Livre Docência (inédita). São Paulo. IGUSP. 700 p.
- ULBRICH, M.N.C. - 1983 - Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Cadas, MG-SP. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IGUSP. 369 p.
- VANCE, J.A. - 1961 - Zoned granitic intrusion: an alternative hypothesis of origin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72: 1723-1728.
- VANCE, J.A. - 1969 - On synneusis. *Contr. Mineral. Petrol.*, 24: 7-29.
- WALSH, J.N.; BECKINSALE, R.D.; SKELHORN, R.R. & THORPE, R.S. - 1979 - Geochemistry and petrogenesis of tertiary granitic rocks

from the Island of Mull, Northwest Scotland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 71: 99-116.

WALTON, M. - 1955 - The emplacement of granite. *Amer. Jour. Sci.*, 253: 1-18.

WERNICK, E. - 1967 - A geologia da Região de Amparo (Leste do Estado de São Paulo). Tese de Doutorado (inédita). Rio Claro. UNESP. 235 p.

WERNICK, E. - 1972 a - Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o Maciço de Morungaba, Leste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geociênc.*, 2: 129-138.

WERNICK, E. - 1972 b - A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, Leste do Estado de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos. *Bol. Geol.*, Vol. 16. 110 p.

WERNICK, E. - 1972 c - Sobre a ocorrência de rochas calco-silicáticas nas proximidades de Duas Pontas, Município de Arcadas, Leste do Estado de São Paulo. *Ciênc. Cult.*, 24: 358-367.

WERNICK, E., coord. - 1977 - Projeto Ouro Fino. Relatório Final. Convênio DNPM/FFCLRC. 97 p.

WERNICK, E. - 1978 a - Contribuição à estratigrafia do Precambriano do Leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geociênc.*, 8: 206-216

WERNICK, E. - 1978 b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé (SP) e (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50: 337-352.

WERNICK, E. - 1982 a - Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do Sul do Brasil. In CONGR. BRAS. GEOL., 32. Anais ... Salvador, 1982. SBG. 2: 490-499.

WERNICK, E. - 1982 b - Caracterização e evolução da suíte granitóide rósea no Sul do Brasil. *Geociências*, 1: 99-111

WERNICK, E. - 1983 - Enclaves e seu significado geológico. *Geociências*, 2: 87-96.

- WERNICK, E. - 1984 a - Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 2738-2756.
- WERNICK, E. - 1984 b - Caracterização genética de alguns granitoides brasileiros dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 2902-2918.
- WERNICK, E. & FERNANDES, N.A. - 1972 - Triclinicidade de feldspatos potássicos de rochas graníticas do Maciço de Morungaba, SP. In CONGR. BRAS. GEOL., 26. Anais ... Belém, 1972. SBG. 51-56.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1973 - As relações entre os grupos Amparo e Itapira, SP. In CONGR. BRAS. GEOL., 28. Resumos ... Porto Alegre. 1974. SBG. Bol. Espec. 1: 116-117.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1974 - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no Leste paulista e Sul de Minas Gerais. In CONGR. BRAS. GEOL., 28. Anais ... Porto Alegre, 1974. SBG. 5: 155-160.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do Sul do Brasil. Rev. Bras. Geociênc., 8: 113-133.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1980 a - O Grupo Pinhal na região Nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. Bol. IGUSP, 11: 1-20.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1980 b - Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). Rev. Bras. Geociênc., 10: 43-62.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução policíclica de terrenos arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. In SIMP. GEOL. MINAS GERAIS. Geologia do Precambriano. Anais... Belo Horizonte, 1983. SBG. 50-62.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. - 1976 a - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiaí e regiões adjacentes. Rev. Bras. Geo

ciênc., 6: 125-135.

- WERNICK, E.; PANTOJA, J.L. & NICOLA, J.P. - 1976 b - Megacrístais do Maciço Granítico de Socorro (SP e MG). In CONGR. BRAS. GEOL. 29. Resumos ... Belo Horizonte, 1976. SBG. Bol. Espec. 1: 329.
- WERNICK, E., ARTUR, A.C. & FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação dos da dos geocronológicos da região Nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In SIMP. REG. GEOL., 3. Anais ... Curitiba, 1981. SBG. 1: 328-342.
- WERNICK, E.; HÖRMANN, P.K.; ARTUR, A.C. & EULERT, H. - 1984 a - Aspectos petrológicos do Complexo Granítico de Socorro (SP/MG): Dados analíticos e discussão preliminar. *Rev. Bras. Geociênc.*, 14: 23-29.
- WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. & HÖRMANN, P.K. - 1984 b - Caracterização da zona marginal charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. In CONGR. BRAS. GEOL., 33. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. SBG. 2919-2934.
- * WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. - 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. In SYMP. *Experimental petrology related to extreme metamorphism*. *Tectonoph.*, 43: 7-22.
- * WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. - 1983 - Granitoid types and their distribution in the Lachlan Folded Belt, Southeast Australia. In RODDICK, J.C. (ed). *Circum-Pacific plutonic terranes*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., Memoir 159. 21-34.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas*. (Trad. BURGER JR., C.B.) Porto Alegre. Edgard Blücher/URGS. 4^a ed. 254 p.
- WONES, D.R. - 1980 - Contributions of crystallography, mineralogy and petrology to the geology of the Lucern Pluton, Hancock Country, Maine. *Amer. Mineral.*, 65: 411-437.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. - 1965 - Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Mineral.*, 50: 1228-1272.

