UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DA FAIXA SÃO ROQUE E INTRUSIVAS
ASSOCIADAS NA REGIÃO ENTRE SÃO PAULO E
MAIRIPORÃ, NORTE DE SÃO PAULO - SP

Agamenon Sergio Lucas Dantas

Orientador: Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA FAIXA SÃO ROQUE E INTRUSIVAS
ASSOCIADAS NA REGIÃO ENTRE SÃO PAULO E
MAIRIPORÃ, NORTE DE SÃO PAULO, SP**

Agamenon Sergio Lucas Dantas

Orientador: Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

COMISSÃO EXAMINADORA:

Nome

Assinatura

Presidente: Dr. B.B.B. Neves

Examinadores: Dr. M.A.F. de Oliveira

Dr. M.E.da Silva

São Paulo
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA FAIXA SÃO ROQUE E INTRUSIVAS
ASSOCIADAS NA REGIÃO ENTRE SÃO PAULO E
MAIRIPORÃ, NORTE DE SÃO PAULO, SP**

Agamenon Sergio Lucas Dantas

Orientador: Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004841

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1990

*À minha companheira Lúcia e
aos meus filhos João Lucas e Helena
pela convivência que esta incursão
acadêmica nos subtraiu.*

Índice Geral

Índice das Figuras	v
Índice dos Quadros	vii
Índice das Tabelas	ix
Resumo	xi
Abstract	xiii
Agradecimentos	xv
Capítulo 1 - Introdução	1
1.1. Aspectos Gerais. Apresentação do Tema. Objetivos	1
1.2. Área Estudada	1
1.2.1. Localização, Acessos e Aspectos Fisiográficos	1
1.3. Materiais e Métodos de Trabalho	3
1.3.1. Material Utilizado	3
1.3.2. Métodos de Trabalho	3
1.3.2.1. Etapa Preliminar	3
1.3.2.2. Trabalhos de Campo	4
1.3.2.3. Tratamento dos Dados	4
1.3.2.4. Confecção de Mapas e Perfis	6
Capítulo 2 - Contexto Regional e Conhecimento Prévio	9
2.1. Contexto Geológico Regional	9
2.2. Aspectos Geomorfológicos	11
2.3. Trabalhos Anteriores	13
2.3.1. Estudos Pioneiros	13
2.3.2. A Evolução do Conhecimento da Faixa São Roque e das Áreas Adjacentes	14
2.3.3. Trabalhos Prévios na Faixa entre Guarulhos e Mairiporã	20
Capítulo 3 - Descrição das Unidades	25
3.1. Embasamento Pré-São Roque	25
3.1.1. Complexo Gnáissico-Migmatítico - Unidade Inferior	25
3.1.1.1. Migmatitos Diatexiticos (EDtx)	25
3.1.1.2. Migmatitos Metatexiticos (EMtx)	25
3.1.1.3. Ortognaisses Miloníticos e Blastomiloníticos (γ og)	26
3.1.2. Complexo Gnáissico-Migmatítico - Unidade Superior	27
3.1.2.1. Xistos (Ex)	27
3.1.2.2. Gnaisses Bandados (EGnb)	28
3.1.2.3. Paragnaisses Quartzosos e Quartzitos Alterados (EGnq)	28
3.2. Grupo São Roque - Unidade Inferior	30
3.2.1. Suíte Meta-ígneia Básica a Intermediária	30
3.2.1.1. Anfibolitos Maciços e Xistosos (SiA)	30
3.2.1.2. Anfibolitos Bandados (SiAb)	32
3.2.1.3. Metatufos Vítreos e Líticos (SiTu)	32
3.2.2. Rochas Subvulcânicas Ácidas a Intermediárias (SiMvi)	32
3.2.3. Metaultrabasitas (SiMu)	33
3.2.4. Metassedimentos Químicos-Detríticos	33
3.2.5. Metassedimentos Psamítico-Psefíticos	36
3.2.5.1. Quartzitos (SiQ)	36
3.2.5.2. Metarenitos Arcoseanos, Metarcóseos e Metagrauvacas (SiMc)	37
3.2.5.3. Metaconglomerados e Metabrechas (SiMg)	37
3.2.6. Metassedimentos Pelítico-Psamíticos	37
3.2.6.1. Micaxistos, Hornfels Xistosos e Xistos Migmatizados (SiX)	37
3.2.6.2. Micaxistos Porfiroblásticos (SiXp)	39
3.2.6.3. Micaxistos e Metarenitos Alterados (SiXm)	39
3.2.6.4. Filitos Laminados (SiFv)	40
3.3. Grupo São Roque - Unidade Superior	41
3.3.1. Filitos Bandados (SsFb)	41

3.3.2. Metarritmitos Pelito-Psamíticos (SsMr)	41
3.3.3. Metarenitos Bandados (SsMt)	42
3.4. Rochas Granitóides Intrusivas	44
3.4.1. Suíte Granitóide Pré-Tectônica (γ_1)	45
3.4.1.1. Maciço da Barroca Funda (γ_1 Bf)	46
3.4.1.2. Maciço de Francisco Morato (γ_1 Fm)	46
3.4.1.3. Maciço de Vargem Grande (γ_1 Vg)	46
3.4.1.4. Maciço do Mato Dentro (γ_1 Md)	47
3.4.1.5. Maciço da Pedra Vermelha (γ_1 Pv)	47
3.4.1.6. Maciço da Vila dos Remédios (γ_1 Vr)	47
3.4.2. Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica (γ_2)	49
3.4.2.1. Características Gerais	49
3.4.2.1.1. Maciço da Cantareira (γ_2 C)	49
3.4.2.1.2. Maciço de Mairiporã (γ_2 M)	50
3.4.2.2. Mineralogia e Petrografia	52
3.4.2.3. Enclaves	56
3.4.2.4. Principais Fácies Texturais-Petrográficas	57
3.4.2.4.1. Maciço da Cantareira (γ_2 C)	59
3.4.2.4.2. Maciço de Mairiporã (γ_2 M)	62
3.4.3. Suíte Granitóide Tardi-Tectônica (γ_3)	64
3.4.3.1. Maciço de Taipas (γ_3 T)	64
3.4.3.1.1. Características Gerais	64
3.4.3.1.2. Mineralogia e Petrografia	64
3.4.3.1.3. Enclaves	66
3.4.3.1.4. Principais Fácies Texturais-Petrográficas	66
3.4.4. Suíte Granitóide Pós-Tectônica (γ_4)	67
3.4.4.1. Maciço Morro de Perus (γ_4 Mp)	67
3.4.4.1.1. Características Gerais	67
3.4.4.1.2. Mineralogia e Petrografia	67
3.4.4.1.3. Principais Fácies Texturais-Petrográficas	67
3.4.4.2. Maciço do Juqueri (γ_4 Ju)	68
3.4.4.2.1. Características Gerais	68
3.4.4.2.2. Mineralogia e Petrografia	68
3.4.4.3. Maciços Turmaliníferos de Perus (γ_4 Tp)	69
3.4.4.3.1. Características Gerais	69
3.4.4.3.2. Mineralogia e Petrografia	69
3.4.4.3.3. Enclaves	70
3.4.4.3.4. Principais Fácies Texturais-Petrográficas	70
3.5. Rochas Intrusivas Ácidas Filonianas (γ_5)	73
3.5.1. Pegmatitos (γ_5 p)	73
3.5.2. Aplitos	73
3.5.3. Mobilizados Quartzo-Feldspáticos, Veios de Quartzo e Epidoto	73
3.6. Rochas Miloníticas e Cataclásticas (α mc)	74
3.7. Coberturas Cenozóicas	75
3.7.1. Formação São Paulo (TQs) e Sedimentos Correlatos (TQis)	75
3.7.2. Depósitos Colúvio-Eluvionares (Qc) e Aluvionares (Qa)	76
Capítulo 4 - Litoquímica	77
4.1. Rochas Metabásicas do Grupo São Roque	77
4.2. Rochas Granitóides	92
4.2.1. Elementos Maiores e Traços	92
4.2.1.1. Aspectos Gerais	92
4.2.1.2. Ortognaisses do Embasamento Pré-São Roque	99
4.2.1.3. Granitóides da Suíte Pré-Tectônica (γ_1)	99
4.2.1.4. Maciço da Cantareira (γ_2 C)	103
4.2.1.5. Maciço de Mairiporã (γ_2 M)	105
4.2.1.6. Maciço de Taipas (γ_3 T)	105

4.2.1.7. Maciço Morro de Perus (γ_4 Mp)	106
4.2.1.8. Maciços Turmaliníferos de Perus (γ_4 Tp)	107
4.2.2. Padrão dos Elementos Terras-Raras	108
Capítulo 5 - Geologia Estrutural	113
5.1. Estruturas Primárias	113
5.1.1. Embasamento Pré-São Roque	113
5.1.2. Grupo São Roque	113
5.1.3. Rochas Granitóides	114
5.2. Estruturas Secundárias	115
5.2.1. Foliações	115
5.2.1.1. Foliações Secundárias em Rochas Metamórficas	115
5.2.1.1.1. Bandamento Gnáissico (S_n)	115
5.2.1.1.2. Clivagem Ardosiana e Xistosidade (S_1)	116
5.2.1.1.3. Clivagens de Crenulação (S_2 e S_3)	116
5.2.1.1.4. Clivagens de Fratura (S_3 e S_4)	117
5.2.1.1.5. Foliações Miloníticas e Cataclásticas	117
5.2.1.2. Foliações Secundárias em Rochas Granitóides	118
5.2.2. Lineações	118
5.2.2.1. Eixos de Dobras	118
5.2.2.2. Lineações de Intersecção	119
5.2.2.3. Estrias de Cisalhamento (L_c)	119
5.2.2.4. Lineações Minerais (L_m)	119
5.2.2.5. Lineações por Elongação de Objetos Deformados	119
5.2.3. Dobras	120
5.2.3.1. Dobras no Embasamento Pré-São Roque	120
5.2.3.2. Dobras no Grupo São Roque	121
5.2.3.2.1. Grupo de Dobras D_1	121
5.2.3.2.2. Grupo de Dobras D_2	122
5.2.3.2.3. Grupo de Dobras D_3	122
5.2.3.2.4. Grupo de Dobras D_4	123
5.2.4. Zonas de Cisalhamento, Falhas e Fraturas	123
5.2.4.1. Principais Zonas de Cisalhamento	123
5.2.4.2. Fraturas	126
5.2.4.3. A Recorrência e Sucessão dos Eventos de Cisalhamento	126
5.3. Padrões de Superposição das Estruturas	127
5.3.1. Análise Mesoscópica	127
5.3.1.1. Superposição de Foliações	127
5.3.1.2. Padrões de Interferência de Dobras	127
5.3.2. Análise Macroscópica	129
5.3.2.1. Levantamento em Detalhe de Afloramentos	129
5.3.2.2. Estudo Estatístico de Domínios Homogêneos	129
5.3.3. Análise Microscópica	137
5.4. Fases de Dobramento	138
5.4.1. Grupo São Roque	138
5.4.2. Embasamento Pré-São Roque	140
Capítulo 6 - Metamorfismo	143
6.1. Generalidades	143
6.2. Assembléias Minerais e Fácies Metamórficas	143
6.2.1. Embasamento Pré-São Roque	143
6.2.2. Grupo São Roque	144
6.2.2.1. Rochas Metapelíticas e Metapsamíticas	144
6.2.2.2. Rochas Anfibolíticas	145
6.2.2.3. Rochas Metacarbonáticas	146
6.3. Metamorfismo e Deformação	146
Capítulo 7 - Magmatismo Granitóide: Aspectos Genéticos e Tectônicos	149
7.1 Generalidades	149

7.2. Ortognaisses do Embasamento Pré-São Roque	149
7.2.1. Aspectos Genéticos	149
7.2.2. Tectônica de Alojamento.....	149
7.3. Suíte Granitóide Pré-Tectônica (γ_1)	150
7.3.1. Aspectos Genéticos	150
7.3.2. Evolução Magmática	150
7.3.3. Tectônica de Alojamento.....	150
7.4. Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica (γ_2)	151
7.4.1. Aspectos Genéticos	151
7.4.2. Evolução Magmática	151
7.4.2.1. O Problema dos Megacristais Tardios de K-feldspato	152
7.4.3. Tectônica de Alojamento.....	155
7.5. Suíte Granitóide Tardi-Tectônica (γ_3)	157
7.5.1. Aspectos Genéticos	157
7.5.2. Tectônica de Alojamento.....	157
7.5.3. Evolução Magmática	157
7.6. Suíte Granitóide Pós-Tectônica (γ_4)	158
7.6.1. Aspectos Genéticos	158
7.6.2. Tectônica de Alojamento.....	158
7.6.3. Evolução Magmática	159
Capítulo 8 - Estratigrafia.....	163
8.1. Embasamento Pré-São Roque.....	163
8.1.1. Relações Estratigráficas	163
8.1.2. Correlações e Idade.....	164
8.2. Grupo São Roque	165
8.2.1. Considerações Gerais	165
8.2.2. Relações Estratigráficas na Área da Folha Guarulhos	166
8.2.3. Correlações e Idades.....	168
8.2.4. Ambiente de Sedimentação e Tectônica: Considerações Gerais	171
Capítulo 9 - Evolução Geológica	175
9.1. Domínio Piracaia-Jundiá	175
9.2. Domínio São Roque	176
Capítulo 10 - Recursos Minerais	181
Capítulo 11 - Conclusões	183
Capítulo 12 - Bibliografia	189

ANEXOS:

- Documentação Fotográfica - 42 estampas coloridas
- Mapa Geológico
- Mapa de Estruturas
- Mapa de Amostragem, Caminhamento e Análises efetuadas

Índice das Figuras

Figura 1	- Mapa de localização dos principais acessos e drenagens.....	2
Figura 2	- Diagrama QAP (IUGS, 1973) de classificação das rochas plutônicas	5
Figura 3	- Contexto geológico da área de estudo	10
Figura 4	- Principais unidades geomorfológicas.....	12
Figura 5	- Diagrama QAP de amostras do Embasamento Pré-São Roque	27
Figura 6	- Magmatismo básico e plutonismo granitóide da área estudada	44
Figura 7	- Diagrama QAP de amostras da Suíte Granitóide Pré-Tectônica	45
Figura 8	- Diagrama QAP de amostras do Maciço da Cantareira (γ_2C)	50
Figura 9	- Diagrama QAP de amostras do Maciço de Mairiporã (γ_2M)	51
Figura 10	- Principais faciologias texturais e petrográficas dos maciços granitóides da Cantareira, Mairiporã e Taipas	58
Figura 11	- Diagrama QAP de amostras do Maciço da Cantareira. Fácies Porfiróide Creme, Fácies Porfiróide rósea, Fácies Porfiróide Cinza Azulada e Fácies Pegmatóide, e Fácies Ortognáissica	60
Figura 12	- Diagrama QAP de amostras do Maciço da Cantareira. Fácies Equigranular Cinza, Fácies Inequigranular Cinza, Fácies Bandada e Fácies Inequigranular Leucocrática	63
Figura 13	- Diagrama QAP de amostras do Maciço de Taipas (γ_3T)	65
Figura 14	- Diagrama QAP de amostras dos Maciços Turmaliníferos de Perus (γ_4Tp), Morro de Perus (γ_4Mp) e Juqueri (γ_4Ju)	71
Figura 15	- Diagrama TAS de LE BAS <i>et al.</i> (1986)	77
Figura 16	- Diagrama AFM para rochas metabásicas do Grupo São Roque	78
Figura 17	- Diagrama Cr vs. FeO ^t /MgO para rochas metabásicas do Grupo São Roque	79
Figura 18	- Diagrama FeO ^t vs. FeO ^t /MgO para rochas metabásicas do Grupo São Roque	79
Figura 19	- Diagrama TiO ₂ -K ₂ O-P ₂ O ₅ para rochas metabásicas do Grupo São Roque.....	80
Figura 20	- Diagrama TiO ₂ vs. ZrO ₂ /P ₂ O ₅ (FLOYD & WINCHESTER, 1976)	81
Figura 21	- Diagramas de HARKER para as rochas meta-ígneas da área mapeada	82
Figura 22	- Diagrama TiO ₂ vs. Zr para as rochas metabásicas do Grupo São Roque	83
Figura 23	- Padrão de elementos traços das rochas metabásicas do Grupo São Roque e padrões normalizados de basaltos	84
Figura 24	- Diagrama AFM das rochas granitóides da área	93
Figura 25	- Diagrama do Índice Cálcio-Alcalis vs. Sílica de BROWN (1982)	94
Figura 26	- Diagrama QAP, com as Séries Magmáticas de LAMEYRE & BOWDEN (1982), para as rochas granitóides da área	95
Figura 27	- Diagrama A-KN vs. A/KNC discriminando os campos das rochas peraluminosas, metaluminosas e peralcalinas	96
Figura 28	- Diagrama de HARKER (1909) (SiO ₂ vs. Óxidos) para as rochas granitóides da área estudada	97 e 98
Figura 29	- Diagrama R1-R2 de variação multicatiônica de DE LA ROCHE <i>et al.</i> (1980)	99
Figura 30	- Faixas de variação dos teores dos elementos traços das rochas granitóides	100
Figura 31	- Diagrama Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975)	101
Figura 32	- Diagrama Ba vs. Sr para as rochas granitóides estudadas	101
Figura 33	- Diagrama Y vs. SiO ₂ (PEARCE <i>et al.</i> , 1984)	102
Figura 34	- Padrão dos elementos terras-raras de rochas granitóides da área	108
Figura 35	- Diagramas La-Ce-Y para as rochas granitóides	111
Figura 36	- Metarritmitos de Franco da Rocha com superposição de Dobras D ₁ e D ₂	121
Figura 37	- Principais zonas de cisalhamento da área estudada.....	124
Figura 38	- Bloco-diagrama esquemático de afloramento de metarritmitos da Unidade SsMr (ponto GN-194)	128
Figura 39	- Bloco-diagrama esquemático do afloramento GN-195	130
Figura 40	- Localização dos domínios estruturais	131
Figura 41	- Diagramas estereográficos para o domínio Mairiporã	133
Figura 42	- Diagramas estereográficos para o domínio Jaraguá-Perus	134
Figura 43	- Diagramas estereográficos para o domínio Vargem Grande-Remédios	135

Figura 44 - Diagramas estereográficos para o domínio Caieiras-Francisco Morato	136
Figura 45 - Relações entre crescimento de porfiroblastos e as foliações metamórficas	138
Figura 46 - Desenho esquemático da seqüência, processos de evolução magmática e das relações internas das fácies texturais-petrográficas dos Maciços da Cantareira, Mairiporã, Taipas e Morro de Perus	154
Figura 47 - Modelo hipotético de ZORPI <i>et al.</i> (1989) ilustrando as fases de desenvolvimento de um diápiro cálcio-alcálico	156
Figura 48 - Seqüência esquemática dos episódios de evolução magmática e de cristalização do material gerador dos Maciços Turmalíferos de Perus	160
Figura 49 - Grupo São Roque. Coluna estratigráfica esquemática composta	169
Figura 50 - Interpretação esquemática do ambiente deposicional do Grupo São Roque	174
Figura 51 - Desenho esquemático extraído de KRONER (1984) ilustrando três estágios de evolução de um cinturão móvel "ensialítico"	177

ÍNDICE DOS QUADROS

Quadro I	- Dados mineralógicos modais e classificação petrográfica de amostras do Embasamento Pré-São Roque.....	29
Quadro II	- Dados mineralógicos modais e classificação petrográfica de amostras de rochas metaígneas básicas a intermediárias e metacarbonáticas da Unidade Inferior do Grupo São Roque	35
Quadro III	- Dados mineralógicos modais e classificação petrográfica de amostras de rochas metassedimentares do Grupo São Roque e miloníticas associadas	43
Quadro IV	- Dados mineralógicos modais e classificação petrográfica de amostras da Suíte Granitóide Pré-Tectônica	48
Quadro V	- Dados mineralógicos modais e classificação petrográfica de amostras da Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica	53 a 55
Quadro VI	- Dados mineralógicos modais de amostras das Suítes Granitóides Tardi-Tectônica e Pós-Tectônica	72
Quadro VII	- Principais características das fases de dobramentos do Grupo São Roque na área	140
Quadro VIII	- Associação entre os principais eventos deformacionais e metamórficos descritos na área.....	147
Quadro IX	- Características gerais das suítes granitóides	161
Quadro X	- Seqüência cronológica relativa esquemática dos eventos atuantes na faixa entre São Paulo e Mairiporã	180

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela I	- Análises químicas de amostras do Embasamento Pré-São Roque, Grupo São Roque e Intrusivas Granitóides associadas	85 a 90
Tabela II	- Valores médios de análises químicas de rochas metabásicas do Grupo São Roque, de rochas básicas em geral e de ambientes tectônicos selecionados	91
Tabela III	- Valores médios, extremos e razões selecionadas de interesse petroquímico das suítes granitóides estudadas	92
Tabela IV	- Valores médios de análises químicas de rochas granitóides selecionadas	103
Tabela V	- Análises químicas de parâmetros petroquímicos selecionados dos elementos terras-raras de rochas granitóides da área estudada	109

RESUMO

O presente trabalho sintetiza os estudos geológicos em área de 730 km² a norte da cidade de São Paulo, englobando terrenos pré-cambrianos polideformados de evolução polifásica e policíclica pertencentes à Faixa São Roque. O mapeamento geológico efetuado, na escala 1:50.000, individualizou exposições de rochas supracrustais metamórficas de baixo a médio grau do Grupo São Roque e do seu embasamento, bem como diversos maciços granitóides intrusivos. Sedimentos cenozóicos da Bacia de São Paulo e coberturas holocênicas completam o cenário geológico da área.

O Embasamento Pré-São Roque é representado pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico de idade admitida como do Proterozóico Inferior a Arqueano, que inclui rochas ortognáissicas miloníticas-blastomiloníticas, diatexitos e metatexitos da Unidade Inferior, além de micaxistos, gnaisses e quartzitos da Unidade Superior, em parte correlacionáveis aos Complexos Amparo e Grupo Itapira, respectivamente.

O Grupo São Roque, do Proterozóico Médio, é subdividido em duas unidades lito-estratigráficas que se relacionam transicional ou tectonicamente. A Unidade Inferior, correlacionável ao Grupo Serra de Itaberaba, é formada por uma sequência predominantemente metapelítica, na qual se inserem importantes níveis metavulcânicos básicos a intermediários, localmente ácidos. Intercalações de rochas cálcio-silicáticas, metapsefitos e metapsamitos impuros são os demais tipos litológicos presentes. A Unidade Superior, correlacionável à Formação Piragibu, inclui sequência metarritmica (filitos bandados, metarritmitos siltico-argilosos, metarenitos bandados e metarenitos subarcoseanos), preservadas na porção norte da área.

O plutonismo granitóide é representado por corpos intrusivos na sequência, que foram agrupados em distintas suítes, em função do seu relacionamento temporal com a principal fase de deformação.

A Suíte Pré-Tectônica inclui pequenas intrusões simples, alongadas, bastante deformadas, de composição variável de granodioritos até quartz sienitos, posicionadas em estreita associação com zonas de cisalhamentos do norte da área. Correspondem aos maciços de Barroca Funda, Francisco Morato, Vargem Grande, Mato Dentro, Pedra Vermelha e Vila dos Remédios, para autóctones a autóctones, mesozonais, com posicionamento síncrono ou tardio ao primeiro evento deformacional atuante na área.