- x WYLLIE, P.J. - 1977 - Crustal anatexis: an experimental review.
In SYMP. *Experimental petrology related to extreme metamorphism.*
Tectonoph., 43: 41-71.
- y WYLLIE, P.J. - 1979 - Magmas and volatile components. *Amer. Mineral.*,
64: 469-500.
- WYLLIE, P.J. - 1984 - Source of granitoid magmas at convergent plate boundaries. In ALLÈGRE, C.J. & DIDIER, J. (ed). *Granitoids.*
Phys. Earth. Planet. Int., 35: 12-18.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1959 - Effects of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. *Amer. Journ. Sci.*, 257: 648-655.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1960 - Experimental investigation of silicate systems containing two volatiles components. I: Geometrical considerations. *Amer. Journ. Sci.*, 258: 498-517.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1961 - Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. II: The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. Journ. Sci.*, 259: 128-143.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. - 1964 - Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. III: The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and LiO_2 in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. Journ. Sci.*, 262: 930-939.
- x WYLLIE, P.J.; HYANG, W.; STERN, C.R. & MAALØE, S. - 1976 - Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. *Canad. Journ. Earth. Sci.*, 13: 1007-1019.
- YAGÜE, A.A.; MULAS, F.B.; MATESANZ, J.L.B.; CACHO, L.G. & SERRANO, V.S. - 1983 - Caracterization de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, 39: 238-306.

YORK, D. - 1966 - Least square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Let.*, 5: 320-324.

YOUNKER, L.W. & VOGEL, T.A. - 1976 - Plutonism and plate dynamics: the origin of circum-Pacific batholiths. *Canad. Mineral.*, 14: 238-244.

ZWART, H.J. - 1967 - The duality of orogenic belts. *Geol. Mijnbouw*, 46: 283-304.

COLEÇÃO
T1096

COMPLEXO DE MORUNGABA (PARTES MERIDIONAL E ORIENTAL) MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

— CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS —

- Cidades e povoados
- Estrada pavimentada
- Estrada pavimentada aproximada
- Estrada não pavimentada
- Estrada secundária
- Rede de drenagem
- Afloramento amostrado

COMPLEXO DE MORUNGABA

(PARTES MERIDIONAL E ORIENTAL)

MAPA GEOLÓGICO

— CONVENÇÕES —

GEOLÓGICAS

- Sedimentos recentes
- Associação de granitóides pórfiros II (P)
- Associação de granitóides pórfiros I (GP)
- Associação róseas (R)
- Associação rósea I (RI), rósea II (RII) e rósea III (RIII)
- Fácies rósea hololeucocrática (Rh)
- Fácies branca hololeucocrática (Rb)
- Fácies a "dois feldspatos" rósea média II (RF)
- Associação a "dois feldspatos" branca (FB)
- Associação a "dois feldspatos" manchada (FM)
- Associação a "dois feldspatos" norte (FN)
- Associação a "dois feldspatos" rósea II (FG)
- Associação a "dois feldspatos" rósea I (FP)
- Associação a "dois feldspatos" cinzenta I (FCI)
- Associação a "dois feldspatos" cinzenta II (FCII)
- Associação a "dois feldspatos" orientada (FO)
- Associações cinzentas. Associação cinzenta I (CI). Associação cinzenta II (CII)
- Associações róseo-acinzentadas. Associação róseo-acinzentada I (RCI)
- Associação róseo-acinzentada II (RCII)

- Associação de granitóides porfíricos I (PI)
- Associação de granitóides porfíricos II (PII)
- Associação de granitóides porfíricos III (PIII)
- Associação de melanogranitóides (M)
- Complexo Amparo
- Corpos xenolíticos maiores
- Corpos satélites
- Zonas de migmatitos de injeção (predominante agmatitos e estromatolitos)
- Contato observado
- Contato aproximado
- Contato sugerido
- Traço de planos principais de falhamento / fraturamento
- Traço de foliação em granitóides
- Foliação cataclástica / milonítica
- Foliação gnáissica

TOPOGRÁFICAS

- Cidades e povoados
- Estrada pavimentada
- Estrada pavimentada aproximada
- Estrada não pavimentada
- Estrada secundária
- Rede de drenagem

PLANTA DE SITUAÇÃO

SITUAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

NG

ESCALA 1:50.000

1984