As suítes sin- a tardi-tectônicas englobam os maciços da Cantareira, Mairiporã e Taipas, intrudidos em pulsos magmáticos sucessivos, os dois primeiros zonados e com feições de baloneamento. De natureza para autóctone, mesozonal, definem diversas fácies texturais-petrográficas, de composição principal granodiorítica a monzogranítica.

A Suíte Pós-Tectônica inclui as intrusões simples e epizonais, de Morro de Perus, Juqueri e bossas turmalíferas de Perus, correspondendo a termos mais evoluídos e estreitamente associados aos diferenciados tardios pegmatíticos-aplíticos.

As análises químicas efetuadas apontam para um quimismo toleítico de natureza oceânica para as rochas metavulcânicas básicas, sugerindo insipiente diferenciação de oeste para leste da área. Com relação ao magmatismo granitóide, o padrão geoquímico demonstra o quimismo cálcio-

alcalino peraluminoso e fontes magmáticas crustais para os diversos corpos, admitindo-se contribuição mantélica restrita nos maciços da Cantareira, Mairiporã e Taipas. O padrão de evolução magmática admite a atuação de processos de diferenciação magmática, metassomatismo e assimilação, apontando, à exceção dos corpos pré-tectônicos, para o co-magmatismo das suítes.

O metamorfismo é plurifacial e polifásico, de grau baixo a médio nas supracrustais e médio a alto no embasamento, tendo sido identificadas quatro fases de dobramentos nas supracrustais, com correspondência no embasamento, o qual admite deformações mais antigas. As duas primeiras fases são as mais importantes, com a segunda imprimindo o padrão regional verificado na área, enquanto as duas últimas são de fraca intensidade e pouca penetratividade.

O padrão deformacional da área é extremamente complicado pelo intenso cisalhamento recorrente no tempo, enfeixado em três grandes zonas de cisalhamento (Jundiuvira, Mairiporã e Mandaqui), onde coexistem feições de deformação dúcteis e rúpteis.

O quadro de evolução tectônica da área é sugestivo da ocorrência de tafrogênese intracontinental nos primórdios do Proterozóico Médio, com implantação de bacia do tipo rift assimétrico sobre assoalho ensialico, com restrita abertura oceânica. Segue-se a deposição de sequência vulcano-sedimentar, em águas relativamente profundas, em condições de instabilidade tectônica e variações episódicas do nível do mar, atestada por influxos terrígenos variados e tentativas abortadas de instauração de condições plataformais. Os depósitos de plataforma têm pouca expressão na área, sugerindo condições distais. A sequência metarrítmica da Unidade Superior, indicativa de águas rasas, encerra a deposição, possuindo feições similares às dos sistemas deltaicos.

Os eventos metamórficos e deformacionais posteriores, estão relacionados ao fechamento da bacia, com início por volta de 1300 Ma, com pico, possivelmente associado a processos de colisão continental, entre 700 e 800 Ma. Os dados geocronológicos existentes sugerem para o magmatismo granitóide tardi- e pós-colisional, idades em torno de 620-700 Ma e 550-580 Ma, respectivamente.

ABSTRACT

This work presents the results of a geological research encompassing 730 km² of essentially precambrian terrains of complex evolution, attributed to the São Roque Belt, in a region situated northward São Paulo city. A geological map in a 1:50.000 scale was also produced, displaying bodies of supracrustal metamorphic rocks of low to medium grade of the São Roque Group, their basement, as well as several intrusive granitic bodies. Cenozoic sediments of the São Paulo Basin and alluvial deposits complete the geological frame of the studied area.

The São Roque Group basement is constituted by the Gneiss-Migmatitic Complex of Lower Proterozoic to Archean age, including orthogneiss, milonite-blastomylonite, diatexite and metatexite in its Lower Unit, and also micaschist, gneiss and quartzite in its Upper Unit, partly correlated to Amparo Complex and Itapira Group, respectively.

The São Roque Group, of Medium Proterozoic age, is divided in two lithostratigraphic units with transitional or tectonic limits. The Lower Unit, correlated to the Serra de Itaberaba Group, is constituted by a predominantly metapelitic sequence, comprising important basic to intermediate metavolcanic levels, locally of acidic character. Other metasediments and calcosilicatic rocks occur in interspersed levels. The Upper Unit, correlated to Piragibu Formation, includes a sequence of metarhythmic rocks, such as layered phyllites, silty-clayey metasediments, layered metarenites and subarcosean metarenites. These rocks occur in the northern part of the studied area.

An intense plutonic activity of granitic character is recorded by intrusive bodies which have been emplaced in this previous sequence. They have been grouped in different suites, accordingly to their age, relative to the main phase of deformation F_2 .

The Pre-Tectonic Suite includes simple, very deformed, elongated, small intrusions whose composition vary from granodiorite to quartz sienite, closely associated to the shear zones of the northern part of the studied area. They correspond to the mesozonal autochthonous and parautochthonous bodies named Barroca Funda, Francisco Morato, Vargem Grande, Mato Dentro, Pedra Vermelha and Vila dos Remédios. These rocks represent a late event relatively to the first metamorphic phase of the studied area.

The sintectonic to late tectonic suites comprise the Cantareira, Mairiporã and Taipas bodies, intruded in successive magmatic episodes. The two first ones are zoned and also present features of ballooning. They have mesozonal parautochthonous nature and define several petrographic and textural facies, mainly granodioritic to monzonitic, limited by zones of dominance.

The Post-Tectonic Suite includes the simple epizonal intrusions Morro de Perus, Juqueri and the tourmaliniferous pluton Perus. It corresponds to more evolved rock-types, closely associated to late pegmatitic-aplitic varieties.

Chemical analyses point towards a tholeiitic oceanic nature in the case of the basic metavolcanic rocks, thus suggesting an east-westward trend of differentiation for the studied area. As far as the granitic magmatism is concerned, the geochemical pattern indicates a peraluminous behavior with predominantly crustal magmatic sources for all the bodies, and a limited mantle contribution in the case of Cantareira, Mairiporã and Taipas bodies. The pattern of magmatic evolution does not exclude processes of magmatic differentiation, metassomatism and assimilation which

Indicate the suites to be comagmatic, the pre-tectonic bodies excepted.

The metamorphic pattern of the area presents several facies and phases, varying from low to medium grade for supracrustal rocks and medium to high for their basement, which may have undergone still older phases of deformation. The two first phases are the most important ones; the second phase has imprinted the regional pattern observable in the area while the two last ones have low intensity and are weakly penetrative.

The deformation pattern is extremely complex due to repeated shearing processes. This resulted in three shear zones, Jundiuvira, Mairiporã and Mandaqui, where brittle and ductile features occur together.

The tectonic evolution of the area suggests an episode of intracontinental taphrogenesis in the very beginning of Medium Proterozoic, when a rift basin developed in ensialic grounds, with little oceanic opening. The deposition of a volcanic-sedimentary sequence followed, in relatively deep water, under conditions of tectonic instability and sea-level variation, recorded by several types of continental deposits and also by several interrupted essays of development of platform conditions. Platform deposits are scarce, thus suggesting distal conditions of sedimentation. The metarhythmic sequence of the Upper Unit, indicative of shallow water, with features similar to the deltaic systems ones, closes the event of deposition.

Further metamorphic and deformation events are related to the closing of the basin which began around 1,300 Ma ago and was most intense about 700 to 800 Ma ago, possibly during a process of continental collision. Available geochronological data suggest ages of about 620 to 700 Ma to late-collision granitic magmatism and 550 to 580 Ma to post-collision granitic magmatism.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas e entidades contribuíram direta ou indiretamente com este trabalho, razão pela qual é possível que se cometa, abaixo, por omissão involuntária, alguma injustiça.

Ao Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves pela competente orientação e incentivo permanente.

À Divisão de Geologia e Recursos Minerais (DGRM) do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), na pessoa do seu coordenador Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro, pelo permanente apoio operacional e de infra-estrutura proporcionados. Ao Prof. Celso devo, ainda, agradecimentos pela cessão de lâminas petrográficas e fotos da área estudada, além de importantes discussões e sugestões técnicas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) agradeço o financiamento de parte das análises laboratoriais e despesas com trabalhos de campo, via auxílio-pesquisa em projeto coordenado pelo orientador desta dissertação.

Ao PRÓ-MINÉRIO - Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais da Secretaria de Ciência, Tecnologia e Desenvolvimento Econômico do Estado de São Paulo, devo a viabilização do projeto pelo suporte fornecido.

Ao geólogo Angelo Villela Vasconi, então estagiário aluno do IPT, minha gratidão pela inestimável contribuição nas fases de tratamento de dados e elaboração de texto, figuras e desenhos do trabalho.

Aos professores Dr. Mario C. H. de Figueiredo e Dr. Armando Marcio Coimbra pela criteriosa análise, discussão e importantes sugestões no que tange, particularmente, aos aspectos geoquímicos e estratigráficos deste trabalho. Da mesma maneira, agradeço ao geólogo Cid Chiodi Filho (DOCEGEO-Belo Horizonte) pela cessão de dados químicos inéditos referentes a elementos Terras-raras, bem como pelas sugestões de natureza interpretativa.

Aos colegas de trabalho da DGRM-IPT devo diversas contribuições específicas. Agradecimentos especiais ao Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida pelas sugestões apresentadas. À este, o obrigado pelo exemplo e estímulo que o seu amor à Geologia e dedicação à Ciência nos oferta. Aos colegas Ginaldo A. da C. Campanha, Marcos A. de Almeida, Vilma A. Campanha, Mario Sergio de Melo, Lauro K. Dehira, Antonio Gimenez Filho, Gildo Mistretta e Carlos Alberto Bistrichi devo proveitosas discussões e idéias. A este último, em particular, meus agradecimentos pela colaboração na fase de campo e pela minuciosa revisão, correção e discussão do texto. Ao colega Waldir L. Ponçano agradeço o auxílio na versão para o inglês do resumo.

Entre outras preciosas colaborações é preciso citar as das colegas Maria Heloisa B. de O. Frascá, Maria Cristina de Moraes e Miriam C. B. de Oliveira nas discussões de lâminas petrográficas; Hendrik H. Ens e Jorge K. Yamamoto pela cessão de alguns *softwares* de diagramas geoquímicos utilizados.

Os trabalhos de campo contaram com a colaboração dos colegas Antônio Luiz Teixeira e Wagner Maringolo, assim como a do Prof. Dr. Yociteru Hasui, aos quais devo importantes discussões.

A colaboração dos colegas Mário Otávio Costa, Nivaldo Paulon e Bernadete Andrade da DGRM-IPT na confecção de diagramas em computador e da estatística Lucia S. Dozzi no tratamento dos dados geoquímicos foram de excepcional valia para o trabalho efetuado.

Importante contribuição é devida ao colega Vitor Nishimoto na diagramação e edição da versão final deste trabalho, a quem agradeço a eficiência e o incentivo recebido.

Agradecimentos são devidos aos técnicos da DGRM-IPT Ailton Marambaia, Waldomiro de Oliveira e Otávio Martins pelo apoio operacional prestado, bem como a Luiz Celso de Oliveira pelo auxílio na edição das tabelas. A confecção de seções delgadas e cortes para ensaios de coloração seletiva de amostras foi efetuada pelo técnico Nilson de Paula.

Grande parte das ilustrações foi confeccionada pelos desenhistas Luiz Antônio Ribeiro, Mirna M. Ferracini e Jaime Vergílio, aos quais agradeço pela presteza e nível de excelência demonstrado. A qualidade de parte das fotografias é resultado da colaboração do Sr. Alvaro Kopezynski. Às bibliotecárias Maria Inês Consoni e Maria Solange de Oliveira Pereira devo a recuperação de grande número de referências bibliográficas e a normalização da listagem dos artigos consultados.

Ao sr. Jaime Alves da Silva, Chefe do Setor Gráfico do IG-USP, pela preparação de capas e montagens da dissertação.

Finalmente, os agradecimentos aos colegas de Diretoria do SIGESP- Sindicato dos Geólogos do Estado de São Paulo, particularmente a Ronaldo Malheiros Figueira, Eduardo Macedo, Luiz Carlos Tanno, Magda Bergmann e Ângelo Consoni, pela sobrecarga de trabalho adicional causada pela minha ausência durante a fase final de elaboração deste trabalho.

O Autor.

CAPITULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. ASPECTOS GERAIS. APRESENTAÇÃO DO TEMA. OBJETIVOS

O texto a seguir procura reunir a experiência do autor como participante da equipe da Divisão de Geologia e Recursos Minerais do IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, envolvida na investigação geológica da área polideformada de baixo a médio grau da Faixa de Dobramentos São Roque. Este esforço foi iniciado no âmbito do Programa de Pesquisa "Análise Estrutural do Grupo São Roque" (IPT 1982a, 1982b e 1982c), tendo sua continuidade através do programa de mapeamento geológico do PRÓ-MINÉRIO (Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência, Tecnologia e Desenvolvimento Econômico do Estado de São Paulo-SICCTDE), abrangendo as folhas de Cabreúva (IPT, 1982b), Santana de Parnaíba (ALMEIDA *et al.*, 1984) e Guarulhos (DANTAS & TEIXEIRA, 1984) na escala 1:50.000, cujos aspectos mais específicos do conhecimento foram aprofundados em alguns trabalhos de cunho acadêmico (BISTRICHI, 1982; CARNEIRO, 1983; SANTORO, 1984).

As características físicas da área estudada (abundância de exposições, proximidade da Capital e excelentes condições de acesso) e suas características geológicas, tornam-na um sítio propício para o melhor entendimento da faixa dobrada ali aflorante. Assim, pode-se citar a presença de grande parte das unidades litológicas e estratigráficas da cobertura supracrustal, de alguns núcleos expostos do embasamento e de diversos maciços granitóides intrusivos de natureza bastante variada, alguns deles prototípicos do magmatismo ácido da faixa. Somando-se estes aspectos à possibilidade de observação de importante parcela das feições estruturais (dobras, foliações, zonas de cisalhamento, etc.) da Faixa São Roque e até de seu relacionamento com as faixas dobradas adjacentes (pobremente representadas na área), foi possível enumerar como objetivos maiores do presente trabalho os seguintes tópicos:

- Delimitação das unidades geológicas da área e entendimento dos seus aspectos evolutivos por meio da integração das características litológicas, estruturais, metamórficas e estratigráficas.
- Reconhecimento e descrição do padrão deformacional existente.
- Caracterização faciológica e textural das rochas granitóides aflorantes por meio de descrições de peculiaridades petrográficas, químicas e estruturais, bem como o entendimento de suas relações temporais com os principais eventos tectono-magmáticos atuantes.

1.2. ÁREA ESTUDADA

1.2.1. Localização, acessos e aspectos fisiográficos

Delimitada pelas coordenadas 46°30'/46°45' de longitude Oeste e 23°15'/23°30' de latitude Sul, a área estudada compreende a Folha Guarulhos (SF-23-Y-C-III-4), na escala 1:50.000, editada pelo IBGE/EMPLASA (1984).

Foi estudada uma área de aproximadamente 730 km² da região da Grande São Paulo (cerca de 25% com intensa urbanização), englobando a porção norte da cidade de São Paulo (desde os contrafortes da Serra da Cantareira, até o limite centro-oeste da folha, no bairro de Perus), a porção oeste de Guarulhos, grande parte dos municípios de Mairiporã, Caieiras, Franco da Rocha e Francisco Morato, além de pequena área do município de Atibaia (FIGURA 1).

São excelentes as condições de acesso, destacando-se como principais vias a Rodovia Fernão Dias, a Estrada Velha de Campinas, a Estrada de Santa Inês, a Estrada Velha de Bragança e a Rodovia Mairiporã-Franco da Rocha. A área inclui, ainda, segmentos reduzidos das rodovias

Presidente Dutra e dos Trabalhadores, que cortam o extremo SE da folha, bem como pequeno trecho da Rodovia dos Bandeirantes, no extremo SW. A disposição dos principais acessos é ilustrada na FIGURA 1.

A rede de drenagem tem na Serra da Cantareira o principal divisor de águas, abrigando, em seu flanco sul, afluentes da margem direita do Rio Tietê e, no flanco norte, afluentes da margem esquerda do Rio Juqueri (os mais importantes cursos d'água da região). Na bacia do Tietê, os principais tributários são: Rio Cabuçu de Cima, ribeirões Barrocada, dos Cabos e do Engordador, além dos córregos do Pari, Cocaia e Itaguaçu, enquanto a bacia do Rio Juqueri, de maior expressão em área, apresenta como drenagens mais importantes o Rio Pinheiros, os ribeirões do Cavalheiro, dos Pinheirinhos, São Pedro, Santa Inês, Criciúma (na margem direita) e Água Vermelha, do Eusébio, Tapera Grande, Itaim e Patara (na margem esquerda) (FIGURA 1).

O relevo médio da região enfocada oscila entre as cotas de 800 e 900m de altitude, aproximadamente, tendo as zonas mais rebaixadas cotas em torno de 725m na região da planície aluvionar do Rio Tietê.

As principais elevações são sustentadas por rochas graníticas destacando-se aquelas da Serra da Cantareira (1.215m), do Morro do Juqueri (1.170m) e Serra dos Freitas (1.028m). As rochas quartzíticas constituem, também, cristas bastante elevadas, como na Serra da Pirucaia onde atingem mais de 1.100 metros de altitude.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

1.3.1. Material utilizado

A documentação cartográfica utilizada na etapa de campo do presente trabalho consistiu de folhas planialtimétricas, na escala 1:25.000, de 1984, fornecidas pela EMPRESA METROPOLITANA DE PLANEJAMENTO DA GRANDE SÃO PAULO S/A - EMPLASA, que abrangem toda a região metropolitana. Em pequena área, no extremo norte da região estudada, utilizou-se bases na escala 1:10.000 do IGG (1979). Em áreas específicas, de maior detalhamento, foram utilizadas cartas topográficas na escala 1:10.000 da EMPLASA cujas reduções forneceram as cartas na escala 1:25.000 supracitadas, além de bases do Grupo Executivo da Grande São Paulo (GEGRAN/SEPLAN) de 1975.

Os trabalhos de fotointerpretação geológica e de campo foram efetivados com o auxílio de fotografias aéreas na escala 1:60.000 e 1:25.000, correspondentes, respectivamente, a levantamentos da Missão AST-10-USAF/DSGE de 1965 e do IBC/GERCA de 1972.

1.3.2. Métodos de Trabalho

1.3.2.1. Etapa preliminar

Esta etapa consistiu do levantamento de dados disponíveis referentes à área estudada e interpretação fotogeológica preliminar. A compilação bibliográfica reuniu cerca de 450 títulos de trabalhos científicos, 300 dos quais referentes a aspectos específicos e regionais e, o restante, a trabalhos básicos que nortearam toda a pesquisa, sendo tal acervo compilado na forma de fichas de resumo. É, ainda, desta fase a reunião de dados laboratoriais disponíveis, tais como lâminas petrográficas, análises químicas e outros. Seguiu-se a fotointerpretação inicial com seleção de aspectos geológicos para reconhecimento de campo, culminando com a elaboração de mapa geológico de compilação, na escala de 1:25.000.

1.3.2.2. Trabalhos de campo

A sistemática dos trabalhos de campo envolveu, inicialmente, a descrição de afloramentos em perfis contínuos nos principais acessos da área, dispostos, na medida do possível, transversalmente à estruturação regional. Posteriormente, foi efetuada a descrição sistemática dos pontos entre os acessos com uma densidade compatível com a escala de 1:25.000. Sempre que necessário, este adensamento chegou a escalas maiores, visando um maior entendimento de feições litológicas e/ou estruturais. Em que pesem as excelentes condições de acesso, em algumas pequenas áreas específicas a densidade de afloramentos descritos foi reduzida devido a fatores diversos, desde a intensa ocupação urbana, até a vasta cobertura vegetal em áreas de Reserva Estadual.

Cada afloramento descrito teve seus variados aspectos registrados em uma ficha apropriada, enquanto os dados referentes a estações de controle entre dois afloramentos sucessivos foram incluídos nas fichas referentes aos pontos mais próximos. Desta maneira foi possível cadastrar 2318 pontos descritos, número que ascende a cerca de 3800 se somado às estações de controle. Foram coletadas cerca de 2700 amostras, sendo 386 delas objeto de análises laboratoriais diversas. A distribuição dos afloramentos descritos pode ser visualizada no mapa de caminamento e de amostragem anexo (DESENHO 2). A área mapeada foi dividida ao meio na altura da coordenada 23°22'30", sendo as siglas JC e GS referentes à porção sul da área, enquanto, na porção norte, as siglas utilizadas foram CJ e GN, cada qual com sua respectiva numeração seqüenciada de pontos. Cerca de 200 pontos foram descritos fora dos limites da região mapeada para o controle de continuidade das unidades cartografadas.

1.3.2.3. Tratamento dos dados

A) Dados Estruturais - Os dados descritivos e as medidas estruturais foram registrados segundo terminologias definidas por HOBBS *et al.* (1976), FLEUTY (1964), e RICKARD (1971). A fase interpretativa, como conceituada por TURNER & WEISS (1963), incluiu observações microscópicas visando a caracterização da natureza e relações das foliações e porfiroblastos, seguindo metodologia proposta por ZWART (1962), FERGURSON & HARTE (1975) e VERNON (1978).

Os dados mesoscópicos foram objeto de tratamento em diagramas de projeção estereográfica visando a determinação estatística dos elementos de trama e vergência de clivagens (BELL, 1981). Posteriormente, os dados mesoscópicos foram plotados em mapa na escala 1:25.000, visando a caracterização das macroestruturas. Nesta fase, a interpretação dos dados de vergência de clivagens e de dobras (conforme conceituação de HOBBS *et al.*, 1967 e BELL, *op.cit.*) associados às atitudes dos elementos planares e lineares permitiram a definição de diversas macroestruturas, realçadas, também, nos perfis estruturais elaborados.

Por fim, foram confeccionados em computador diversos diagramas de igual área (Schmidt-Lambert), correspondentes a domínios homogêneos em escala macroscópica, com o fito de caracterizar as orientações preferenciais das macroestruturas e suas geometrias.

B) Análises e ensaios petrográficos e mineralógicos - Foram descritas 220 seções delgadas, com o intuito de caracterizar petrograficamente os diferentes litotipos encontrados, subsidiar a interpretação dos dados litoquímicos e efetuar observações de natureza estrutural. Foram utilizadas 13 lâminas petrográficas cedidas pelo Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro, referentes a litotipos da área estudada. As rochas granitóides foram contempladas com o maior número de lâminas (121) dada a sua expressão e necessidade de caracterização faciológica; as unidades metassedimentares e meta-ígneas básicas perfizeram 82 lâminas, enquanto 17 outras se referem às rochas miloníticas e gnáissico-migmatíticas do embasamento. Foram, ainda, confeccionadas 13 seções polidas para identificação de minerais opacos, enquanto outras 9 amostras foram submetidas à análise por

difratometria de raios-X, visando a identificação de minerais específicos.

Foram efetuados ensaios de coloração seletiva de feldspatos em cortes polidos de rocha de 183 amostras, em sua quase totalidade de natureza granitóide, com contagem modal realizada sobre uma rede de espaçamento milimétrico. Tal procedimento revelou-se bastante útil, particularmente em rochas com texturas porfiróides, possuindo mais confiabilidade que contagens em lâminas devido à maior representatividade da área varrida. Outras dezenas de amostras sofreram desagregação mecânica e exames de grãos ao microscópio.

A terminologia adotada para a classificação de rochas granitóides foi a recomendada pela IUGS (1973), utilizando-se do diagrama triangular de STRECKEISEN (1967), calcado nas proporções relativas de quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásio (FIGURA 2).

Com relação às rochas metamórficas, foram utilizados, sempre que possível, os critérios de WINKLER (1977), ao passo que para as rochas miloníticas, dentre as inúmeras alternativas (HIGGINS, 1971; WHITE *et al.*, 1980 e WISE *et al.*, 1984, entre outras) foi adotada, com algumas adaptações, a terminologia sugerida por SIBSON (1977) devido à sua funcionalidade.

Finalmente, com relação às rochas migmatíticas, utilizou-se das terminologias *diatexito* e *metatexito*, redefinidas por ASHWORTH (1985) com base na predominância relativa de neossoma e paleossoma, respectivamente.

FIGURA 2 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de classificação das rochas plutônicas com base nas proporções relativas de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P).

C) Dados Químicos - Foram efetuadas, no bojo deste trabalho, 104 análises químicas de rochas. Deste total, 100 determinações foram efetuadas pelo Laboratório da BP-British Petroleum Mineração S/A, incluindo elementos maiores e traços, num total de 33 elementos. Outras 4 amostras foram analisadas nos laboratórios da GEOSOL-Geologia e Sondagens Ltda., envolvendo 44 elementos maiores e menores, além dos elementos do grupo das Terras-Raras. Foram, ainda, utilizados dados litoquímicos preexistentes (IPT, 1984), referentes a 4 amostras analisadas, somente para 6 elementos maiores, nos laboratórios da Divisão de Química do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Para efeito das interpretações contou-se, ainda, com 20 análises químicas de rochas anfibolíticas da região do Jaraguá contidas no trabalho de GOMES *et*

al. (1964), além de outras trinta e uma referentes às rochas graníticas, contidas em WERNICK *et al.*, (1985).

O peso das amostras encaminhadas para análises variou de 0,3 a 1,2 kg (no caso de rochas porfíroides), sendo 5 delas enviadas em duplicata, visando o controle da qualidade dos dados gerados, ao possibilitar a comparação estatística, tanto entre resultados de um mesmo laboratório, quanto de laboratórios e procedimentos distintos. Os dados obtidos foram objeto de tratamento estatístico multivariado, envolvendo análises fatorial e de agrupamento (DANTAS *et al.*, 1990) que, por fugir ao escopo deste trabalho, não será descrito.

O método analítico usado para a maioria dos elementos dosados no laboratório da BP Mineração foi o da espectrometria por plasma de emissão que permite a dosagem quantitativa simultânea de até 30 elementos, utilizando como abertura a fusão alcalina (NaOH) com posterior solubilização da massa fundida em meio ácido. Exceções foram feitas aos elementos As, W (método colorimétrico) e F (método do íon seletivo).

As amostras enviadas à GEOSOL S/A foram analisadas por diferentes procedimentos:

- Fluorescência de Raios-X - por fusão em tetraborato de lítio (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5) ou usando técnica de pó prensado (S, Cl, Rb, Sr, Th, Ta, W, Bi, Cs, U, Ba).
- Espectrometria de absorção atômica - por abertura com $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (Na_2O , K_2O , MnO , Li), com água-régia (Au) ou após extração com ácido forte a quente (Cu, Pb, Zn).
- Espectrografia Óptica - (Be, Co, Cr, Nb, Ni, Sc, Sn, V, Mo, B, Bi, Ga, Y).
- Volumetria - Titulação por padrão $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ em presença de difenilsulfonato de sódio (FeO).
- Fusão com Carbonato de Sódio - (F).
- Perda de Peso - a 1000°C (H_2O^+) e a 110°C (H_2O^-).
- Espectrometria de plasma (ICP) - Todos os elementos do grupo das Terras-Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu).

As amostras analisadas no IPT foram dosadas por fluorescência de Raios-X (para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO e K_2O) ou por espectrometria de absorção atômica (Na_2O).

Todos os dados analíticos foram tratados em planilha eletrônica do tipo Quattro, sendo recalculados e corrigidos para 100%. Ressalte-se, ainda, que programas que deram origem a diversos diagramas utilizados no presente trabalho foram desenvolvidos no âmbito desta pesquisa.

1.3.2.4. Confecção de mapas e perfis

A partir da interpretação final de mapas litológicos e estruturais na escala 1:25.000 e dos dados lançados em fotografias aéreas na mesma escala, foi possível a elaboração dos mapas geológico e estrutural na escala 1:50.000.

No Mapa Geológico (DESENHO 1) procurou-se representar todas as unidades definidas na escala 1:25.000. Em alguns casos foi utilizado o recurso do exagero em pequenas lentes aflorantes, sendo as intercalações subordinadas representadas com o símbolo de ocorrências pontuais. As unidades faciológicas das rochas granitóides foram cartografadas em termos de zonas de predominância. Foram representadas somente as estruturas macroscópicas, bem como as medidas e lineamentos que melhor realçassem o *trend* geral das estruturas regionais. Todos os elementos do mapa geológico foram plotados em base adaptada e redesenhada com eliminação da densa altimetria para uma melhor visualização dos dados.

Devido à complexidade morfológica das estruturas polideformadas e ao freqüente caráter isoclinal das dobras das superfícies primárias, as seções geológicas foram elaboradas tendo, geralmente, a foliação metamórfica responsável pela estruturação da área como superfície de

referência. As direções foram escolhidas de maneira quase sempre perpendiculares ao *trend* regional, para poderem representar aspectos importantes do ordenamento das unidades mapeadas.

No Mapa de Estruturas (DESENHO 2), foram representados os dados planares e lineares medidos, bem como as dobras mesoscópicas, referenciando-os, por meio de símbolos adequados, às fases de deformação identificadas. As dobras macroscópicas e os dados indicativos de vergências de clivagens e de dobras (seja por assimetria ou pelo sentido de transporte tectônico) foram representados de maneira a relacioná-los às fases de deformação respectiva. A simbologia escolhida procura realçar a distinção entre os elementos estruturais de natureza descritiva daqueles de natureza interpretativa, ambos refletindo as duas etapas fundamentais da Análise Estrutural (TURNER & WEISS, 1963).

O padrão de disposição do magmatismo fissural pôde ser observado a partir da locação dos veios e diques pegmatíticos, bem como alguns aspectos estruturais dos granitóides puderam ser discutidos através da representação dos enclaves.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO REGIONAL E CONHECIMENTO PRÉVIO

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O presente trabalho aborda os aspectos geológicos de uma área do Pré-Cambriano paulista, de evolução polifásica e policíclica, compreendida no setor central da Província Mantiqueira (ALMEIDA & HASUI, 1984), definida a partir do conceito de província estrutural de ALMEIDA *et al.* (1981). As principais feições regionais da área mencionada são ilustradas na FIGURA 3.

A região estudada confina-se, em sua maior parte, a uma faixa em forma de cunha alongada a NNW da Grande São Paulo, de direção aproximada E-W, com inflexão para NE em sua porção terminal, tendo merecido, nas diversas tentativas de regionalização e compartimentação tectônica, um tratamento variado em termos de enquadramento e denominação.

Denominada por HASUI *et al.* (1975) de Sistema de Dobramentos São Roque, como resultado da divisão do sul-sudeste brasileiro em sistemas dobrados e maciços medianos, tal faixa limitar-se-ia, ao sul, com o Sistema Dobrado Apiaí (ao qual pertenceria pequena parte da área trabalhada, encoberta por sedimentos cenozóicos) pelo Falhamento de Taxaquara (HENNIES *et al.*, 1967b). Ao norte, justapor-se-ia ao Maciço de Guaxupé através do Falhamento de Jundiuvira.

A compartimentação acima aglutina as seqüências metamórficas, tidas como de evolução restrita ao Proterozóico Superior, em faixas de dobramentos separadas por maciços de rochas mais antigas retrabalhadas no Brasileiro, compondo o que ALMEIDA *et al.* (1976) chamaram de Região de Dobramentos Sudeste. Tal concepção subdivide o que ALMEIDA *et al.* (1973) denominaram de Cinturão Ribeira, entendido como uma unidade brasileira sobreposta ao Cinturão Paraíba do Sul, de idade transamazônica.

A similaridade dos padrões litológicos, estratigráficos, metamórficos, deformacionais e geocronológicos da denominada Faixa de Dobramentos São Roque com aqueles da Faixa de Dobramentos Apiaí a SSE (CAMPANHA *et al.*, 1987; TASSINARI *et al.*, 1990), deixa dúvidas sobre a condição de entidade geotectônica de evolução independente para a primeira faixa. A caracterização de possível continuidade entre as faixas citadas ainda depende do incremento de estudos específicos adicionais. Por estas razões, utiliza-se, no presente trabalho, da expressão Faixa São Roque, atribuindo-lhe um caráter informal e conotação meramente geográfica.

A Faixa São Roque, em cujo contexto se insere a área objeto deste trabalho, possui, como um todo, dimensões bastante reduzidas (da ordem de 200 km de comprimento, por 40 km de largura máxima) para uma faixa de dobramentos. Seus limites convencionais seriam dados pelas zonas de cisalhamento de Jundiuvira, ao norte, e de Taxaquara-Rio Jaguari, ao sul, devendo tal rigidez ser encarada com reservas, visto que algumas unidades de mapeamento de fortes similaridades litológicas e estruturais extrapolam estes limites, sugerindo sua continuidade (COUTINHO, 1977; DANTAS *et al.*, 1986; SIMÕES FILHO *et al.*, 1986). Sua terminação a leste é dada pelo Falhamento de Sertãozinho (HASUI *et al.*, 1981), sendo encoberta, em sua porção oeste, pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná.

São bastante comuns, na bibliografia da área em foco, as referências a conjuntos, compartimentos e blocos justapostos, delimitados por importantes falhamentos transcorrentes (HENNIES *et al.*, 1967; HASUI, 1975a,b; HASUI & SADOWSKI, 1976; CAMPOS NETO & BASEI, 1983b). A área da Faixa São Roque foi subdividida por HENNIES *et al.* (*op.cit.*), de norte para sul, nos blocos Jundiá, São Roque e Cotia, limitados pelas falhas de Jundiuvira e Taxaquara, respectivamente. O mesmo critério foi utilizado por CAMPOS NETO & BASEI (*op.cit.*) para definir os conjuntos Jundiá, São Roque (com a Falha do Mandaqui limitando os blocos Santana do Parnaíba

e Guarulhos) e Paranapiacaba. No entanto, a continuidade litológica, estrutural e estratigráfica, bem como as similaridades geocronológicas e evolutivas conhecidas entre os diversos blocos, conferem a este tipo de compartimentação um caráter puramente descritivo.

A estratigrafia da área é definida por uma sequência supracrustal de natureza vulcano-sedimentar sobreposta a um embasamento gnáissico-migmatítico, aflorante em pequenas faixas alongadas e/ou janelas irregulares. O conjunto é intrudido por diversos corpos de rochas granitóides de grande variedade textural-petrográfica e composicional correspondendo a pulsos relacionáveis aos eventos deformacionais, dentre os quais se destacam o batólito da Serra da Cantareira e o Stock de Mairiporã.

A área mostra-se afetada por deformação e metamorfismo polifásicos, sendo intensamente recortada por zonas de cisalhamento que desenvolvem extensas faixas miloníticas e configuram um quadro de bastante complexidade estrutural. Os dados geocronológicos disponíveis permitem configurar uma evolução policíclica para os diversos eventos tectônicos pré-cambrianos, com registros desde o final do Proterozóico Inferior ao final do Brasileiro (TASSINARI, 1988).

2.2. Aspectos Geomorfológicos

A totalidade da área estudada insere-se no Planalto Atlântico (MONBEIG, 1949), aqui entendido conforme conceituação de ALMEIDA (1964).

Adotando-se a subdivisão das províncias geomorfológicas do Estado de São Paulo proposta por PONÇANO *et al.* (1981), a região em questão está compreendida em sua maior parte na zona geomorfológica denominada Serrania de São Roque, sendo uma pequena área, no extremo SE, correspondente à zona do Planalto Paulistano (subzona das Colinas de São Paulo).

O uso dos parâmetros definidos por PONÇANO *et al.* (*op.cit.*), tais como a amplitude local, declividade, densidade e padrões de drenagem, formas de topos, perfil de vertentes, vales, ravinamentos, etc., permitem distinguir diversos sistemas de relevo. Na área em questão podem ser individualizados os seguintes conjuntos, sumarizados na FIGURA 4:

A) Relevos de agradação continental - correspondem às planícies aluviais e aos terraços fluviais, possuindo apenas as primeiras alguma expressão na área, junto aos leitos das principais drenagens, particularmente nos rios Tietê e Cabuçu, a SE da folha.

B) Relevos de degradação em planaltos dissecados - incluem, na área estudada, quatro categorias distintas:

- *Relevo colinoso* - corresponde a colinas suaves de amplitudes não superiores a 40m e declividades máximas de 20%. Tem sua maior expressão no extremo S-SE da área, correspondendo à região de afloramentos dos sedimentos da Bacia de São Paulo e parcas janelas do embasamento cristalino. Caracteriza-se por interflúvios sem orientação, topos aplainados a arredondados e vertentes ravinadas de perfis convexos a retilíneos. A densidade da drenagem é bastante baixa e o seu padrão é subparalelo, com planícies aluviais interiores de pequena expressão.
- *Relevo de morrotes* - trata-se de um sistema de relevo representado por elevações com amplitudes de até 60m e declividade máxima de 20%. Localizam-se preferencialmente nas borda sul do Maciço da Serra da Cantareira e na região entre as cidades de Caieiras e Franco da Rocha, sendo sustentadas, fundamentalmente, por metassedimentos pelíticos e psamo-pelíticos. O relevo é ondulado, com topos arredondados e vertentes de perfis convexos a retilíneos. A densidade da drenagem é média a alta, com padrão dendrítico, e planícies interiores restritas.
- *Relevo de morros* - constitui-se de dois subtipos: morros baixos, com limites de amplitude de até 100m e declividade de até 30% e os morros altos, com amplitudes de no máximo 150m e declividades acima de 30%. Os primeiros distribuem-se por quase toda a área, com maior

expressão na região entre Caieiras e Mairiporã (entre os maciços da Cantareira e de Mairiporã), bem como na região próxima da cidade de Francisco Morato, sendo sustentados por litotipos metarrítmicos e metapelíticos. A drenagem é de média densidade, de padrão irregular a dendrítico, com vales fechados a abertos.

Os morros altos possuem topos arredondados e vertentes relativamente abruptas, de perfis convexos a retilíneos. A drenagem possui média a alta densidade e padrão dendrítico, com vales relativamente fechados. Tais elevações são sustentadas por litologias granitóides (praticamente toda a encosta NNW do Maciço da Cantareira; o Maciço da Vila dos Remédios; rochas

ortognáissicas de Guarulhos), bem como por litotipos metassedimentares com mergulhos da foliação principal relativamente baixos (Serra do Botujuru, a NW da área, e Morro Grande, a SE de Caieiras, por exemplo).

- *Relevo montanhoso* - correspondem a serras alongadas de altas declividades (acima de 20%) e amplitudes locais elevadas. Os topos são bastante angulosos a arredondados, com vertentes ravinadas e perfis retilíneos e abruptos, como na Serra da Pirucaia e em algumas porções mais elevadas da Serra da Cantareira. A drenagem organiza-se em padrão subparalelo de média densidade, com vales fechados e inexpressivas planícies aluviais.

2.3. TRABALHOS ANTERIORES

2.3.1. Estudos Pioneiros

Os primeiros registros de informações geológicas sobre a área estudada datam do início do século XIX, através do célebre trabalho dos irmãos Andrada "Viagem Mineralógica pela Província de São Paulo no ano de 1805", publicado em 1820 e reeditado em 1954 (ANDRADA E SILVA & ANDRADA, 1954). Neste trabalho os autores reportam-se a diversas ocorrências de ouro, descobertas possivelmente antes de 1588 e explotadas na segunda metade do século XVI (KNECHT, 1950). Uma primeira síntese sobre os recursos minerais foi elaborada por DERBY (1898).

Embora coubessem aos irmãos Andrada as primeiras referências sobre os sedimentos da Bacia de São Paulo, atribui-se a A. Pissis, em 1842, a descoberta da bacia, quando teria sugerido uma origem continental e uma idade pliocênica para os sedimentos mais antigos (SUGUIO, 1980).

Como consequência da criação, em 1886, da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, surge em 1929 o primeiro mapa geológico do Estado de São Paulo, na escala de 1:2.000.000 (FLORENCE & PACHECO, 1929), publicado como anexo do boletim 22 da C.G.G. (WASHBURNE, 1930). O mapa sintetiza os trabalhos de reconhecimento de diversos pesquisadores no território paulista (O.A. Derby, J.C. Branner, J. Pacheco, G. Florence, C.W. Washburne, L.F. Gonzaga de Campos, F.P. Oliveira, L.F. de Moraes Rego e O.H. Leonardos, dentre outros), dando uma atenção especial às unidades da cobertura sedimentar e atribuindo ao embasamento cristalino indiferenciado uma idade arqueana.

Nas décadas de 30 e 40, surgem diversos trabalhos mais específicos abordando feições das rochas pré-cambrianas, seus recursos minerais, formações cenozóicas e aspectos geomorfológicos, devidos, principalmente, a L.F. de Moraes Rego e Teodoro Knecht.

A Série São Roque é individualizada por MORAES REGO (1930a) que atribui a denominação a Gonzaga de Campos (1923), descrevendo-a, posteriormente, no tocante às litologias, estruturas, magmatismo, relações com o embasamento e geomorfologia (MORAES REGO, 1933a). Este autor sugere uma idade algonquiana a arqueana superior para o embasamento, com passagem admitida como transicional para os metamorfitos superiores (MORAES REGO, 1937). Datam desta mesma época, diversos trabalhos de síntese sobre a geomorfologia e formações cenozóicas (MORAES REGO, 1932, 1933b), bem como sobre os recursos minerais (MORAES REGO, 1930b; KNECHT, 1934; CALÓGERAS, 1938).

A presença de estauroilita na região de Perus é registrada por KNECHT (1943) e atribuída ao metamorfismo de contato do granito da Cantareira. O mesmo autor (KNECHT, 1944) reporta-se à sillimanita em xistos na Via Anhangüera, relacionando-a ao metassomatismo, a partir do granito do Morro do Tico-Tico, a oeste da área mapeada neste trabalho.

Pode-se dizer que o estágio de conhecimento geológico de até então foi sintetizado com a edição da Carta Geológica do Estado ao milionésimo (IGG, 1947), onde a Série São Roque, já

melhor detalhada, é atribuída ao Proterozóico. Com relação aos recursos minerais, a síntese é efetuada por KNECHT (1950), com o cadastro e a descrição de diversas ocorrências minerais na região da Grande São Paulo e municípios limítrofes.

2.3.2. A evolução do conhecimento da Faixa São Roque e das áreas adjacentes

Embora a maioria dos trabalhos pioneiros se utilizasse da denominação "Série São Roque" para designar os metamorfitos da região ao N e WNW de São Paulo, alguns autores aplicavam o termo de maneira a incluir as seqüências metassedimentares do leste paranaense, definidas por DERBY (1878) como pertencentes à "Série Assunguy". Esta postura ligava-se à visão que admitia ambas as unidades geológicas como contínuas em uma mesma faixa.

Trabalhos de cunho mais localizado e de interesse ao conhecimento da área em questão surgem em maior intensidade nas décadas de 50 e 60 devido, sobretudo, a esforços de pesquisadores ligados à Universidade de São Paulo.

Assim, COUTINHO (1953), com atenção especial às rochas carbonáticas, descreve os metassedimentos da região de São Roque, enquanto FRANCO (1955, 1956) estuda milonitos e "migmatitos de estrutura gnáissica" dos arredores de São Paulo.

COUTINHO & TAKEDA (1955) e ODMAN (1955) estudam os metaconglomerados da região do Pico do Jaraguá, tendo os primeiros autores registrado os litotipos adjacentes, atribuindo-os à Série Açungui e sugerindo uma posição basal para a seqüência.

Diversos trabalhos com enfoque geomorfológico e descrições das formações cenozóicas remontam a esta época. Destacam-se os de RICH (1953), ALMEIDA (1955), AB'SABER (1948, 1956, 1957) e AB'SABER & BERNARDES (1957) sobre aspectos da região da Capital.

Com relação aos sedimentos da Bacia de São Paulo, merecem menção os trabalhos de FREITAS (1951) e de LEINZ & CARVALHO (1957). O primeiro analisa aspectos evolutivos da bacia a partir de uma aventada origem tafrogenética, enquanto os últimos discutem aspectos da sedimentação e estruturas, valendo-se de dados de subsuperfície.

Em 1963, surge um novo mapa geológico do Estado de São Paulo, ao milionésimo, editado pelo então Instituto Geográfico e Geológico (IGG). Nessa publicação são individualizadas seqüências cristalinas do embasamento (atribuídas ao Proterozóico Inferior) e ectiníticas (tidas como do Proterozóico Superior), cujas descrições couberam, respectivamente, a KNECHT (1964) e PAOLIELLO (1964), quando da edição da nota explicativa. Nesta ocasião a categoria de Grupo é pela primeira vez postulada para os metamorfitos da até então "Série São Roque".

A partir de 1967 começa a haver um refinamento no grau de conhecimento dos diferentes aspectos da Faixa São Roque.

HENNIES *et al.* (1967 a,b), em estudos a NW de São Paulo, caracterizam diversos falhamentos transcorrentes, entre os quais a Falha de Taxaquara, de mais de 100 km de comprimento. A idade da movimentação do sistema de falhas descrito é admitida entre o final da orogênese e a deposição dos sedimentos do Grupo Tubarão da Bacia do Paraná, sendo referendada a idéia de movimentação vertical para os sistema de direção E-W (ALMEIDA, 1955) durante a tafrogênese associada à reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967). Os autores encaram tais falhas como limites de grandes blocos crustais de feições litológicas e estruturais distintas, definindo, de norte para sul, os blocos Jundiá, São Roque e Cotia, separados pelas falhas de Jundiuvira e Taxaquara.

HASUI *et al.* (1969) descrevem a geologia do Grupo São Roque, caracterizando seus diversos litotipos. Abordam as principais feições de metamorfismo e identificam uma fase de dobramentos. A esta fase são vinculadas as principais estruturas macroscópicas, como o Sinclínório de Pirapora. Aprofundam, ainda, a compartimentação em blocos, subdividindo o Bloco São Roque em 3 setores:

Pirapitangui, Moreiras e Juqueri (no qual se enquadraria grande parte da área aqui estudada).

COUTINHO (1972) divulga os resultados de investigações na região de São Paulo e arredores. Neste trabalho, além de minuciosas descrições petrográficas e inferências petrológicas a respeito das diversas unidades, o autor tece considerações sobre estruturas e metamorfismo. Na ocasião, reconhece a existência de uma foliação secundária que transpõe um acamamento original e estuda relações microestruturais de porfiroblastos de alguns minerais com aquelas superfícies. Caracteriza o metamorfismo principal como de natureza regional e progressiva, definindo isógrads minerais que teriam sua disposição complicada nas bordas dos maciços granitóides pela elevação do gradiente termal.

Devem-se a CORDANI & BITTENCOURT (1967) os primeiros dados geocronológicos na Faixa São Roque, quando dataram, pelo método K/Ar, amostras do anfibolito do Jaraguá, pegmatitos de Perus e do granito Tico-Tico, concluindo por uma idade em torno de 650 Ma para as rochas do Grupo São Roque.

Posteriormente, CORDANI & KAWASHITA (1971) efetuaram determinações de rochas graníticas, pelo método Rb/Sr, obtendo isócronas de referência de 610 a 645 Ma para os granitos tardi- a pós-tectônicos e de 540 a 560 Ma para os granitos pós-tectônicos. A razão inicial, em torno de 0,71, foi utilizada como argumento para uma possível origem das rochas graníticas a partir da anatexia de rochas preexistentes na própria faixa dobrada.

HASUI & HAMA (1972) datam o corpo metabásico de Pirapora do Bom Jesus, admitindo o valor de 714 Ma (método K/Ar) como idade mínima dos ectinitos do Grupo São Roque. Valores mais altos (da ordem de 1036 Ma) são encontrados, ao norte, em rochas anfibolíticas do Bloco Jundiá.

Em reinterpretação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano de São Paulo, CORDANI & TEIXEIRA (1979) apontam idades isocrônicas de 640 Ma para os granitos sin-tectônicos e entre 560-490 Ma para os corpos pós-tectônicos. Admitem, ainda, que os valores K/Ar entre 640-470 referem-se ao resfriamento regional final do Ciclo Brasileiro na Faixa São Roque, podendo alguns destes valores, nos granitos mais tardios, indicarem épocas de formação, devido ao resfriamento rápido destes maciços.

Em trabalhos nas regiões de São Roque e Pilar do Sul, HASUI (1973, 1975a) aborda diferentes aspectos do chamado Bloco São Roque. Ao lado da caracterização das diversas unidades litológicas, o autor traça correlações entre o magmatismo, metamorfismo e as duas fases de dobramentos identificadas. Tece, ainda, algumas considerações de cunho estratigráfico, concluindo não se justificar a distinção entre os Grupos São Roque e Açungui por encerrar uma conotação puramente geográfica. Propõe, então, a designação única de Grupo Açungui para ambas as seqüências (seguindo o que COUTINHO, em 1971, já havia sugerido como denominação prioritária), embora ressalte os aspectos deformacionais e litológicos distintos.

Posteriormente, o mesmo autor (HASUI, 1975b) avança no modelo da compartimentação em blocos, englobando os blocos Pirapitangui, Moreiras e Juqueri, no que denominou Conjunto São Roque, limitados pelas inúmeras falhas da chamada Zona de Transcorrência de São Paulo (HASUI *et al.*, 1975). Na oportunidade, foi retomada a denominação Grupo São Roque para as seqüências ali contidas.

A diferenciação entre os grupos São Roque e Açungui é consagrada no trabalho de HASUI & SADOWSKI (1976), na região de São Paulo e adjacências, quando propõem a divisão do Grupo Açungui em duas unidades sem conotação estratigráfica (complexos Embu e Pilar), tendo, como parâmetro, a incidência ou não de migmatização. Na oportunidade, reconhecem diversas macroestruturas no Grupo São Roque, às quais relacionam os maciços granitóides.

Neste mesmo ano (HASUI *et al.*, 1976) é proposta a primeira subdivisão de caráter

estratigráfico para o Grupo São Roque, quando se reconhece um pacote basal metapelítico com níveis quartzíticos, vulcânicos e carbonáticos (Formação Boturuna) capeado por uma seqüência de filitos rítmicos (Formação Piragibu).

Remontam a esta época diversos trabalhos de síntese e regionalização realizados através de mapas geológicos de reconhecimento e integração. A edição do Mapa Geológico do Estado de São Paulo ao milionésimo (IGG, 1974) possui, como diferenças em relação à edição de 1963, apenas algumas simplificações nas unidades pré-cambrianas. Trabalhos de síntese (CAVALCANTE & KAEFER, 1974) e integrações regionais na escala 1:250.000 efetivadas por ALGARTE *et al.* (1974) e SILVA *et al.* (1977) trazem, ainda, em seu bojo, a discussão da continuidade física entre os grupos São Roque e Açungui (esta última designação retomada pelos últimos autores para a seqüência unificada).

As seqüências rochosas localizadas ao norte da Falha de Jundiuvira (bloco Jundiáí de HENNIES *et al.*, 1967a) sempre foram investigadas de maneira independente, tendo sido tradicionalmente encaradas como unidades mais antigas, correlacionáveis ao Grupo Amparo de EBERT (1968). Tal visão foi corroborada em trabalho de HASUI *et al.* (1978b), quando estudam a região da Serra do Japi. No entanto, COUTINHO (1977) observou uma passagem de natureza transicional entre os metassedimentos do Grupo São Roque e as seqüências ao norte da Falha de Jundiuvira, na região de Jundiáí, marcada por aumento do grau metamórfico e migmatização gradual das rochas ectínticas.

A caracterização mais detalhada das unidades do Bloco Jundiáí na região a norte da área objeto deste trabalho, no que se refere aos aspectos petrográficos, estruturais e geocronológicos, pode ser encontrada em diversos trabalhos (FRANCO & COUTINHO, 1957; WERNICK, 1967, 1978a, b; WERNICK & ARTUR, 1974; WERNICK *et al.*, 1976; FIORI, 1979; ARTUR *et al.*, 1979, 1981; ARTUR, 1980, dentre outros) que sintetizam o conhecimento existente até os primórdios da década de 80.

O final dos anos 70 e início da década de 80 marcam o surgimento de um grande número de trabalhos de síntese e regionalização do conhecimento do Pré-Cambriano paulista seja ao nível da cartografia geológica, seja em termos de aspectos mais específicos, como estruturas e magmatismo.

HASUI *et al.* (1978a) sistematizam as características dos granitóides de São Paulo e Paraná, culminando com uma classificação de grande praticidade, onde agrupam os corpos em cinco tipos: fácies Migmatítica, Cantareira, Graciosa, Itu e Granofírica, sendo as duas primeiras sin-tectônicas e, as três últimas, pós-tectônicas em relação ao diastrofismo principal do ciclo Brasileiro.

Outros esforços no sentido de uma classificação regional de rochas granitóides do sudeste do Brasil são devidos, também, a WERNICK & PENALVA (1978) e WERNICK (1979, 1982).

O conhecimento do Pré-Cambriano paulista é sintetizado com a edição do mapa geológico ao milionésimo do DNPM (FONSECA *et al.*, 1979), correspondente às folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, sendo a Faixa de Dobramentos São Roque individualizada da Faixa de Dobramentos Apiaí.

Uma síntese sobre os principais elementos estruturais e tectônicos do Pré-Cambriano paulista e paranaense foi empreendida por HASUI *et al.* (1980), que definiu uma série de megaestruturas do embasamento cristalino, atribuindo-as, genericamente, ao principal evento de deformação do Ciclo Brasileiro.

Em 1980, J.M.V. COUTINHO resume seus estudos na região de São Paulo e arredores, desenvolvidos desde a década de 50, com a publicação do Mapa Geológico da Região Metropolitana de São Paulo na escala 1:100.000 (EMPLASA, 1980). Neste trabalho, que abrange a totalidade da área aqui investigada, o autor apresenta um mapa litológico com grande riqueza de detalhes, onde individualiza rochas gnáissico-migmatíticas, granitóides, metamorfitos e sedimentos cenozóicos da Bacia de São Paulo, sem adentrar em inferências estratigráficas ou estruturais.

Os esforços de síntese do conhecimento geológico de São Paulo recebem um grande impulso em 1981, através da edição de várias integrações regionais efetuadas pelo IPT. É nesse bojo que surgem o Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000 (BISTRICHI *et al.*, 1981) acompanhado de nota explicativa (ALMEIDA, F.F.M. *et al.*, 1981), o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (PONÇANO *et al.*, 1981) ao milionésimo e o Mapa de Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo (ALMEIDA E.B. *et al.*, 1981), também na escala 1:500.000.

Em nota explicativa do mapa geológico supracitado, no que se refere ao Pré-Cambriano paulista (HASUI *et al.*, 1981), as unidades geológicas são relacionadas a grandes domínios tectônicos, correspondendo a faixas dobradas e maciços medianos, segundo esquema proposto por HASUI *et al.* (1975). A região aqui enfocada é quase que totalmente incluída na Faixa de Dobramento São Roque, com pequenas porções, ao norte, compreendidas no Maciço de Guaxupé e, ao sul, na Faixa de Dobramentos Apiaí.

O retorno da denominação de Grupo Açungui para os metamorfitos compreendidos entre as falhas de Jundiuvira e Taxaquara é proposto por MACHADO FILHO *et al.* (1983). Na ocasião, o tratamento de dados petroquímicos preexistentes permite aos autores a caracterização da natureza oceânica do magmatismo básico da região ao NNW de São Paulo.

O surgimento do PRÓ-MINÉRIO, como órgão fomentador do setor mineral em São Paulo, propicia um grande incremento no conhecimento da geologia do Estado, particularmente da Faixa São Roque. No período inicial da década de 80, um grande acervo de dados é produzido por pesquisas realizadas, principalmente, pelo IPT e Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Desta maneira, nas áreas adjacentes à Folha Guarulhos, incorporou-se um volume muito grande de informações geológicas que se constituíram em importantes subsídios para a elaboração desta monografia.

Como parte de um programa de análise estrutural (IPT, 1982a) executado para o PRÓ-MINÉRIO, são elaborados relatórios referentes à faixa São Roque na região entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais (IPT, 1982b), do Sinclínrio de Pirapora (IPT, 1982c) e de Cabreúva (IPT, 1982 d), todos a oeste da área aqui enfocada, originando, como sub-produtos, outros trabalhos de natureza acadêmica (BISTRICHI, 1982; CARNEIRO, 1983; SANTORO, 1984).

BISTRICHI (*op.cit.*) detalha os aspectos estruturais do Sinclínrio de Pirapora, atribuindo-o à fase principal de deformação atuante no Grupo São Roque. Na oportunidade reconhece a ação de 3 fases de dobramentos associadas a respectivas foliações plano-axiais e aborda importantes aspectos no que se refere à caracterização dos litotipos identificados, assim como suas feições metamórficas e do magmatismo presente.

O núcleo central da estrutura dobrada de Pirapora é constituído por rochas metabásicas, onde estruturas em lavas almofadadas (*pillow-lavas*) foram descritas pela primeira vez na Faixa São Roque por FIGUEIREDO *et al.* (1982). Os aspectos petrográficos e químicos destas rochas são enfocados por LAZZARI (1987), que conclui por uma origem a partir do metamorfismo de basaltos toleíticos (de natureza oceânica), diabásios e tufos.

CARNEIRO (1983) estuda a área entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, a NNW de São Paulo, trazendo à tona importantes subsídios ao conhecimento da geologia da Faixa São Roque, principalmente no que diz respeito à sua história deformacional. Em mapa geológico na escala 1:20.000, aponta a existência de afloramentos de rochas gnáissicas-miloníticas do embasamento pré-São Roque. A descrição dos metamorfitos inclui a caracterização de rochas metavulcânicas básicas e intermediárias. A estratigrafia observada inclui uma seqüência, da base para o topo, de metapsamitos impuros, metapelitos (com níveis psamíticos) e metapsamitos rítmicos.

O autor descreve as principais estruturas e seus padrões de superposição, concluindo pelo reconhecimento de 3 fases de deformação. O magmatismo granitóide é relacionado à principal fase e o metamorfismo é associado às deformações a partir de observações microestruturais. Posteriormente, o autor e colaboradores publicam trabalhos específicos sobre magmatismo, litoestratigrafia e estruturas (CARNEIRO *et al.*, 1984a,b,c, 1985).

SANTORO (1984) distinguiu os litotipos do Grupo São Roque, bem como do Complexo Amparo, aflorantes na região de Cabreúva, além de descrever os maciços granitóides de Itu, Sorocaba, Serra do Itaqui, São Roque). O padrão de deformação descrito é bastante similar àquele contido em CARNEIRO (*op.cit.*). Uma síntese dos dados é oferecida posteriormente (SANTORO, 1986).

ALMEIDA *et al.* (1984) apresentam o mapa geológico da Folha Santana de Parnaíba (escala 1:50.000), complementando a área mapeada por CARNEIRO (1983) e BISTRICHI (1982). Na ocasião, reconhecem o mesmo padrão deformacional e estratigráfico definido na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, ressaltando o traçado irregular e difuso do Falhamento de Jundiuvira e entendendo a região ao norte desta falha como pertencente ao Complexo Amparo.

A região de Cajamar-Jordanésia, especificamente, tem seus aspectos litológicos, estruturais e estratigráficos detalhados por SANTORO *et al.* (1988).

A integração das folhas Santana do Parnaíba e Guarulhos é efetuada por DANTAS *et al.* (1986), quando sugerem a existência de três pacotes superpostos no Grupo São Roque: o primeiro incluiria as rochas metabásicas, calciossilicáticas, metaconglomerados, metarcóseos e xistos aluminosos, sendo então denominado de Formação Jaraguá; o pacote intermediário incluiria filitos e micaxistos alternados com metarenitos arcoseanos, com intercalações carbonáticas e o pacote superior incluiria uma seqüência de metarenitos bandados e filitos rítmicos, com intercalações quartzíticas. Para os dois últimos pacotes, os autores preservaram as denominações de HASUI *et al.* (1976a), Formação Boturuna e Piragibu, respectivamente. Tal proposição é mantida e detalhada, quando da síntese da estratigrafia da Faixa São Roque, apresentada por DANTAS (1987).

O Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus foi, posteriormente, estudado por BERGMANN (1988), em área compreendida nas folhas Cabreúva e Santana de Parnaíba. Na oportunidade, a autora caracteriza estratigrafia composta por pacote basal vulcânico básico toleítico, incluindo rochas piroclásticas e um membro metacarbonático estromatolítico (Formação Pirapora), sucedido por uma seqüência metapsamítica-metapelítica (Formação Estrada dos Romeiros), ambos capeados por um pacote com dois membros psamíticos e dois membros vulcânicos (Formação Boturuna), posteriormente admitido como de natureza alóctone (BERGMANN, 1990). Ao lado de minuciosa descrição das estruturas sedimentares e inferências ambientais, o trabalho reporta-se a cinco fases de dobramentos, atuando sobre uma seqüência depositada em possível *rift* intracontinental.

A porção limítrofe norte da Faixa São Roque é englobada pelos mapas referentes às folhas Atibaia (OLIVEIRA *et al.*, 1985) e Jundiá (BATISTA *et al.*, 1986). Os gnaisses adjacentes à Falha de Jundiuvira são interpretados por OLIVEIRA *et al.* (*op.cit.*) como remanescentes de seqüência vulcano-sedimentar supracrustal e englobados no Complexo Amparo (Arqueano-Proterozóico Inferior), onde teriam atuado quatro fases de dobramentos (MORALES *et al.*, 1985).

A passagem transicional das rochas gnáissico-migmatíticas para os metassedimentos do Grupo São Roque é ressaltada por SIMÕES *et al.* (1986), que a utiliza como argumento para defender a unicidade das seqüências a sul e norte da Falha de Jundiuvira, em que pese a diferença dos padrões deformacional e metamórfico.

BATISTA *et al.* (1986) atribuem as seqüências ao norte, na região de Jundiá, ao Grupo Itapira,

embora admitam uma contemporaneidade com as rochas do Grupo São Roque.

A porção da Faixa São Roque situada a NE da Folha Guarulhos foi estudada por CAMPOS NETO *et al.* (1983), em mapeamento na escala 1:50.000, das folhas Piracaia e Igaratá. Os autores descrevem o empilhamento estratigráfico, reconhecendo uma unidade vulcano-sedimentar basal, uma unidade metassedimentar rítmica intermediária e uma unidade metapelítica no topo. O padrão metamórfico predominante é de fácies anfíbolito, com a unidade superior em fácies xisto verde. São descritas três fases de dobramentos, afetando o Grupo São Roque.

CAMPOS NETO & BASEI (1983a) descrevem quatro fases de dobramentos atuando sobre o Grupo São Roque, atribuindo-lhes uma idade brasileira e reconhecendo uma vergência geral das duas primeiras em direção a NW. As frentes miloníticas reconhecidas a NE de São Paulo são relacionadas a uma colisão continental. Por fim, os autores sugerem como inadequada a denominação Faixa São Roque devido às similaridades estruturais com a Faixa Apiaí, no Vale do Ribeira.

No mesmo ano, CAMPOS NETO & BASEI (1983b) analisam os falhamentos transcorrentes no Pré-Cambriano paulista, considerando a falhas de Jundiuvira e Taxaquara como sincrônicas à segunda fase de dobramentos, atribuindo à primeira um rejeito dextral oblíquo e uma movimentação vertical posterior.

O conhecimento da geologia da região terminal leste da Faixa São Roque tem forte impulso a partir do trabalho de COUTINHO *et al.* (1982), ao sul da Serra de Itaberaba, quando detalham observações contidas no relatório de avaliação das possibilidades auríferas da área elaborado pelo IPT (1982e). Na ocasião, os autores referem-se a uma seqüência basal vulcano-sedimentar para o Grupo São Roque, com depósitos superiores de sedimentos carbonáticos e de ritmitos siltico-argilosos, sendo correlacionados às formações Boturuna e Piragibu de HASUI *et al.* (1976). A descrição das unidades da área reserva uma atenção especial aos anfíbolitos para os quais postulam uma natureza tanto para- quanto ortometamórfica.

Os estudos petrográficos em rochas básicas prosseguem em COUTINHO *et al.* (1984), quando caracterizam origem a partir de lavas maciças e, também, rochas vulcanoclásticas (tufos básicos).

A caracterização do padrão deformacional, bem como inferências da natureza paleoambiental dos metamorfitos da região da Serra de Itaberaba, é efetivada por JULIANI & BELJAVSKIS (1983). Os autores reconhecem uma discordância entre o Grupo São Roque e seu embasamento gnáissico-migmatítico, reportando-se à atuação de 3 fases de dobramentos sobre as supracrustais. No mesmo ano, JULIANI *et al.* (1983) descrevem aspectos das mineralizações de ouro associadas às rochas vulcânicas.

JULIANI *et al.* (1986) postulam a divisão dos metamorfitos da Faixa São Roque em duas unidades litoestratigráficas distintas, quando definem um pacote vulcano-sedimentar inferior que denominam de Grupo Serra de Itaberaba. À porção metassedimentar superior, reservam a denominação de Grupo São Roque. Admitem, para o primeiro pacote, uma sedimentação inicial possivelmente ao final do Ciclo Transamazônico, em bacia do tipo *rift*, com pequena abertura oceânica, ao passo que a seqüência superior seria depositada em bacia marinha epicontinental. Uma discordância entre as duas unidades é inferida a partir da presença de metaconglomerados e metabrechas basais no Grupo São Roque.

Os diversos litotipos da seqüência vulcano-sedimentar na região da Serra de Itaberaba são, posteriormente, sistematizados em séries litológicas, através de investigações petrográficas e litoquímicas efetivadas pelo IPT (1986) e publicadas por FRASCÁ *et al.* (1987). Na ocasião, os dados litoquímicos confirmaram uma origem oceânica para as rochas vulcânicas básicas da região.

O refinamento das informações geocronológicas sobre a Faixa São Roque começa,

efetivamente, com o trabalho de TASSINARI *et al.* (1985), ao estudarem os metaconglomerados da região do Pico do Jaraguá. Datações dos seixos graníticos daquelas rochas definem isócrona de 1200 ± 100 Ma (de alta razão inicial), enquanto a matriz forneceu idade isocrônica em torno de 800 Ma. Datações K/Ar de biotitas da matriz e seixos graníticos forneceram valores em torno de 620 Ma. A idade mais antiga é interpretada como um possível aquecimento anterior ao metamorfismo principal da faixa, mas, de qualquer maneira, definiria uma idade máxima de deposição para a sequência vulcano-sedimentar. A idade de 800 Ma da matriz seria indicativa da fase principal do metamorfismo brasileiro, com provável resfriamento em torno de 620 Ma.

Posteriormente, VAN SCHMUS *et al.* (1986), aplicando o método U-Pb em zircões do metariodacito do Morro do Polvilho, obtêm idades de 1.790 ± 40 Ma e de 500 Ma, interpretadas, respectivamente, como episódio de cristalização magmática e época dos eventos tectono-metamórficos de fechamento do Ciclo Brasileiro. A primeira idade poderia, segundo os autores, ser entendida como de deposição do Grupo São Roque.

TASSINARI *et al.* (1987) estudam os maciços graníticos do Moinho e da Serra da Cantareira. Obtêm para o primeiro uma idade de formação em torno de 1.220 Ma, pela combinação de dados isotópicos de Pb e Rb/Sr. Para o Maciço da Cantareira, referem-se a uma idade isocrônica Rb/Sr em torno de 650 Ma e de 640 ± 8 Ma, pelo método U/Pb em zircões. Neste último corpo, a composição isotópica de Pb em feldspatos sugere uma significativa contribuição da crosta interior na composição dos magmas parentais, com uma linha de evolução Sr^{87}/Sr^{86} indicando uma idade mínima de 1,6 Ga para esta fonte crustal.

O mesmo autor (TASSINARI, 1988) reinterpreta os dados geocronológicos preexistentes, apresentando outras datações e sistematizando as idades e eventos metamórficos de domínios alóctones no sudeste do Estado de São Paulo. Os dados permitem esboçar um quadro evolutivo para o Domínio São Roque a partir de uma crosta continental primária onde, em torno de 1.800 Ma, dar-se-ia a deposição do Grupo São Roque numa bacia distensiva de arco magmático. A idade de 1.300 Ma marcaria um primeiro evento metamórfico, com a intrusão dos corpos granitóides mais antigos, a cujo resfriamento (por volta de 1.000 Ma), sobreviria uma nova deposição. Um segundo evento metamórfico com idade de 800-720 Ma seria associado às intrusões granitóides sin- e tardi-tectônicas, com resfriamento a 620-600 Ma com posterior intrusão de plutões mais jovens (550 Ma).

Com relação à Bacia de São Paulo, o incremento no seu conhecimento fica evidente nos mais de 250 títulos bibliográficos compilados por SAAD *et al.* (1980).

Nova revisão do conhecimento sobre a bacia de São Paulo é encetada em *workshop* do Instituto de Geociências da USP e Núcleo-SP da SBG, em 1989. Na ocasião, uma idade eocênica-oligocênica para a Formação São Paulo é proposta por LIMA & MELO (1989).

2.3.3. Trabalhos prévios na faixa entre Guarulhos e Mairiporã

Antes da década de 60, foi bastante reduzido o número de estudos geológicos, versando sobre aspectos específicos da geologia da área enfocada neste trabalho. Uma primeira citação é devida a MORAES REGO (1933a), quando aborda aspectos principais das formações pré-devonianas de São Paulo, acusando uma natureza tardia para os granitóides da Faixa São Roque. Posteriormente, o autor (MORAES REGO, 1937) descreve uma seção geológica na direção N-S, desde a região de Taipas até a Serra dos Cristais, reconhecendo uma sucessão de estruturas dobradas, fechadas a isoclinais, perturbadas por falhamentos, e definindo uma provável estrutura sinclinal na região de Caieiras. O granito de Taipas ocuparia o núcleo de uma estrutura antiformal e a disposição das camadas indicaria uma posição inferior para as rochas carbonáticas, sobrepostas por micaxistos.

Os granitóides da Serra da Cantareira têm seu primeiro estudo mais detalhado no trabalho de MORAES REGO & SOUZA SANTOS (1938), quando é empreendida a caracterização petrográfico-textural dos distintos litotipos, descrevendo-se um tipo faciológico principal (tipo Pirituba) e vários outros subordinados (tipos Tremembé, Itaguassu, Santa Evelina e Vista Alegre), atribuídos a diferenciações locais. É admitida uma origem magmática, com os megacristais de K-feldspato entendidos como produtos de percolação de fluidos potássicos tardios. Os autores, além de descreverem os ectinitos circundantes, registram uma seqüência de ortognaisses na região do Mandaqui, de limites transicionais com as rochas graníticas. Por fim, abordam aspectos das formações cenozóicas, os principais traços geomorfológicos da área e analisam os granitos em termos de suas propriedades tecnológicas.

KNECHT (1943) acusa a presença de estaurolita-xistos no Córrego São Miguel, afluente do Rio Juqueri. Subordinadamente, são descritos cristais de granada que, a exemplo das estaurolitas, estariam associados ao metamorfismo de contato de diques pegmatíticos próximos e seriam discordantes em relação à xistosidade. O mesmo autor registra, em síntese sobre os recursos minerais (KNECHT, 1950), antigas lavras aluvionares de ouro nos ribeirões dos municípios de Franco da Rocha e Guarulhos.

A folha geológica de Jundiaí, na escala 1:100.000, apresentada por WOHLERS *et al.* (1954), já mostrava a separação entre o "Embasamento Arqueozóico" e as rochas da "Série São Roque", individualizando corpos de xistos, filitos, quartzitos, calcários metamórficos, anfíbolitos e granitos.

ALMEIDA (1955), ao descrever as "camadas de São Paulo" e a tectônica da Serra da Cantareira, reconhece, a partir de observações em pedreiras de granito, um sistema de falhas sinistrais de direção NE, entre as quais se destacam as falhas do Mandaqui e Piqueri. Refere-se, ainda, a um alinhamento E-W, desde a região de Pirituba até o Tremembé, marcado pela conspícua ocorrência de milonitos, com movimentação dextral. Por fim, o autor registra diversas evidências (estrias verticais, surgência de fontes de águas termais e feições geomórficas) que indicariam uma movimentação de caráter normal para o sistema E-W, com abaixamento relativo dos blocos meridionais.

O trabalho de FRANCO (1958) inicia uma série de contribuições específicas de pesquisadores da Universidade de São Paulo, ao estudar as rochas termo-metamórficas da "Série" São Roque. O autor dedica atenção especial às ocorrências de Perus e da Pedreira da Vila Albertina, no bairro do Tremembé, sendo descritos os diversos aspectos mineralógicos e petrográficos dos hornfels pelíticos e calciossilicáticos destas regiões.

CORDANI *et al.* (1961) descrevem a geologia da região do Jaraguá, apresentando mapa geológico, na escala 1:20.000.

Posteriormente, CORDANI *et al.* (1963) estudam as rochas calciossilicáticas da região de Perus, em termos de suas associações paragenéticas, concluindo por uma origem a partir do metamorfismo termal seletivo, agindo sobre calcários magnesianos impuros. Descrevem, ainda, aspectos dos litotipos graníticos dos maciços turmalíferos de Perus e corpos de Taipas e Cantareira.

HASUI (1963) estuda os granitos turmalíferos de Perus, sobre cujos aspectos mineralógicos KNECHT (1937) e CAMARGO & COUTINHO (1960) já haviam se referido. Na oportunidade, discute a natureza composicional, petrográfica-textural e genética dos granitos e pegmatitos associados. Descreve uma passagem brusca para as encaixantes, observando um *trend* preferencial E-W e outro secundário, de direção N-S para os diques ácidos, admitindo uma origem dupla para as turmalinas: uma parte seria de natureza primária, enquanto outra parte seria oriunda de autometassomatismo, através de soluções de boro de alta temperatura substituindo aluminossilicatos (feldspato e biotita).

COUTINHO (1972) traz importantes subsídios ao conhecimento da área entre Guarulhos e Mairiporã, apresentando um mapa na escala 1:100.000, que engloba grande parte da área aqui enfocada. O autor descreve as unidades do Grupo São Roque, principalmente nos seus aspectos petrográficos. Com relação aos granitos, sugere um provável alojamento tardio para a porção terminal SW (região de Pirituba) do Maciço da Cantareira, em relação ao corpo como um todo, ressaltando a ausência de xenólitos e o fraco metamorfismo de contato. Menciona os corpos de Taipas e do Morro de Perus como constituídos por fácies similares ao tipo Pirituba. O autor descreve as estruturas mais salientes da área, dando destaque ao sinclinal do Jaraguá, admitindo duas gerações de dobramentos superpostos. O metamorfismo principal, de fácies xisto verde a almandina-anfibolito, teve suas associações paragenéticas e isógradas investigadas pelo autor, que se refere aos porfiroblastos de estauroлита e sillimanita como originários de blastese pretérita a simultânea ao evento deformacional principal.

Outra contribuição significativa ao estudo do Grupo São Roque consiste na sucessão de trabalhos sobre as rochas anfibolíticas da região do Jaraguá e Vila Clarisse (SW da folha mapeada), de autoria de GOMES e colaboradores. A caracterização petrográfica daqueles litotipos é contemplada em GOMES (1962) que lhes atribui uma possível derivação ígnea. Posteriormente, investigações sobre o quimismo dos corpos (GOMES *et al.*, 1964, 1968), metamorfismo (GOMES, 1971) e minerais constituintes (GOMES *et al.*, 1972) ratificam tal hipótese e indicam a superposição de dois eventos metamórficos, o primeiro de caráter regional e em fácies xisto verde e o último atribuível ao metamorfismo de contato do Maciço da Cantareira, em fácies almandina-anfibolito.

Uma síntese sobre as feições petrográficas e metamórficas dos anfibolitos do Jaraguá está contida no trabalho de GOMES (1973). Na oportunidade, o autor sugeriu idade mais antiga que 714 Ma para o magmatismo básico, com metamorfismo em torno de 650 Ma, baseado em datações fornecidas por CORDANI & BITTENCOURT (1967) e HASUI & HAMA (1972).

ELLERT (1964), investigando uma área entre São Paulo e Mairiporã, identifica uma sequência de "gnaisses leucocráticos, gnaisses migmatíticos e migmatitos" do Proterozóico Inferior, e uma outra de metamorfitos e granitos que ainda denomina de Série São Roque, aos quais atribuiu idade proterozóica superior. As relações de contato entre as unidades não foram observadas, e os resultados do mapeamento foram apresentados na escala 1:40.000. Refere-se a duas fases de dobramentos, sendo a principal marcada por uma direção NE-SW, sucedida por dobramentos oblíquos. Descreve as principais características dos maciços de Mairiporã e da Cantareira, atribuindo-lhes um alojamento tardio em relação aos dobramentos principais, postulando uma origem a partir da fusão de rochas preexistentes, com posterior ação de efeitos cisalhantes, percolação de soluções hidrotermais e metassomatismo responsável pela microclinização tardia. O autor apresenta, ainda, 10 datações geocronológicas pelo método K/Ar em rochas graníticas e pegmatíticas, com idades variando entre 490 e 770 Ma, porém de baixa confiabilidade, visto que pegmatitos forneceram valores maiores que os granitos, contrariando as evidências geológicas de superposição.

Uma minuciosa descrição de feições do granito da Serra da Cantareira é fornecida em publicação das anotações do Dr. Teodoro Knecht que reúne observações de muitos anos ao longo de perfis na região da Reserva Florestal da Cantareira (KNECHT, 1977).

O mapa da EMPLASA (1980) encerra as unidades aflorantes na Grande São Paulo, na escala 1:100.000, contemplando seus aspectos litológicos, resumidos por COUTINHO (1979). Neste são assinalados alguns corpos migmatíticos na região de Guarulhos, atribuídos ao Grupo São Roque.

Cerca de 10% da área da Folha Guarulhos está contida na porção leste do mapa apresentado por CARNEIRO (1983). Este assinala os corpos turmalíníferos de Perus, reconhecidos como pós-tectônicos, enquanto os maciços da Cantareira, Taipas e Morro de Perus são interpretados como

tardi-tectônicos em relação à fase principal de deformação (F_2) atuante no Grupo São Roque, ou mesmo sin-tectônicos a F_3 . Uma pequena exposição do granito do Juqueri é admitida como um núcleo anatexítico do embasamento.

A mesma folha é mapeada, na escala 1:50.000, por DANTAS & TEIXEIRA (1984). Os autores reconhecem os diversos núcleos ortognáissicos miloníticos como exposições do embasamento Pré-São Roque, atribuindo-lhes uma idade proterozóica inferior e incluindo nesse contexto diversos corpos de granitóides deformados ao norte da Serra da Cantareira, enquanto as unidades gnáissico-migmatíticas ao norte da folha foram correlacionadas ao Complexo Amparo, de mesma idade. Nesse trabalho, foram descritas três fases de dobramentos, atuando sobre os metamorfitos do Grupo São Roque (Proterozóico Superior), enquanto são delimitadas diversas zonas de cisalhamento. Os maciços granitóides da Cantareira, Mairiporã, Taipas e Morro de Perus são relacionados como sin- a tardi-tectônicos à fase principal de dobramentos (F_2), enquanto um caráter pré-tectônico é admitido para o corpo de Francisco Morato. São descritas, ainda, algumas fácies texturais dos maciços maiores. Quanto à estratigrafia do Grupo São Roque é sugerida, pelo menos, a presença de duas seqüências superpostas, embora não separadas em mapa.

Uma série de trabalhos sobre os granitos do Pré-Cambriano paulista é devida a WERNICK e colaboradores, alguns deles com referências a corpos contidos na área aqui enfocada.

Assim, em 1984, WERNICK admite uma origem crustal para os maciços de Mairiporã, Cantareira e Perus, referindo-se ao dois primeiros como portadores de granada, ressaltando, porém, que parte do Maciço de Mairiporã estaria no campo dos granitos híbridos, segundo classificação pela tipologia do zircão (PUPIN, 1980). Posteriormente, WERNICK *et al.* (1985), utilizando-se de dados químicos, descrevem os maciços de Mairiporã e Cantareira como cálcico-alcalinos de grande profundidade, enquanto ressaltam o caráter peraluminoso e a origem crustal anatética para os corpos turmalíferos de Perus. Segundo os autores, a sucessão das intrusões Cantareira-Mairiporã-Perus caracterizaria uma forte diferenciação magmática a partir de fundidos de tendências aluminosas.

Na integração dos granitóides de São Paulo efetuada por WERNICK & GALEMBECK (1985, 1986), os três maciços supracitados, além do corpo de Taipas, são definidos como crustais aluminosos.

Um estudo sobre os pegmatitos de São Paulo, efetivado pelo IPT (1984) e publicado por ETCHEBEHERE *et al.* (1985), inclui a descrição das principais feições destes corpos na região de Perus-Guarulhos. Aspectos mineralógicos das granadas destes pegmatitos são relatados por MADUREIRA FILHO *et al.* (1986).

Os trabalhos de TASSINARI *et al.* (1987) e TASSINARI (1988), incluem datações geocronológicas em litotipos da área mapeada, principalmente granitóides, para os quais são relatadas 16 determinações por vários métodos radiométricos. Os dados de geoquímica isotópica do autor permitiram-lhe postular a origem do Maciço da Cantareira a partir da fusão parcial da crosta inferior (com idade mínima de 2 Ga).

CAPÍTULO 3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

3.1. EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE

3.1.1. Complexo Gnáissico-Migmatítico - Unidade Inferior

3.1.1.1. Migmatitos Diatexíticos (EDtx)

Consistem de rochas geralmente homogêneas, onde os neossomas predominam sobre paleossomas, gerando estruturas homófanas a nebulíticas, com raros termos mais foliados. Possuem maior expressão na porção norte da folha, nos bairros Vila dos Remédios e Parque das Flores. Ao sul, são encontrados em pequenas manchas na região de Guarulhos, bem como em esparsas ocorrências pontuais nas demais rochas do embasamento.

Na região norte, os contatos são eminentemente transicionais com as demais unidades do embasamento, limitando-se por falhas com os metamorfitos do Grupo São Roque. Ali, os neossomas formam massas de rochas homogêneas, com biotita granitos e biotita-hornblenda granitos deformados, de composição monzogranítica predominante, embora termos quartzomonzoníticos (ponto GN-305) e quartzomonzodioríticos (GN-993A1) possam estar presentes (FIGURA 5). A estrutura é gnáissica-milonítica, com termos inequigranulares a porfiróides ocelares (FOTO 03). A mineralogia é resumida na QUADRO I. Os paleossomas são raramente observados como relictos difusos de material xistoso a biotita e muscovita (ponto GN-395) e de núcleos anfibolíticos centimétricos esparsos.

Na região da cidade de Guarulhos, os neossomas mostram-se sob a forma de litotipos monzograníticos porfiróides. Os megacristais de microclínio róseo estão deformados e orientados assumindo feições típicas de *augen*-gnaisses. O capeamento por sedimentos cenozóicos impede a observação dos contatos com os demais litotipos.

3.1.1.2. Migmatitos Metatexíticos (EMtx)

Afloram no extremo norte da folha mapeada, na Serra do Botujuru e em duas pequenas manchas na porção SE da área, nas cabeceiras dos córregos Cabuçu de Cima e do Engordador. Por definição (ASHWORTH, 1985), nestas rochas, a fração paleossomática predomina sobre a neossomática, sendo bastante comuns as estruturas foliadas. Na Serra do Botujuru, ocorrem em escassos afloramentos muito alterados, com estruturas estromatíticas, arteríticas, dobradas e *schollen* (MEHNERT, 1968). Ali, gnaisses biotíticos e micaxistos feldspáticos são os restos paleossomáticos mais comuns, ao lado de bolsões anfibolíticos irregulares e raras lentes de quartzito granatífero. O neossoma é granítico-pegmatóide, bastante alterado, jazendo ora em vênulas irregulares, ora em massas disformes orientadas.

As relações de contato com gnaisses bandados e migmatitos diatexíticos são transicionais, com variação do grau de migmatização, enquanto os limites com os metamorfitos do Grupo São Roque são dados por contatos bruscos ou tectônicos (com aparente discordância estrutural), freqüentemente mascarados pela alteração e/ou ausência de afloramentos.

Na região SE da folha, as principais exposições encontram-se na Pedreira Firpavi (ponto GS-427), onde apresentam estruturas complexas, afetadas por milonitização. Biotita xistos e biotita-hornblenda gnaisses bandados são os principais restos paleossomáticos encontrados ao lado de pequenas blocos decimétricos de rochas calciossilicáticas e quartzíticas (FOTO 01). Os gnaisses são rochas de estrutura milonítica, granulação fina a média e textura granonematoblástica.

Os neossomas são variados e relações de superposição indicam dois eventos de migmatização. No primeiro, o neossoma é um biotita granito cinza fino milonítico, de composição granodiorítica a tonalítica. Em lâmina (GS-427A1), apresenta textura granoblástica, com bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas micáceas e sua composição mineralógica está ilustrada no QUADRO I. Um evento posterior de migmatização produziu neossomas na forma de bolsões graníticos porfiróides róseos, pegmatitos brancos albitíferos, além de aplitos finais róseos e cinzas que se intrudem em todo o conjunto descrito.

3.1.1.3. Ortognaisses Miloníticos e Blastomiloníticos (vog)

Diversas faixas de afloramentos de rochas graníticas deformadas e gnaissificadas ocorrem na porção sudeste da área mapeada, constituindo corpos alongados de eixo maior na direção NE-SW, expondo-se em janelas do embasamento, geralmente adjacentes às principais zonas de cisalhamento.

Os principais maciços localizam-se na região entre a Vila Albertina e a Serra da Pirucaia (onde atingem uma largura máxima de 2km), entre as falhas do Mandaqui e do Barro Branco, prolongando-se descontínuamente até a região do Capim Branco e do Rio Pinheiros, já em Mairiporã. Outra faixa significativa vai da região de Santana (na Capital), até o Bairro dos Veigas, em Guarulhos, perlongando as falhas do Rio Jaguari e dos Veigas em corpos descontínuos. Há exposições de menor porte na região do Parque Ecológico do Tietê e na confluência entre as rodovias Fernão Dias e Dutra, em Guarulhos.

Os contatos com as rochas adjacentes são geralmente abruptos. Limites tectônicos ocorrem entre os ortognaisses e as rochas granitóides do Maciço da Cantareira, na região do Tremembé. Contatos abruptos com os corpos metabásitos, xistos e filitos, na região de Guarulhos, não puderam ser diretamente observados.

Na Pedreira Firpavi (FOTO 42) observam-se quartzitos capeando discordantemente as rochas ortognáissicas (pontos GS-428, GS-54). Discordâncias estruturais, com filitos e xistos na região da represa do Cabuçu, do bairro Hortolândia e com quartzitos na região do Capim Branco, também foram observadas. Próximo ao Córrego do Engordador ocorrem contatos transicionais com os metatextitos do embasamento. Feições migmatíticas são freqüentemente observadas (pontos GN-656, GN-694, GS-54), sendo bastante comuns restitos não digeridos de gnaisses bandados, calciossilicáticas e anfibolitos.

A deformação destas rochas é marcada pela foliação milonítica verticalizada e coexistência de processos dúcteis e rúpteis, decrescentes em direção ao centro dos corpos, onde há uma maior isotropia. Termos oftalmíticos pouco deformados podem ser encontrados no cruzamento das rodovias Fernão Dias e Presidente Dutra (ponto GS-14), em Guarulhos.

São rochas leucocráticas, de coloração cinza clara, com raros termos róseos e cinza escuros. A estrutura gnáissica é dada pelo alinhamento de biotitas e alongamento de cristais de quartzo e feldspatos. A deformação em anisotropias preexistentes pode originar, localmente, um caráter bandado.

Predominam texturas blastomiloníticas e miloníticas (FOTO 02). Na primeira, porfiroclastos milimétricos, arredondados a ocelares, distribuem-se em matriz inequigranular, fina a média. Nas texturas miloníticas os ocelos alongados subcentimétricos a centimétricos jazem em matriz deformada de grã média, caracterizando verdadeiros *augen*-gnaisses.

A composição predominante é monzogranítica a sienogranítica, definida pela menor ou maior quantidade de K-feldspato. Termos composicionais granodioríticos (GS-39) e quartzo-monzoníticos (GN-695) ocorrem subordinadamente (FIGURA 5). Pode-se dizer que as composições se tornam

levemente mais ácidas de SW para NE, desde a região da Vila Albertina até o Capim Branco.

A mineralogia principal encontra-se relacionada no QUADRO I. Em algumas amostras de mão foram observados cristais milimétricos de granada.

Microclínio, fracamente perítico, ocorre em cristais arredondados a ovóides, muito fraturados, de geminação encurvada, portando freqüentes inclusões de biotita, plagioclásio e apatita acicular. Por vezes, pode ser observada uma geração posterior definida por cristais subédricos a euédricos tardios em relação à deformação.

Os plagioclásios (oligoclásio a andesina) mostram-se em cristais xenomorfos a subidiomórficos bastante sericitizados e saussuritizados. O quartzo aparece em cordões de agregados granoblásticos finos, grãos poligonizados prismáticos e alongados, denotando forte deformação e recristalização.

As biotitas têm cor esverdeada a castanha, encontrando-se freqüentemente cloritizadas. Titanitas são associadas aos opacos (pirita e ilmenita) e o epidoto forma veios ou capela alanitas idiomórficas.

FIGURA 5 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras do Embasamento Pré-São Roque.

3.1.2. Complexo Gnáissico Migmatítico - Unidade Superior

3.1.2.1. Xistos (Ex)

Esta unidade ocorre em pequena área de exposição no extremo NW da folha mapeada, no bairro da Cascata, nos limites dos municípios de Atibaia, Campo Limpo Paulista e Francisco Morato. A similaridade dos litotipos da unidade com os níveis metapelíticos paleossomáticos da unidade EMtx, sua passagem transicional ao norte da área para os biotita gnaisses e o cavalgamento pelas unidades metamórficas do Grupo São Roque a W (com marcante discordância estrutural) são feições distintivas destes micaxistos em relação àqueles da unidade SiXp.

A unidade inclui sillimanita-muscovita xistos e muscovita xistos de granulação grosseira, cor

de alteração avermelhada e textura granolepidoblástica. Cristais milimétricos de sillimanita fibrosa alinham-se segundo a xistosidade, enquanto turmalinas prismáticas se dispõem caoticamente. Por vezes, uma segunda geração de muscovitas pode estar presente na forma de porfiroblastos subcentimétricos dispersos, sem orientação visível. Não são raras as intercalações centimétricas de quartzitos micáceos de granulação média.

3.1.2.2. Gnaisses Bandados (EGnb)

Ocorrem no bairro Jardim dos Jacarandás (Mairiporã) no extremo norte da folha e compreendem rochas que apresentam alternância de bandas quartzo-feldspáticas e xistosas, centimétricas a decimétricas, comumente migmatizadas (FOTO 03). Os tipos litológicos principais incluem biotita gnaisses e biotita-muscovita gnaisses a sillimanita e/ou cordierita.

As bandas félsicas, de cor creme a cinza clara, possuem textura porfiroclástica e composição granodiorítica (ponto GN-307A) a monzogranítica (GN-313), tendo plagioclásio, quartzo e microclínio como essenciais, biotita em pequena quantidade e apatita, zircão, turmalina e opacos como acessórios. A alteração secundária é pronunciada e marcada por forte epidotização e sericitização de aluminossilicatos. As bandas xistosas, com textura granolepidoblástica incluem biotita, quartzo, plagioclásio (bastante sericitizado), microclínio, muscovita e sillimanita fibrolitizada como minerais principais, além de zircão, rutilo, opacos e turmalina como acessórios (QUADRO I). Cordierita em pequenos grãos sericitizados foi observada em uma amostra (GN-314).

O conjunto destes gnaisses encontra-se cortado por numerosos veios irregulares de material pegmatítico caulinizado, sendo raras as exposições sem alteração. São também comuns intercalações restritas de sillimanita xistos e anfíbolitos.

Os contatos com as unidades circundantes são transicionais, com a passagem para as rochas metatexiticas da unidade EMtx marcada pela progressiva migmatização.

3.1.2.3. Paragneisses quartzosos e quartzitos alternados (EGnq)

Ocorrem no extremo norte da folha mapeada, nos bairros de Jardim Lucia e Jardim das Flores (Mairiporã) e suas melhores exposições estão em cortes da Rodovia Fernão Dias, cerca de 1.500m além dos limites da área estudada.

A unidade inclui litotipos bandados, com alternâncias centimétricas a decimétricas de biotita gnaisses quartzosos e biotita quartzitos, com passagem transicional entre si, caracterizando uma provável estratificação reliquiar.

As rochas gnáissicas possuem cor cinza escura, estrutura maciça, textura granoblástica inequigranular a equigranular, sendo compostas principalmente por quartzo (mais de 50%), plagioclásio (25 a 30%), microclínio (10-15%), biotita (5-10%), muscovita (0-5%), com titanita, apatita, zircão, epidoto, opacos e clorita como acessórios (QUADRO I).

Os biotita quartzitos possuem cor cinza em tons claros, azulados a esverdeados, estrutura maciça, granulação média, sendo compostos fundamentalmente por quartzo (85-90%) em grãos individualizados e denteados e por biotita, envolvendo quantidades progressivamente maiores de plagioclásios na passagem para os gnaisses. Afloram, por vezes, em corpos alongados de centenas de metros, que foram individualizados por contatos litológicos no DESENHO 1 e seu produto de alteração consiste em material arenoso avermelhado, por vezes caulinizado.

No ponto GN-502, este material apresenta agregados nodulares centimétricos extremamente sericitizados (possivelmente de andaluzita), dispersos caoticamente. No ponto GN-509 foi observada uma intercalação concordante de 3 metros de espessura de anfíbolitos alterados, sendo observado, em vários locais, pequenos níveis xistosos centimétricos.

UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLÍNIO	BIOTITA	HORNBLENDA	MUSCOVITA	SERIICITA	TURMALINA	APATITA	TITÂNITA	ZIRCON	ALANITA	OPACOS	EPÍDOTO	CLORITA	SILLIMANITA	RUTILO	CORDIERITA	CARBONATO	QAP (CAMPO)	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	OBS.	
EMtx	GS-427A1 GS-427B	20 20	29 15	18 10	15 15	- 35	<15 -	- -	1 -	1 -	1 2	t -	t -	t -	t 3	t -	- -	- -	- -	- -	3b -	Biotita-Monzogranito Milonítico Biotita-Hornblenda Gnaíse	Neossoma Paleossoma	
EDtx	GN-395	20	-	-	25	-	40	-	5	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	Biotita-Muscovita Xisto	Paleossoma
	GN-993A1	10	33	10	15	30	-	s	-	-	2	t	-	t	-	s	-	-	-	-	-	9*	Biotita-Hbl.-Quartzo Monzoniorito	Mesossoma
	GN-999	25	28	20	8	-	-	t	-	t	t	t	t	t	t	t	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	Neossoma
	GS-74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	Neossoma
	GN-305	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6*	Biotita-Quartzo Monzonito	Neossoma
EGnb	GN-307	25	35	8	5	-	-	10	t	1	-	t	-	t	10	5	-	-	-	-	-	-	Granodiorito-Gnaíse Milonítico	Banda Félsica
	GN-313	30	10	10	20	-	5	-	-	-	-	t	-	-	t	-	25	-	t	-	3b	Biotita-Sill. Gnaíse	Banda Xistosa	
	GN-314	35	10	-	35	-	<10	-	t	-	-	t	-	t	-	-	10	-	-	<5	-	Sill.-Muscovita-Biotita. Xisto	Banda Xistosa	
EGnq	GN-509	55	25	10	5	-	<5	-	-	t	t	t	-	t	t	t	-	-	-	-	-	-	Biotita - Gnaíse Quartzítico	
Ex	GN-76	20	-	-	-	-	70	-	t	-	-	-	-	10	-	-	t	-	-	-	-	-	Muscovita Xisto	
Ortognaisses γog	GS-14A	22	20	45	10	t	t	s	-	t	1	t	-	1	t	-	-	-	-	-	-	3b	Biotita-Monzogranito Gnáissico	
	GS-14B	20	25	40	10	t	t	s	-	t	2	t	-	2	t	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	
	GS-39A1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	Granodiorito Gnaíse Milonítico	
	GS-39A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6*	Quartzo Monzonito Milonítico	
	GS-68A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3A	Sienogranito Gnáissico	
	GS-205A1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	
	GS-205A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	
	GS-427D	30	15	35	10	-	s	t	5	t	-	t	-	<5	<5	-	-	-	-	t	3b	Biotita-Monzogranito Gnáissico		
	GS-624A1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Milonítico	
	GS-670	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3A	Sienogranito Milonítico	
	GS-701	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Milonítico	
	GN-695	20	30	30	<10	-	<15	-	-	-	-	-	t	t	<5	-	-	-	-	-	-	3b	Monzogranito Gnáissico	
	GN-721	20	35	30	10	-	t	-	t	t	5	-	t	-	<5	-	-	-	-	-	-	3A	Biotita-Sienogranito Gnáissico	

t = traços; s = mineral secundário

Composições obtidas a partir do diagrama QAP (IUGS, 1973).

QUADRO I - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE.

Os contatos da unidade EGnq com os gnaisses bandados (EGnb) são transicionais, marcados pela progressiva perda de quartzo, ao passo que a passagem para os micaxistos do Grupo São Roque é brusca, com contato dado pela Falha de Pedra Vermelha.

3.2. GRUPO SÃO ROQUE - UNIDADE INFERIOR

3.2.1. Suíte Meta-Ígnea Básica a Intermediária

Engloba um conjunto de rochas metavulcânicas e subvulcânicas, além de prováveis piroclásticas contidas nas unidades de mapeamento dos anfíbolitos e anfíbolitos metabásitos (SiA) e anfíbolitos bandados (ou metatufos) (SiAb).

3.2.1.1. Anfíbolitos Maciços e Xistosos (SiA)

Os anfíbolitos distribuem-se por toda a área estudada, com maior incidência na região a sul do Maciço da Cantareira. Afloram com maior expressão nas regiões da Vila Clarisse-Jaraguá (SW da folha) e na faixa Bairro dos Veigas-Fazenda Tocantins (E-SE da área). Outros corpos menores ocorrem nas proximidades de Mairiporã, Caieiras e Francisco Morato e em numerosas ocorrências pontuais dispersas nas demais unidades mapeadas.

A forma de ocorrência mais comum é a de corpos irregulares, por vezes alongados segundo o *trend* regional e adjacentes às zonas de cisalhamento. São comuns, ainda, em pequenas lentes ou diques irregulares a tabulares encaixados nos tetos pendentes xistosos do maciço da Cantareira.

Os limites com as unidades adjacentes são, geralmente, bruscos e/ou tectônicos, quase sempre mascarados pela alteração intempérica. Contatos transicionais ocorrem com os anfíbolitos bandados nas regiões da Fazenda Tocantins e de Vila Clarisse.

Os anfíbolitos são rochas de coloração cinza escura esverdeada a azulada, sendo típico um padrão de alteração que resulta num material amarelo-ouro, com fraturas preenchidas por óxido de Mn (FOTO 04). Na região do Jaraguá predomina uma cor de alteração arroxeada. A granulação é fina a média, com raros termos mais grossos, quando mais próximos aos corpos granitóides (ponto GN-936), onde se mostram feldspatizados.

Apresentam estruturas maciças e subordinadamente xistosas, cujas zonas de maior incidência foram assinaladas por contatos litológicos no mapa geológico (DESENHO 1). Na região do Jaraguá as estruturas maciças são mais conspícuas nas proximidades do contato com os granitóides. Não foram observadas estruturas reliquias do tipo *pillow*, como descritas em outras áreas da faixa São Roque (FIGUEIREDO *et al.*, 1982), porém nódulos argilosos subcentimétricos em afloramentos muito alterados de rochas mosqueadas na região da Vila Clarisse (JC-1003) e do Bairro dos Veigas (GS-103) são bastante sugestivos da presença de vesículas e/ou amígdalas.

Merece menção a ocorrência de um tipo brechado (ponto GN-252), em um dique na região de Mairiporã, consistindo de fragmentos angulosos centimétricos de material síltico-argiloso, imerso numa matriz argilosa, cujo grau de alteração impede maiores considerações, podendo tratar-se tanto de uma estrutura cataclástica, como até de um possível tufosito (brecha formada em conduto de diques).

As texturas são bastante variáveis, predominando arranjos granoblásticos a granonematoblásticos, além de texturas decussadas e/ou porfiroblásticas. Texturas subofíticas são relativamente comuns em amostras da Vila Clarisse e de corpos tabulares em tetos pendentes (GN-227).

As rochas metabásicas têm os anfíbolitos, hornblenda xistos, quartzo anfíbolitos e diopsídio anfíbolitos como tipos mais comuns, cuja composição mineralógica pode ser visualizada no

QUADRO II.

Os anfibolitos e hornblenda xistos são mais comuns na região da Vila Clarisse e tetos pendentes no Maciço da Cantareira. A mineralogia básica é definida pela hornblenda (ou actinolita) e plagioclásio, com quantidades subordinadas de quartzo. Os acessórios mais comuns são a titanita, epidoto, opacos e biotita, apresentando traços de apatita, muscovita/sericita, leucóxênio, carbonatos, turmalina e clorita.

A hornblenda é verde azulada a verde amarelada e mostra margens distintas e definidas com a actinolita verde clara a incolor, ocorrendo em cristais subédricos a lenticulares. Por vezes, apresentam inclusões vermiformes de quartzo, sugerindo uma liberação de SiO_2 a partir da transformação de piroxênios em anfibólio.

O plagioclásio ocorre na forma granular ou ripiforme, apresentando geminações complexas e alteração para epidoto, sericita ou carbonatos. Sua composição é de albita a andesina, embora termos mais cálcicos possam ser encontrados em núcleos zonados nas imediações dos corpos graníticos, junto com biotita, possivelmente refletindo efeitos termais (GOMES *et al.*, 1972).

Microclínio é observado em diversas amostras de rochas de tetos pendentes, oriundo de efeitos metassomáticos. O quartzo ocorre em agregados granoblásticos finos preenchendo espaços intergranulares.

Os principais opacos são sulfetos e ilmenita e/ou titanomagnetita (comumente envolvidas por titanitas leucoxenizadas).

Os diopsídio anfibolitos ocorrem preferencialmente em lentes tabulares sugerindo estruturas de *sills*, encaixadas em tetos pendentes xistosos no seio do batólito da Cantareira (e.g. GN-225, GN-227). Possuem granulação grossa, textura subofítica e estrutura maciça. A mineralogia básica é dada por hornblenda, actinolita, plagioclásio (oligoclásio a labradorita) e diopsídio. Epidoto, titanita, biotita, opacos, carbonatos e apatita são os principais acessórios, enquanto microclínio de formação tardia também pode ser encontrado.

Os quartzo anfibolitos são encontrados principalmente na região do Bairro dos Veigas (Guarulhos) e em corpos irregulares nas proximidades de Mairiporã. A estrutura é maciça (por vezes levemente bandada) e a textura é decussada a granoblástica-granonematoblástica. Diferem dos anfibolitos da região da Vila Clarisse por sua granulação mais fina e coloração esverdeada azulada mais clara.

Mineralogicamente distinguem-se pela ausência de plagioclásio nas ocorrências de Guarulhos (embora este exista em pequena quantidade em lente próxima à Rodovia Fernão Dias) e pela presença de quartzo em quantidades de 15 a 25% que, junto com a hornblenda (em torno de 70%), constituem quase que a totalidade da rocha. Os únicos acessórios presentes são o epidoto, titanita e opacos.

Em termos composicionais, as rochas anfibolíticas da unidade SiA distribuem-se no campo dos basaltos, basaltos andesíticos e andesitos, segundo classificação de LE BAS *et al.* (1986), conforme mostra a FIGURA 15 (Cap. 4).

Identifica-se uma predominância da composição basáltica nas rochas a SW da área (V. Clarisse) e dos tetos pendentes, com a associação dos dados texturais e estruturais indicando uma origem a partir de metamorfismo de lavas basálticas e intrusivas hipoabissais (metadiabásios, metagabros).

Já as porções SE e E da área comportam termos composicionais andesíticos e basáltico-andesíticos (GS-107, GS-625, GN-1169). Sua estreita associação com rochas calciossilicáticas bandadas (metamargas com provável contribuição tufácea segundo COUTINHO *et al.*, 1982) na região do Ribeirão Barrocada (GS-625) e com anfibolitos bandados (prováveis metatufos), e mais as

características texturais, estruturais, mineralógicas e composicionais descritas anteriormente, são sugestivas de uma possível origem a partir de rochas piroclásticas (tufos vítreos e/ou líticos).

3.2.1.2. Anfibolitos Bandados (SiAb)

Ocorrem na forma de lentes de reduzidas dimensões encaixadas em rochas calciossilicáticas bandadas e nas rochas anfibolíticas, com as quais possuem relações de contato eminentemente transicionais.

A área de maior expressão encontra-se na região do Rio Pinheiros, a leste da Faz. Tocantins, estreitamente ligada a anfibolitos maciços e xistosos, definindo, na verdade, uma zona de predominância. Outras lentes (da ordem de dezenas de metros) são encontradas na região da Vila Clarisse, enquanto diversas ocorrências pontuais estão dispersas pela área estudada.

Os anfibolitos bandados constituem litotipos profundamente alterados, caracterizados pela alternância de bandas e listas subcentimétricas a decimétricas, de material argiloso, de coloração variada (verde, cinza, arroxado, amarelo-limão, brancas). Em raras amostras menos alteradas (GN-629, GS-622A1), são encontradas bandas de natureza anfibolítica (hornblenda e quartzo) e textura granonematoblástica alternadas com bandas xistosas biotíticas (com algum feldspato). Epidoto e opacos são os principais acessórios. Leitões milimétricos exclusivamente biotíticos podem ocorrer entre os dois níveis descritos.

A amostra GS-622A1 tem composição de basalto andesítico, segundo critérios de LE BAS *et al.* (1986) e litotipos bastante semelhantes foram descritos por COUTINHO *et al.* (1982) na Serra de Itaberaba, sendo classificados como prováveis metatufos.

3.2.1.3. Metatufos vítreos e líticos (SiTu)

Na região de Taipas, durante escavações para a construção do conjunto da COHAB (e.g. pontos GS-289 e GS-461) foram encontradas, inclusas nas rochas calciossilicáticas, lentes de material argiloso, listrado, com lâminas milimétricas a subcentimétricas negras, cinza-chumbo e amarelas (FOTO 05). No mesmo local, foram descritas lentes de dimensões subcentimétricas a centimétricas, muito alteradas, de material fino, marrom, argiloso, englobando nódulos de variadas cores arredondados a angulosos, argilosos e sericíticos.

Embora o grau de alteração não permita maiores considerações genéticas, o material acima foi interpretado, em função da associação litológica, granulação, textura e estrutura, como vulcanoclástico (metatufos vítreos e líticos, no sentido que lhes confere ANDREIS, 1990) evidenciando uma provável contribuição piroclástica na seqüência, como já aventado por COUTINHO *et al.* (1982).

A presença de litoclastos arredondados no material descrito faz com que não se desconsidere a hipótese de uma natureza epiclástica para estes depósitos. Também não são raros níveis delgados de quartzitos finos, friáveis, brancos e puros (metacherts) intercalados em vários pontos da seqüência.

3.2.2. Rochas Subvulcânicas Ácidas a Intermediárias (SiMvi)

Incluem dois pequenos corpos tabulares, de dimensões métricas, que ocorrem como intercalações acamadadas no quartzito da Serra da Pirucaia, cartografadas na forma de ocorrências pontuais nas regiões dos bairros Cabuçu (Pedreira Firpavi) e do Capim Branco.

O primeiro corpo constitui uma lente de aproximadamente 5m de comprimento e 1,5m de largura, concordante com a foliação do quartzito. Trata-se de rocha gnáissica tonalítica deformada, de granulação média e coloração cinza média. O arranjo granular hipidiomórfico é definido por

cristais milimétricos de plagioclásio, ora arredondados, ora ripiformes, fortemente sericitizados e saussuritizados, imersos em uma matriz quartzosa fina, equigranular, onde ocorre biotita verde acastanhada, cloritizada. Os principais acessórios são a titanita, apatita, alanita e opacos.

A segunda ocorrência constitui um dique de 2,5m de largura, cortando as rochas quartzíticas, com o grau de alteração bastante avançado permitindo apenas a distinção de minerais quartzosos e feldspáticos, além de alguns cristais de hornblenda.

3.2.3. Metaultrabasitas (SiMu)

São, aqui, interpretados como prováveis metaultrabasitas os níveis métricos a subcentimétricos, concordantes, de material clorítico xistoso, bastante alterado, de granulação fina, cor verde clara a amarelada, que foram mapeados como ocorrências pontuais em metarcóseos da região da Barroca Funda (ponto CJ-851) e micaxistos de Guarulhos (GS-652). O profundo estágio de intemperização destas rochas torna impossível considerações mais detalhadas de natureza petrográfica e mineralógica.

3.2.4. Metassedimentos Químico-Detríticos

Inclui as rochas calciossilicáticas (SiCs), os quartzitos calciossilicáticos (SiQcs) e os mármore calcíticos (SiMm).

As rochas calciossilicáticas distribuem-se principalmente pela porção sul da área, com maior expressão na região dos bairros de Parada de Taipas, Jaraguá e Perus, onde configuram uma faixa de orientação aproximada E-W com inflexão para NW, adjacente ao Maciço da Cantareira. Outra importante área de afloramento está numa faixa desde os bairros de Santana e Vila Nova Cachoeirinha, na Capital, até a região de Guarulhos-Serra da Pirucaia, onde diversos corpos alongados e de dimensões variáveis podem ser encontrados. Outras ocorrências menores estão nas regiões da Faz. Tocantins (Mairiporã), Francisco Morato, Caieiras e em ocorrências pontuais dispersas nas demais unidades.

Os litotipos calciossilicáticos possuem flagrante associação com os corpos anfibolíticos e anfibolíticos bandados para os quais transicionam com frequência.

Ocorrem também como intercalações em micaxistos, metarcóseos e quartzitos, como xenólitos em rochas granitóides e em pequenas lentes deformadas adjacentes aos principais falhamentos. Merecem destaque as ocorrências da região da Pedreira Firpavi (Guarulhos), onde são vistas como núcleos deformados e migmatizados por injeção de material pegmatóide (FOTO 06).

São relativamente raros os afloramentos são, sendo o padrão típico de alteração conferido por uma alternância de bandas centimétricas a decimétricas vermelho-arroxeadas e amarelo-ouro de níveis argilosos (FOTO 29), passíveis de serem confundidos com filitos bandados ou mesmo paragneisses intemperizados (MORAES REGO & SOUZA SANTOS, 1938). Outro detalhe, comum nas adjacências de contatos com rochas granitóides (ponto GS-24), é a abundância de material manganífero secundário (MnO) preenchendo fraturas ou níveis maciços mosqueados pela alteração de feldspatos.

Quando vistas em amostras sãs, as rochas calciossilicáticas apresentam camadas alternadas de cor cinza escura esverdeada a azulada e cinza clara a bege esbranquiçada que lhes conferem a estrutura bandada típica. Por vezes, são vistos corpos maciços métricos de cor cinza clara transicionando para anfibolitos.

A granulação é fina a média e as texturas mais comuns são a granoblástica e granonematoblástica, embora possam ser encontrados, subsidiariamente, arranjos nematoblásticos, lepidomaculados e micaxísticos.

blásticos, porfiroblásticos e decussados (estes geralmente nas proximidades de contatos com as rochas graníticas).

Uma gama muito variada de minerais é encontrada nas rochas calciossilicáticas, definindo diversos tipos litológicos. Os minerais mais comuns são a actinolita/tremolita, feldspatos (plagioclásio cálcico e microclínio), quartzo, diopsídio, flogopita e epidoto. Os acessórios típicos são a titanita, opacos, turmalina, calcita, apatita, clorita, sericita e zircão (QUADRO II). Embora a classificação petrográfica seja bastante dependente da porção abrangida pela lâmina, o que confere uma grande variedade de litotipos, dois grandes agrupamentos podem ser descritos:

O primeiro grupo é formado por feldspatos-actinolita (tremolita)-granofels com quantidade variável de diopsídio, quartzo e epidoto. Estes litotipos encerram cristais de actinolita/tremolita e diopsídio dispersos ou fracamente orientados em uma matriz de quartzo, microclínio e plagioclásio cálcico (labradorita), sendo denominados informalmente por FRASCÁ *et al.* (1987) de "escarnóides". Os anfibólios ocorrem em poiquiloblastos subidiomórficos a xenomórficos, enquanto os piroxênios (geralmente idiomórficos) portam freqüentes inclusões de turmalina e flogopita. Os minerais da matriz mostram grãos xenomórficos em contatos interlobados (GS-54A1), ou formam agregados granoblásticos finos intergranulares (JC-77A).

O segundo agrupamento é formado por flogopita-plagioclásio-actinolita (tremolita) xistos portadores de quantidades variáveis, mas subordinadas, de diopsídio, quartzo e microclínio. Neste tipo, uma massa equigranular e orientada, formada de plagioclásio sub-idiomórfico (bytownita), anfibólios xenomórficos, diopsídio, flogopita acastanhada e epidotos encerram poiquiloblastos milimétricos de actinolita-tremolita e diopsídio, num arranjo nematoblástico a lepidoblástico (JC-712).

Interpretadas inicialmente como "cornubianitos aluminosos" (MORAES REGO, 1933b), as rochas calciossilicáticas tiveram sua origem explicada a partir de metamorfismo de contato de rochas magnesianas impuras (CORDANI *et al.*, 1963 e ELLERT, 1964) ou mesmo por trocas metassomáticas entre anfibolitos e micaxistos (COUTINHO, 1972). A composição mineralógica e química, bem como sua associação litológica com metavulcânicas básicas têm levado, mais recentemente, diversos autores a admiti-las como oriundas do metamorfismo regional de sedimentos margosos, com contribuição tufácea (FRASCÁ *et al.*, 1987).

Os quartzitos calciossilicáticos ocorrem, na região de Caieiras, em pequenas lentes métricas intercaladas em metapelitos ou como níveis restritos nas rochas calciossilicáticas. A granulação é fina e o arranjo granoblástico é conferido por grãos de quartzo (de 60 a 90% da rocha) alongados e estirados ou recrystalizados, com quantidades variáveis de plagioclásio, hornblenda, diopsídio, granada, tendo como acessórios a titanita, opacos, apatita, clorita, epidoto e microclínio. O plagioclásio é cálcico (labradorita), enquanto hornblenda e diopsídio são comumente poiquiloblásticos. A granada apresenta-se em grãos xenomórficos e poiquiloblásticos, possuindo uma coloração rosada a incolor.

Os mármore calcíticos foram descritos em duas ocorrências na área mapeada, associadas a rochas calciossilicáticas em Perus e no Jardim City (Guarulhos), constituindo pequenas lentes métricas subordinadas. São rochas de coloração cinza clara esverdeada, maciças, granulação fina a média, com textura granolepidoblástica e estrutura orientada a bandada.

Petrograficamente podem ser classificados em flogopita-tremolita mármore (Perus) e clorita (magnesiana)-tremolita mármore (Guarulhos), onde se alternam bandas carbonáticas puras e micáceas. Os carbonatos (calcita, com reduzida quantidade de dolomita) ocorrem em grãos subidiomórficos alongados e subparalelos. Tremolita ocorre na forma de porfiroblastos sub-idiomórficos (JC-77B) ou de cristais xenomórficos associados a quartzo em agregados granoblásticos (GS-133A). Os acessórios mais comuns são sericita, turmalina e epidoto.

UNIDADE		AMOSTRA	Horn- blenda	Act. + Trem.	Plagio- clásio	Qzo	Diopsídio	Micro- clínio	Opacos	Epídoto	Titanita	Biotta	Turmalina	Carbo- nato	Clorita	Musco- vita	Apatita	Leuco- xênio	Alanita	Flogopita	Granada	Zircão	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA		
Grupo São Roque Unidade Inferior	SIA	GS-107	70	-	-	25	-	-	<5	-	<5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Quartzito Anfibolito		
		GS-148	85	-	-	15	-	-	-	15	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Epídoto - Quartzito Anfibolito	
		GS-501	53	-	30	5	-	10	t	t	-	1	-	-	-	-	t	t	-	-	-	-	-	Anfibolito	
		GS-586	80	-	14	-	-	-	-	5	t	-	1	-	-	-	t	t	-	-	-	-	-	Anfibolito	
		GS-591	50	-	30	10	-	-	-	3	5	2	-	-	-	t	1	t	-	-	-	-	-	Quartzito Anfibolito	
		GS-625	87	-	30	t	-	-	-	3	-	t	-	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	Anfibolito	
		GN-130	45	-	40	-	-	-	-	1	-	-	5	1	<5	<5	<5	t	-	-	-	-	-	Anfibolito - Hidrotermalizado	
		GN-225	-	74	4	2	15	4	1	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Diopsídio - Actinolita Xisto	
		GN-227	45	-	20	5	25	-	-	-	t	5	-	-	t	-	-	t	-	-	-	-	-	-	Diopsídio Anfibolito
		GN-228	55	-	40	5	-	-	-	-	t	<5	-	-	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	Hornblenda Xisto
		GN-407	82	-	10	5	-	-	-	-	3	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Anfibolito
		GN-481	74	-	15	5	-	-	-	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Hornblenda Xisto
		GN-491	70	-	15	15	-	-	-	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Quartzito Anfibolito
		GN-491B	60	-	40	t	-	-	-	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	t	-	-	-	-	Hornblenda Xisto
		GN-689	77	-	15	-	-	5	3	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Anfibolito
		GN-836	40	-	55	5	-	-	-	-	s	-	-	-	s	s	-	-	-	-	-	-	-	-	Hornblenda Xisto
		GN-1189	50	-	30	-	t	-	-	<5	10	<5	-	-	-	<5	5	-	-	-	-	-	-	-	Epídoto Anfibolito
		CJ-851	-	74	20	-	-	-	-	1	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Anfibolito
	PR-SN	55	5	40	t	-	-	-	-	-	t	t	-	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	Anfibolito	
	SIAb	GS-622A1	60	-	10	10	-	10	5	-	5	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	Hornblenda Xisto	
	SIMvl	GS-428	-	-	57	25	-	-	-	-	-	1	15	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	Tonalito Gnásico	
	SICs	GS-54A2	-	32	15	17	-	8	1	15	1	-	-	10	-	-	1	-	-	-	-	-	t	Epídoto-Carb.-Feldsp.-Act.Fels.	
		GS-156	-	25	10	15	40	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Feldspato-Act.-Diopse.Granofels	
		GS-339	10	-	10	60	-	<5	<5	t	-	-	-	-	-	t	-	t	-	-	-	15	-	Hb - Pl - Granada Quartzito	
		GN-727	-	30	34	15	-	-	2	2	1	-	1	-	-	-	t	-	-	-	15	-	-	Flogopita-Act.-(Trem.)-Biotta Xisto	
		JC-712	-	35	2	-	47	1	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	Tremolita - Diopsídio Granofels	
		JC-77	-	25	20	10	15	5	t	2	1	-	2	-	-	t	-	-	-	-	20	-	-	Flogopita-Diop.-Act.-Trem.Xisto	
		JC-1110A	-	25	71	-	-	-	1	t	2	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	Tremolita Granofels	
	SIMm	CJ-07A	5	-	22	69	-	-	t	t	1	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-	1	-	Quartzito - Calciosilicático	
		CJ-203	2	-	5	87	3	-	-	t	t	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	Quartzito - Calciosilicático	

t = traços; s = mineral secundário

QUADRO II - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS METAÍGNEAS BÁSICAS A INTERMEDIÁRIAS E METACARBONÁTICAS DA UNIDADE INFERIOR DO GRUPO SÃO ROQUE

3.2.5. Metassedimentos Psamítico-Psefíticos

3.2.5.1. Quartzitos (SiQ)

São incluídos nesta unidade não só os litotipos quartzíticos propriamente ditos, mas também diversas ocorrências restritas de *metacherts*, identificadas no mapa com o símbolo SiQ(c).

Os quartzitos ocorrem dispersos por toda a área, tendo destacada expressão na porção sudeste onde constituem a Serra da Pirucaia. As demais ocorrências são definidas por lentes reduzidas inclusas nos litotipos pelíticos ou adjacentes a zonas de falhas, além de pequenos corpos hornfelsicos como tetos pendentes no Maciço da Cantareira.

Na Serra da Pirucaia dispõe-se um maciço quartzítico alongado na direção NE-SW, de forma grosseiramente ovalada, possuindo perto de 10,5 km de comprimento, por uma largura máxima de 1,3 km. Seus contatos com as unidades metassedimentares adjacentes são bruscos, marcados freqüentemente por milonitização e restrita feldspatização. Em sua porção SW, na pedreira abandonada e lavra de areia da Firpavi (pontos GS-54 e GS-428) o contato com os ortognaisses do Embasamento Pré-São Roque é marcado por discordância angular, quando quartzitos com mergulhos baixos a subhorizontalizados sobrepõem-se bruscamente a ortognaisses verticalizados (FOTO 42)..

O quartzito da Serra da Pirucaia é uma rocha impura de coloração branca a creme, mais raramente cinza clara e estrutura maciça a levemente acamadada, foliada nas bordas por uma clivagem do tipo ardosiana, apresentando lineações marcadas pelo estiramento de grãos de quartzo ao longo de planos preferenciais de achatamento. A granulação é média a grossa, com raros termos finos e apresenta uma seleção regular a má.

Leitos centimétricos de quartzito microconglomerático (seixos milimétricos de quartzo) estão presentes em raros níveis, ocorrendo também estruturas primárias do tipo estratificação gradual e cruzada de pequeno porte.

No ponto GN-1176 ocorre uma brecha intraformacional, próxima à base do pacote quartzítico, de aproximadamente 5m de espessura (FOTO 07).

A textura principal é granoblástica recristalizada com arranjos de agregados inequigranulares de quartzo que constituem a maior parte em volume da rocha (QUADRO III). As impurezas principais são pseudomorfos caulinizados de feldspato potássico e plagioclásio, de morfologia arredondada e arranjos inequigranulares. Biotita ocorre localmente cloritizada, enquanto muscovitas se apresentam em cristais indeformados e dispersos caoticamente na rocha, sugerindo uma origem mais tardia. Os principais acessórios são a turmalina (cristais cinza-azulados arredondados e pós-cinemáticos) e opacos. Em um ponto (GS-54) foram observados cristais milimétricos de granada.

Não foram observados os quartzitos ferríferos (itacolomitos) descritos por KNECHT (1977) na Serra da Pirucaia.

As ocorrências de quartzitos, em pequenas lentes associadas a zonas de falhas, mostram litotipos miloníticos, fortemente lineados, compostos fundamentalmente por quartzo (mais de 90%), com teores subordinados de muscovita/sericita, epidoto, opacos e sillimanita (e.g. ponto GN-713).

Os níveis quartzíticos, ocorrentes como hornfels em tetos pendentes no Maciço da Cantareira, formam litotipos geralmente maciços, isótopos, endurecidos, composto por agregados granoblásticos equigranulares de quartzo, plaquetas de muscovita dispersas, agregados fibrosos sericiticos orientados, pseudomorfos limonitizados de granada, biotitas cloritizadas e traços de turmalina e opacos (e.g. ponto GN-486).

Lentes de *metacherts* brancos de restritas dimensões, friáveis, com granulação muito fina a

finas e estrutura maciça foram mapeadas em diversos locais, como no Horto Florestal (Trilha da Bica) e a leste do conjunto Cohab-Taipas. As dimensões são da ordem de 150-200m de comprimento por alguns metros de largura, e estão associadas, respectivamente, a rochas anfibolíticas e calcossilicáticas.

3.2.5.2. Metarenitos Arcoseanos, Metarcóseos e Metagrauvacas (SiMc)

Os metapsamitos impuros distribuem-se pela porção norte da área, possuindo maior expressão no bairro do Mato Dentro.

Os metarenitos arcoseanos e metarcóseos ocorrem como bancos maciços a levemente bandados, de granulação fina a média, mal selecionados, coloração marrom arroxeada, portando freqüentes pintas brancas submilimétricas a milimétricas de feldspatos caulinizados e com abundantes intercalações de filitos e xistos finos. Podem se apresentar bastante endurecidos, principalmente nas proximidades de contato com rochas graníticas, como na região do Jardim Okinaga (Mairiporã), onde constituem verdadeiros hornfels. Na região do bairro Mato Dentro são freqüentes os corpos metabásitos métricos, discordantes, irregulares e profundamente alterados.

A textura mais comum é a microporfiroclástica e a mineralogia típica destes litotipos é dada por quartzo em grãos xenomorfos deformados, plagioclásios (oligoclásio) em cristais subidiomórficos e micas (muscovita-sericita, biotitas cloritizadas e cloritas) preenchendo espaços intergranulares. Os acessórios mais comuns são os opacos, titanita, carbonatos, microclínio e epidoto secundário. As quantidades modais podem ser observadas no QUADRO III.

Metagrauvacas ocorrem dispersas pontualmente, possuindo boa representatividade no bairro Barroca Funda (extremo NW da folha) e nas proximidades do Córrego dos Abreus (NW de Caieiras), onde material feldspático caulinizado coexiste com grânulos subcentimétricos de quartzo em uma matriz arenosa, maciça e mal selecionada, de cor amarelada.

Os contatos destas unidades psamíticas impuras com os demais metassedimentos é transicional, marcado pela perda gradativa de quartzo e aumento de intercalações pelíticas.

3.2.5.3. Metaconglomerados e Metabrechas (SiMg)

Constituem uma pequena lente de aproximadamente 50m de comprimento e largura de 3 a 5m na região a oeste do conjunto da COHAB-Taipas (ponto GS-446). Trata-se de um material bastante alterado formado por uma matriz síltico-arenosa, fina, avermelhada, foliada (presença de uma clivagem ardosiana bastante notável), onde se dispersam seixos escuros de quartzo e quartzitos orientados, milimétricos a centimétricos, estirados a ovais, por vezes angulosos.

3.2.6. Metassedimentos Pelítico-Psamíticos

Engloba as unidades de micaxistos, hornfels xistosos e xistos migmatizados (SiX), micaxistos porfiroblásticos (SiXp), micaxistos e metarenitos alternados (SiXm) e filitos laminados (SiFv).

3.2.6.1. Micaxistos, hornfels xistosos e xistos migmatizados (SiX)

Esta unidade inclui tipos petrográficos distintos, compostos de quartzo, muscovita/sericita e biotita combinados em diferentes proporções (QUADRO III). Distribuem-se por toda a área estudada definindo corpos irregulares dispostos segundo o *trend* estrutural regional. A unidade inclui, ainda, pacotes hornfêlsicos dispostos como tetos pendentes no seio da massa granítica da Cantareira, bem como faixa parcialmente migmatizada na borda sudeste daquele maciço, individualizada no DESENHO 1 com o símbolo SiX(m).

Os micaxistos possuem maior expressão na porção sudeste (de Guarulhos até a região de

Capim Branco), oeste (Caleiras-Perus) e norte-noroeste (Franco da Rocha-Francisco-Morato) da área mapeada, onde são freqüentes as intercalações de filitos, metarenitos, quartzitos e, mais raramente, de calciossilicáticas e anfibolitos.

Nestas rochas, uma xistosidade muito fina alterna-se, como foliação principal, com uma crenulação do tipo zonal a discreta. São litotipos, geralmente intemperizados, com cor de alteração arroxeadas a acinzentadas, via de regra bastante feldspatizados, principalmente nas adjacências das zonas de cisalhamento, onde coexistem com leitos de rochas miloníticas variadas.

Os contatos com as unidades adjacentes mostram passagens transicionais para filitos laminados, metarenitos e xistos porfiroblásticos e bruscos com as rochas calciossilicáticas, anfibolíticas, quartzíticas e gnáissico-migmatíticas do embasamento. Contatos tectônicos foram observados com as rochas granitóides e ortognáissicas, assim como com quartzitos da Serra da Pirucala.

Os tipos petrográficos principais são muscovita-biotita xistos, biotita-muscovita xistos, quartzo-muscovita xistos, quartzo-biotita xistos e sericita xistos. A granulação é fina a média, com tipos mais grossos restritos (como no extremo NW, no bairro da Cascata, Campo Limpo Paulista).

A textura é nematoblástica a lepidoblástica, com quartzo, biotita e muscovita formando agregados isorientados segundo a xistosidade. Quartzo apresenta-se em pequenos grãos alongados e deformados, com forte extinção ondulante, definindo sutis faixas de concentração. Biotitas acastanhadas a verde-acastanhadas localmente cloritizadas ocorrem em plaquetas isorientadas, ao lado de muscovitas e sericitas, sendo freqüentemente crenuladas ou definindo *kink-bands*. Muscovitas poiquiloblásticas de distribuição caótica podem ocorrer como cristais isolados, definindo uma segunda geração pós-cinemática. Os acessórios mais comuns são as turmalinas pós-cinemáticas (poiquiloblastos subidiomórficos, verde-acastanhados) e opacos tardios (corróidos e oxidados), além de traços de fibrolita e rutilo.

Os hornfels xistosos dispersam-se como lentes de formas e dimensões variadas, configurando tetos pendentes, ou mega-xenólitos no maciço granítico da Cantareira (FOTO 08), ou como faixas estreitas em suas bordas. Diferenciam-se dos demais xistos por feições atribuíveis à ação do contato termal, tais como estrutura maciça a compacta, maculada por agregados sericíticos originários da alteração de muscovitas porfiroblásticas, além de textura granonematoblástica a granoblástica, contatos tectônicos freqüentes e forte feldspatização e pegmatização (pegmatitos quartzo-feldspáticos e turmaliníferos).

As feições acima são observadas em alguns afloramentos (e.g. GS-357) diretamente sobrepostos aos granitóides, escasseando a partir de uma distância de 5 a 10m do contato. O padrão de dobramentos dos hornfels é bastante distinto, configurando dobras abertas a suaves, por vezes sem foliação plano-axial. Foram observadas raras crenulações, tanto afetando os níveis hornfelsicos, como dispostas em xenólitos (ponto GS-12).

Petrograficamente, os hornfels se diferenciam dos demais micaxistos pelo arranjo granolepidoblástico mais freqüente, dado pela maior quantidade de quartzo, pela abundância de muscovitas porfiroblásticas tardias e de turmalinas prismáticas dispersas, por raros pseudomorfos sericitizados de sillimanita e granada e por traços de microclínio xenomórfico.

Os xistos migmatizados distribuem-se numa faixa de cerca de 800m adjacente à Falha do Mandaqui, desde o Córrego Barrocada até a região do Lotamento Hortolândia, borda sudeste do Maciço da Cantareira. Veios quartzo-feldspáticos injetaram-se concordantemente aos planos de foliação dos xistos configurando estrutura gnáissica bandada a migmatítica estromatítica.

3.2.6.2 Micaxistos Porfiroblásticos (SiXp)

Esta unidade ocorre em diversas áreas da porção norte da folha, bem como a oeste, entre Caieiras e Perus. Possui contatos bruscos (embora não observáveis diretamente) com os metarritmitos da Unidade Superior e transicionais com as unidades SiFv e SiX. Contatos tectônicos são comuns com as rochas granitóides, enquanto uma discordância estrutural com a unidade SiX, no bairro dos Valos, marca um possível cavalgamento, com os xistos porfiroblásticos sobrepondo-se subhorizontalmente aos xistos verticalizados.

São rochas acinzentadas, quando sãs, a avermelhadas, quando alteradas, de granulação média a grossa, possuindo texturas variáveis (lepidoblástica, nematoblástica, granoblástica a porfiroblástica).

O traço característico destes xistos é a presença de porfiroblastos de sillimanita, estaurolita, granada e turmalina em quantidades variáveis em meio a muscovita e/ou biotita (QUADRO III). Os minerais acessórios são mais diversificados que na unidade SiX, destacando-se opacos, zircão, epídoto, clorita, leucóxênio e titanita.

Os sillimanita xistos têm maior expressão na porção a norte do Maciço de Mairiporã, mais raramente na região da Vila Rosina (norte de Perus) e ocorrências pontuais na região de Guarulhos. Nestes corpos a sillimanita pode ser notada em pseudomorfos ocelares, submilimétricos a milimétricos alongados segundo a foliação S_1 , ou em agregados fibrosos, por vezes radiados, afetados pela crenulação S_2 .

Estaurolita xistos são os tipos predominantes na região a leste de Franco da Rocha, às margens do Rio Juqueri e em algumas ocorrências pontuais, a oeste de Caieiras. Ocorrem em poiquiloblastos subidiomórficos a idiomórficos (apresentando, por vezes, típica geminação em cruz, como no ponto GN-139) alongados segundo a foliação S_1 e afetados pela crenulação S_2 (GN-19, GN-20, GN-23).

Os granada xistos ocorrem principalmente na região de Caieiras-Perus, em hornfels de tetos pendentes do Maciço da Cantareira ou suas bordas. As granadas apresentam-se como cristais subidiomórficos alongados, comumente limonitizados, subcentimétricos, por vezes emprestando aspecto nodular à rocha. Estão presentes duas gerações: o primeiro tipo, comumente orientado segundo S_2 , difere de cristais poiquiloblásticos arredondados, nitidamente posteriores, que ocorrem, principalmente, nos contatos com rochas granitóides da região de Perus (pontos JC-02A, JC-1084, JC-77C).

Por fim, os turmalina xistos distribuem-se em tetos pendentes hornfêlsicos e na borda norte do Maciço da Cantareira, onde turmalinas negras, subcentimétricas e de hábito prismático, dispersam-se em matriz xistosa, tendo sua origem possivelmente ligada aos fenômenos de natureza hidrotermal-pneumatolítica característicos dos estágios finais de evolução das rochas granitóides próximas.

3.2.6.3 Micaxistos e Metarenitos alternados (SiXm)

Esta unidade constitui uma variedade faciológica dos micaxistos (SiX e SiXp), que apresentam freqüentes intercalações de níveis de metarenitos finos (metassiltitos), puros a arcoseanos, em bancos de dimensões centimétricas a decimétricas, mais raramente métricas.

Os contatos internos entre estes bancos são geralmente bruscos, não sendo raras, porém, passagens transicionais, definidas pelo aumento do teor de quartzo. Estes litotipos encerram intercalações quartzíticas, filíticas e, mais raramente, calciossilicáticas e anfibolíticas, tendo contatos transicionais com as demais rochas metapelíticas, definidos pela progressiva perda dos níveis metapsamíticos.

As áreas onde estas alternâncias possuem maior expressão localizam-se na periferia de

Caieiras, mas exposições menores ocorrem no extremo NW (Francisco Morato) e região N-NE da área (Córrego Estiva e Jardim Lucia), assim como na borda N do Maciço da Cantareira ou em restritos hornfels em seu interior.

3.2.6.4. Filitos Laminados (SiFv)

Incluem quartzo e/ou sericita filitos como tipos predominantes e, subordinadamente, níveis intercalados de filitos sericíticos cinza, filitos grafitosos e manganésíferos, magnetita filitos, bem como raros níveis de ardósias.

Ocupando de 25 a 30% da área mapeada, os filitos distribuem-se principalmente na parte norte da folha, entre os maciços granitóides da Cantareira e Mairiporã, desde a Vila dos Remédios até Franco da Rocha, ou em exposições descontínuas desde Francisco Morato até a porção terminal NE do Maciço de Mairiporã. Possuem boa expressão, também, na faixa compreendida entre a borda NE do Maciço da Cantareira e Guarulhos, além de áreas de afloramentos isoladas nos bairros de Vila Nova Cachoeirinha, Pirituba e Perus, na Capital.

Os filitos laminados possuem intercalações de quase todos os outros litotipos, notadamente metarenitos arcoseanos finos a microconglomeráticos, ou de micaxistos, quartzitos e, mais raramente, de rochas calciossilicáticas e metabásicas.

Os contatos com as outras unidades são diversificados. Contatos tectônicos são comuns com rochas do embasamento na região sudeste da folha, às vezes com discordâncias angulares, como no ponto GS-645. Uma discordância erosiva, marcando o contato com os sedimentos da Bacia de São Paulo foi observada no ponto GS-222, no bairro de Santana. As passagens para rochas metapsamíticas são bruscas, porém concordantes, ao passo que discordâncias estruturais são comuns com anfíbolitos (GS-71). A transição para os micaxistos dá-se pelo aumento de granulação e progressivo aparecimento de micas, visíveis a olho nu, critério este utilizado para a distinção entre essas unidades. A passagem para a unidade SiXm é marcada pelo aparecimento de intercalações metareníticas.

Os sericita-filitos e os quartzo-filitos são rochas finamente laminadas, com leitos milimétricos a centimétricos, cores de alteração predominantemente arroxeadas a avermelhadas, mais raramente esbranquiçadas, amareladas e marrons. Em raras amostras sãs mostram-se com cor cinza clara a escura.

A foliação é definida por uma finíssima clivagem de crenulação (S_2) intersectando um bandamento composicional (S_0) concordante e subparalelo a uma clivagem ardósiana (S_1). A esta crenulação associa-se um bandamento diferenciado definido pela alternância de leitos submilimétricos sericíticos e quartzosos (FOTO 32), feição particularmente notável entre Mairiporã e Franco da Rocha. Nas proximidades de falhamentos, estas foliações tendem ao paralelismo, com os filitos assumindo uma foliação milonítica finíssima, sendo melhor caracterizados como filonitos.

Apesar da deformação atuante, ainda são observadas algumas estruturas primárias como estratificação reliquiar plano-paralela e cruzada de pequeno porte, acamamento gradacional, acamamento lenticular, raras marcas onduladas e laminações convolutas, de grande importância para a determinação da polaridade estratigráfica das camadas.

Estes filitos apresentam uma composição mineralógica bastante simples (QUADRO III), com a sericita podendo alcançar até 90% em volume da rocha e o quartzo compondo de 20 a 30% (eventualmente até 50% nas proximidades dos corpos graníticos). O arranjo lepidoblástico a granolepidoblástico é dado por fitas de sericita contornando pequenos grãos achatados de quartzo, dispostos em níveis contínuos dentro dos micrólitos milimétricos de uma crenulação zonal. Os acessórios principais são turmalinas e opacos, dispostos caoticamente em relação à foliação.

Os filitos **sericíticos** cinza são rochas de coloração cinza-chumbo, sedosas e lustrosas, físeis, compostas quase que unicamente de sericita, apresentando uma proeminente clivagem ardosiana. Ocorrem como níveis subordinados, geralmente em porções adjacentes a falhamentos, particularmente nas regiões da Vila Alice, bairro dos Veigas, Jardim Cambará (Guarulhos) e Jardim Cinco Lagos (Mairiporã). As áreas de maior expressão foram delimitadas com contatos litológicos e assinaladas com a simbologia SiFv(c).

Os filitos **grafitosos** ocorrem em restritos níveis centimétricos, cinza escuros a negros, intercalados nos filitos sericíticos cinza, com traços de grafita em quantidade suficiente para sujar os dedos (e.g. ponto GS-208). Embora disseminados por toda a área, são mais comuns na região do Jardim Santa Emília (Guarulhos), tendo sido assinalados em mapa como ocorrências pontuais.

Níveis centimétricos de filitos manganíferos profundamente alterados, de cor marrom escura, podem ser encontrados na região de Taipas e de Guarulhos, geralmente nas proximidades de contatos com rochas calciossilicatadas ou anfibolíticas, por vezes assemelhando-se a *cherts* manganíferos.

Alguns pequenos leitos enriquecidos em opacos (magnetita e ilmenita) são esparsamente encontrados. Na região do Capim Branco (extremo E da área), ocorrem bancos centimétricos a métricos de magnetita filitos, enriquecidos em quartzo, onde magnetita e agregados limoníticos perfazem até 15% em volume da rocha.

Nas proximidades de zonas de falhas podem ocorrer níveis métricos de ardósias brancas, compactas, endurecidas e de grande fissilidade. Um exemplo típico é encontrado no ponto GS-754, na região do Hospital Psiquiátrico do Juqueri, nas bordas do Morro Grande.

3.3. GRUPO SÃO ROQUE - UNIDADE SUPERIOR

3.3.1. Filitos Bandados (SsFb)

Aflorando nas imediações da cidade de Franco da Rocha (NW da área), esta unidade compreende litotipo definido pela alternância rítmica de bandas centimétricas a decimétricas, por vezes métricas, de material argiloso roxo escuro, laminado e siltico-argiloso roxo claro a amarelado, maciço.

Além de estratificação reliquiar plano-paralela, poucas são as estruturas primárias reconhecidas, basicamente estratificação gradual e marcas de onda de pequena amplitude.

São bastante comuns as intercalações de metarenitos finos maciços e, mais raramente, de sericita xistos. Os contatos com a unidade SiFv sotopostas não são perfeitamente definidos, ora possuindo um caráter tectônico (como na região ao sul do Ribeirão Tapera Grande), ora sugerindo uma passagem transicional dada pelo gradativo aparecimento de níveis filíticos laminados (como na região do bairro de Vila Santista, em Franco da Rocha).

3.3.2. Metarritmitos pelito-psamíticos (SsMr)

Ocupam duas áreas de maior expressão em afloramentos: na região de Franco da Rocha, estendendo-se até o bairro de Vargem Grande e no bairro do Machado (Mairiporã), entre os maciços granitóides da Cantareira e de Mairiporã.

Esta unidade é caracterizada pela alternância rítmica de metapsamitos e metapelitos, em bancos decimétricos a centimétricos (FOTO 38). Por vezes a ritmicidade é quebrada pela predominância de um dos litotipos e por intercalações de filitos bandados (SsFb) para os quais a passagem é transicional. Seus contatos com as unidades metapelíticas da Unidade Inferior (SiFv e SiX) mostram-se gradacionais, definidos pelo progressivo aparecimento de bancos metapsamíticos,

particularmente nas ocorrências de Mairiporã. Já com os xistos porfiroblásticos, a passagem é brusca (na região do Ribeirão Itaim), embora pouco caracterizada.

As bandas metapsamíticas são constituídas por arenitos finos a metassiltitos amarelados, avermelhados ou amarronzados, subarcoseanos e micáceos (raros termos metarcoseanos ocorrem isoladamente, como no ponto GN-16A). A mineralogia é dada por quartzo em grãos de bordas irregulares, raramente recristalizados e com moderada extinção ondulante, plagioclásios (oligoclásio) e grãos xenomórficos de microclínio micropertítico, além de quantidades variáveis de muscovita fina e sericita. Turmalina e opacos são os acessórios mais comuns (QUADRO III).

As estruturas primárias presentes são tênues estratificações plano-paralelas, graduais e cruzadas de pequeno porte (ponto GN-250), algumas prováveis laminações convolutas e estruturas de deslizamento (FOTO 38).

A foliação é dada pela fraca orientação dos grãos de quartzo e por sutil disposição paralela das micas, enquanto uma clivagem de fratura pode aparecer nas charneiras de dobras isópacas.

Nos níveis metapelíticos ocorrem filitos laminados ou sericita-muscovita-quartzo xistos, onde clorita, opacos, turmalina e zircão são os acessórios mais comuns. A xistosidade S_1 é proeminente, com uma crenulação S_2 geralmente associada a um bandamento diferenciado que, por vezes, é a foliação principal.

3.3.3. Metarenitos Bandados (SsMt)

Ocorrem principalmente em faixa alongada de direção E-W desde o Ribeirão Patara (Francisco Morato), bordejando o Maciço de Mairiporã até o bairro do Cardoso, próximo à Rodovia Fernão Dias. Manchas isoladas desta unidade foram mapeadas nas regiões do Morro Grande e do Córrego do Engenho (Caieiras), Jardim Suíça e Morro Acima (Mairiporã).

Seus contatos com as rochas da Unidade Inferior são geralmente tectônicos ou bruscos, enquanto sua passagem para a unidade SsMr é eminentemente transicional, marcada pela progressiva predominância dos níveis metareníticos.

A estrutura bandada é definida por delgados níveis de filitos ou sericita xistos finos, intercalados nos bancos areníticos maciços (FOTO 33). Estes constituem-se de material de coloração amarelada a avermelhada. A granulação é variável de fina, na região ao norte do maciço de Mairiporã, a média ou grossa, no Morro Grande e bairro Rio Acima (Mairiporã).

Níveis de metarenitos conglomeráticos são encontrados esparsamente no bairro Rio Acima (GN-544) e no Morro Grande (GN-755), em Mairiporã, com grânulos milimétricos a subcentimétricos de quartzo imersos em matriz fina a média. No último local incluem níveis de metarenitos grossos, portando cristais cúbicos subcentimétricos de pirita, dispersos entre os grãos de quartzo.

Petrograficamente, a unidade SsMt é formada por metarenitos micáceos e metarenitos arcoseanos a subarcoseanos, estes predominando na região de Franco da Rocha. A mineralogia (QUADRO III) é definida pelo grãos irregulares de quartzo, com bordas denteadas. Termos subarcoseanos a arcoseanos são caracterizados pela presença de grãos xenomórficos de plagioclásio e biotita preenchendo interstícios. Plaquetas de muscovita e sericita dispõem-se caoticamente em relação à foliação ou como produtos secundários de alteração de plagioclásios. Os acessórios mais comuns são opacos e turmalina.

Filitos laminados são as intercalações mais comuns, enquanto níveis de filitos bandados (SsFb) são encontrados esparsamente. Estratificação plano-paralela e acamamento gradacional são as únicas estruturas primárias visíveis, podendo algumas fracas ondulações representarem marcas de onda.

	UNIDADE	AMOSTRA	Qz	Muscovita + Sericita	Micro- clínio	Biotita	Clorita	Opacos	Turmalina	Rutilo	Grafita	Granada	Zircão	Apatita	Estaurolita	Plagioclásio	Epídoto	Sillimanita	Fibrolita	Titanita	Carbonatos	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
Grupo São Roque Unidade Inferior	SIX	GS-05	28	42	7	20	s	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bi - Mu, Xisto
		GS-178	55	15	-	30	-	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Bi - Qz, Xisto
		GS-321	60	35	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Qz, Xisto
		GS-357	35	25	-	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu Xisto
		GS-369	81	1	-	15	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	Bi - Qz, Xisto
		GS-415	30	40	-	20	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tu - Bi - Mu, Xisto
		GS-519	30	35	-	35	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bi - Mu, Xisto
		GS-544	45	24	-	30	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	Mu - Bi, Xisto
		GS-566	57	3	-	40	s	t	t	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	Bi, Xisto
		GS-630	24	35	-	40	t	t	1	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Bi, Xisto
		GS-649	60	30	-	-	-	t	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tu - Mu - Qz, Xisto
		GS-455	40	45	-	10	-	<5	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bi - Mu, Xisto
		GN-457A1	80	14	-	-	-	5	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Qz, Xisto
		GN-457A2	60	20	-	-	-	15	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Qz, Xisto
	SIXp	GS-71	28	28	-	30	-	7	t	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Gr - Mu - Bi, Xisto
		GS-101	35	60	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu, Xisto com Granada
		GN-19	30	25	-	35	-	<5	<5	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	Est - Bi - Mu, Xisto
		GN-20	30	30	-	30	t	<5	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	Est - Bi - Mu, Xisto
		GN-23	25	40	-	15	t	-	t	-	-	-	t	-	20	-	-	-	-	-	-	Bi - Est - Mu, Xisto
		GN-139	45	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	-	-	Est - Mu - Qz, Xisto
		GN-268	35	15	-	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<5	-	-	-	-	Mu - Bi, Xisto com Silliman.
		JC-02A	30	-	-	40	-	3	1	-	-	1	t	-	-	-	-	-	25	-	-	Gr - Bi, Xisto com Fibrolita
		JC-77C	38	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	5	-	-	Gr - Est - Bi, Xisto
		JC-681A	60	-	-	40	-	-	t	-	-	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	Bi, Xisto com Granada
Grupo São Roque Unidade Superior	SIFv	JC-1084	-	20	-	28	-	+	2	-	-	-	-	-	-	35	-	-	15	-	-	Fib - Mu - Bi - Felds, Xisto
		CJ-07B	20	69	-	1	-	t	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	t	-	Est - Mu, Xisto
		GS-208	25	70	-	-	-	5	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		GN-33	40	55	-	-	-	<5	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		GN-149	35	60	-	-	t	5	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		GN-181	20	75	-	-	-	5	<5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		GN-414	50	35	-	10	+	<5	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Bi - Mu, Xisto
		GN-418	5	90	-	-	-	5	<5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		GN-420	50	50	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Quartzito Filito
		GN-592	20	75	-	-	-	5	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
	SImc	GN-705	30	60	-	-	-	10	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		CJ-12	5	95	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Filito
		CJ-13	10	90	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	Filito
	SIQ	GN-108	65	s	t	10	-	<5	-	-	-	-	-	-	-	20	t	-	-	-	-	Metarcóseo
		CJ-21A	30	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25	t	-	-	-	t	Metarcóseo
		CJ-21B	50	10	5	-	10	5	-	-	-	-	-	-	-	20	s	-	-	t	-	Metarenito Arcóseo
	SImc	GS-428B	80	t	15	-	-	t	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Quartzito Feldspático
		GN-486	70	20	-	-	2	t	t	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu, Quartzito com Granada
		GN-676	85	<5	10	<5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Quartzito Feldspático
		GN-713	95	<5	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	t	<5	-	-	-	Quartzito com Sillimanita
Grupo São Roque Unidade Superior	SsMr	GN-16A	40	20	20	-	-	<5	t	-	-	-	-	-	-	30	-	-	-	-	-	Metarcóseo
		GN-18	45	40	-	-	5	5	<5	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	Mu - Quartzito Xisto
Grupo São Roque Unidade Superior	SsMt	GN-180	10	79	-	-	-	10	1	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	Sericita Xisto
		GN-200	65	10	-	20	t	9	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Metarenito Micasóeo
Grupo São Roque Unidade Superior	αmc	GS-391F	25	20	20	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	25	10	-	-	t	-	Ultramylonito
		GN-94B	35	25	-	-	<5	<5	-	-	-	-	-	-	-	35	t	-	-	t	-	Brecha Granítica

t = traços; s = mineral secundário

QUADRO III - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS METASSEDIMENTARES DO GRUPO SÃO ROQUE E MILONÍTICAS ASSOCIADAS

3.4. ROCHAS GRANITÓIDES INTRUSIVAS

As rochas granitóides que compõem os maciços intrusivos na área estudada foram agrupadas em função de sua relação temporal relativa com a principal fase de deformação atuante, definindo as suítes pré-, sin- a tardi-, tardi- e pós-tectônicas. A FIGURA 6 mostra a distribuição dos maciços granitóides da área mapeada.

LEGENDA

- Y₀ - Suíte ortognóssica do embasamento
- Y₁ - Suíte granitóide pré-tectônica
- Y₂ - Suíte granitóide sin a tardi-tectônica
- Y₃ - Suíte granitóide tardi-tectônica
- Y₄ - Suíte granitóide pós-tectônica
- Metagêneos básicos

FIGURA 6 - MAGMATISMO BÁSICO E PLUTONISMO GRANITÓIDE DA ÁREA ESTUDADA

3.4.1. Suíte Granitóide Pré-Tectônica (γ_1)

Esta suíte inclui rochas de diversos corpos alongados segundo uma direção aproximadamente E-W, localizados na porção norte da folha, em áreas adjacentes às principais zonas de falhas. Possuindo larguras de afloramento variando de poucas dezenas de metros até cerca de 1,5 km, estes corpos distribuem-se em uma faixa descontínua de perto de 25 km, desde a região de Francisco Morato à porção terminal NE da área.

A feição mais típica destas rochas é a intensa deformação oriunda da ação dos sucessivos episódios tectônicos a que estiveram submetidas (FOTO 09). Os contatos com as encaixantes possuem natureza brusca e/ou tectônica, embora, em sua grande maioria, estruturalmente concordantes.

Tais litotipos foram aqui agrupados em diversos maciços, e as características mineralógicas das amostras analisadas estão sumarizadas no QUADRO IV, enquanto sua classificação composicional por critérios modais é ilustrada no diagrama QAP da FIGURA 7.

FIGURA 07 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras da Suíte Granitóide Pré-Tectônica.

3.4.1.1. Maciço da Barroca Funda (γ ,Bf)

Localiza-se no extremo NW da área, com direção E-W, comprimento da ordem de 2,5km e largura máxima de 500m, possuindo forma lenticular seccionada por transcorrências dextrais NE-SW.

Compreende biotita monzogranitos porfiróides, mesocráticos (cor cinza esverdeada), de estrutura orientada a maciça e texturas porfiroclástica-blastomilonítica a granular-hipidiomórfica. Possui nítido zoneamento textural das bordas, onde predominam rochas blastomiloníticas, com ocelos subcentimétricos de K-feldspato (FOTO 10), para o centro, sítio de rochas porfiróides com megacristais idiomórficos e esbranquiçados de microclínio dispersos sobre matriz granodiorítica milonítica fina e inequigranular.

Em sua porção central, pode-se perceber que coexistem duas gerações de K-feldspato: a primeira com megacristais ocelares subcentimétricos e a segunda com megacristais centimétricos subidiomórficos, dispersos caoticamente. Estes últimos cortam enclaves submicáceos e microgranulares (hornblenda-quartzo dioritos) centimétricos a decimétricos, estirados e orientados segundo a foliação milonítica (ponto GN-85).

3.4.1.2. Maciço de Francisco Morato (γ ,Fm)

Ocorre como corpos descontínuos, lenticulares, bastante alterados, de largura máxima em torno de 300m que afloram por cerca de 5km, desde a região de Francisco Morato até o Ribeirão Patara. Inclui rochas leucocráticas, predominantemente inequigranulares, grã grossa a média, com termos porfiróides restritos na borda, com ocelos de microclínio subcentimétricos a milimétricos.

A estrutura é gnáissica, com termos bandados restritos, onde são vistos xenólitos centimétricos de xistos muito alterados. Os contatos são bruscos ou definidos por falhas, ocorrendo milonitos de baixo ângulo na porção leste, sugerindo alçamento tectônico nesta borda. Em suas imediações ocorrem pegmatitos dobrados, de dimensões variáveis, profundamente alterados e caulinizados.

Petrograficamente, constituem leucomonzogranitos miloníticos a muscovita, com variações para leucosienogranitos. Os minerais principais são o plagioclásio, o quartzo em agregados granoblásticos finos compondo texturas *mortar* e o microclínio de duas gerações distintas. Muscovita-sericita, geralmente deformada, é a principal mica, com biotita em quantidades acessórias. Opacos, epidoto, apatita e alanita ocorrem como traços.

3.4.1.3. Maciço de Vargem Grande (γ ,Vg)

Compreende corpo lenticular de 350m de largura máxima e 5km de comprimento. A composição predominante é monzogranítica, a textura inequigranular a porfiroclástica ou blastomilonítica e estrutura gnáissica (com termos mais bandados nas bordas). Seus contatos são tectônicos, com passagens para protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, por vezes de baixo ângulo, e abundância de pegmatitos gnaissificados nas bordas. Inclui-se, nesta unidade, pequena exposição (GN-138) no bairro Lago Azul de leucotonalito gnáissico blastomilonítico.

Petrograficamente, identifica-se como principais constituintes o quartzo, quase totalmente recristalizado ou em *ribbons* alongados, e plagioclásio, em grãos levemente arredondados. Microclínio xenomorfo e biotita ocorrem restritamente, enquanto muscovita e clorita preenchem planos de fratura. Opacos, zircão e alanita são os principais acessórios.

3.4.1.4. Maciço do Mato Dentro (γ_1 Md)

É definido por um pequeno corpo de forma irregular a alongada, com 1,6km de comprimento por largura máxima de 500m, localizado ao sul do Ribeirão Itaim. De contatos bruscos a tectônicos, possui como feição principal a presença de veios e bolsões de mobilizados quartzo-feldspáticos, o que lhe empresta, por vezes, uma aparência migmatítica.

Engloba rochas de cor cinza média, estrutura maciça a foliada, textura porfiroclástica a inequigranular, raramente porfiróide, classificadas como monzogranitos miloníticos a duas micas. Plagioclásios (oligoclásio) são xenomórficos, arredondados a angulosos, fracamente zonados e deformados. Microclínio ocorre em cristais subidiomórficos micropertíticos e com abundância de inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. O quartzo apresenta-se como cordões ou agregados granoblásticos finos. Plaquetas lenticulares isorientadas (raramente isoladas) de muscovita e palhetas de biotita verde-parda são os filossilicatos presentes. Opacos limonitizados, turmalina, titanita, zircão e alanita são os acessórios, enquanto clorita, epidoto e carbonatos são os minerais secundários encontrados.

3.4.1.5. Maciço da Pedra Vermelha (γ_1 Pv)

Constitui corpo alongado na direção ENE-WSW, com exposição descontínua por aproximadamente 4km, possuindo largura máxima em torno de 750m. Seus contatos com os metassedimentos circundantes são tectônicos ou bruscos, mascarados pela milonitização na passagem para os gnaisses (EGnb) e migmatitos (EMtx e EDtx) do Embasamento Pré-São Roque.

O Maciço de Pedra Vermelha inclui rochas leucocráticas de grã média a grossa, de estrutura gnáissica bandada nas bordas, passando a isótropa ou pouco orientada no centro, com a textura porfiroclástica a milonítica (FOTO 10) passando a inequigranular no mesmo sentido.

Petrograficamente, classificam-se como granito-gnaisses miloníticos a duas micas, de composição leucomonzogranítica a leucosienogranítica. O quartzo ocorre em faixas de agregados granoblásticos alternadas com faixas mais enriquecidas em plagioclásios (oligoclásio) zonados. Porfiroclastos ovóides de microclínio, portando inclusões de quartzo, são envoltos por matriz cominuída de quartzo e sericita. Biotitas ocorrem em microplaquetas isorientadas de cor marrom. Opacos, zircão e turmalina são os acessórios presentes, esta última de cristalização tardia, pois cristais milimétricos cortam discordantemente o bandamento tectônico.

3.4.1.6. Maciço da Vila dos Remédios (γ_1 Vr)

Representa o corpo de maiores dimensões desta suite, aflorando na forma de uma lente alongada desde a região do Ribeirão Itaim até a extremidade NE da folha, num total aproximado de 12km, com uma largura máxima de 950m.

Quase que inteiramente limitado por falhas, desenvolve extensa zona milonítica em suas bordas, por vezes de baixo ângulo (GN-549). Sua feição mais característica é a ocorrência de litotipos com estrutura do tipo *augen*, onde megacristais oclares esbranquiçados de K-feldspato, com eixos maiores de até 3cm, são circundados por finas películas de biotita ou por matriz quartzo-feldspática fortemente deformada (FOTO 10). Tais feições dão lugar a termos cada vez menos deformados em direção ao centro do corpo, com os megaclastos assumindo formas arredondadas (FOTO 11) e, finalmente, euédricas. As texturas também variam, no mesmo sentido, de porfiroclásticas a granulares hipidiomórficas. Termos maciços inequigranulares grossos são muito raros, porém ocorrem localizadamente.

Petrograficamente, classificam-se como biotita-sienogranito gnaisses miloníticos, com variações para quartzo sienitos miloníticos. O principal mineral essencial é o microclínio que, ao microscópio, apresenta-se bastante fraturado (com sericita de preenchimento) e pertítico. O

UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLINIO	BIOTITA	MUSCOVITA	SERICITA	OPACOS	TURMALINA	EPÍDOTO	TITÂNITA	APATITA	ZIRCON	ALANITA	CLORITA	CARBONATO	HORNBLENDA	ZEOLITAS	ACTINOLITA	DIOPSÍDIO	FLOGOPITA	GRANADA	QAP (CAMPO)		CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
																							RT	M	
γ_1 Md	GN-355 GN-400 GN-991A	45	32	13	5	5	t	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3B	-	Milonito Granítico Muscovita Monzogranito Milonítico Granodiorito Milonítico
		30	23	27	t	13	s	4	-	3	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3B	-	
		30	53	15	-	2	s	t	-	s	t	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	4	-	
γ_1 Vg	GN-855 GN-138	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3B	-	Monzogranito Milonítico Leucotonalito Gnaiss Blastomilonítico
		44	46	5	-	3	s	1	-	-	-	-	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	
γ_1 Pv	GN-553 GN-554	50	35	10	3	7	s	t	t	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3B	-	Monzogranito Gnaiss Milonítico Gnaiss Milonítico
		85	25	-	-	10	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
γ_1 Vr	GN-320 GN-506B GN-532 GN-1046	18	7	67	6	-	-	t	-	<5	-	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	7*	-	Quartzo Sienito Milonítico Biotita Sienogranito Gnaiss Milonítico Sienogranito Gnaiss Milonítico Sienogranito Gnaiss Milonítico
		25	20	35	10	-	5	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3A	-	
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3A	-	
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3A	-	
γ_1 Fm	CJ-1001 CJ-1001A	15	60	21	-	-	3	t	-	t	-	t	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	3B	-	Monzogranito Milonítico Sienogranito Milonítico
		30	45	20	-	5	t	-	-	-	-	t	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	3A	-	
γ_1 Bt	GN-85	30	30	25	10	-	-	1	t	t	<5	<5	-	t	-	t	-	-	-	-	-	-	3B	-	Biotita Monzogranito Milonítico

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz
Composições obtidas a partir do diagrama QAP (IUGS, 1973).

QUADRO IV - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DA SUÍTE GRANÍTÓIDE PRÉ-TECTÔNICA

plagioclásio é intensamente deformado e o quartzo ocorre em agregados granoblásticos equigranulares finos envolvendo megacristais de microclínio ou em velos tardios preenchendo fraturas. A biotita esverdeada ocorre em delgadas faixas. Opacos, apatita (prismáticas ou aciculares), zircão e alanita são os principais minerais acessórios presentes.

3.4.2. Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica (γ_2)

Inclui o batólito da Cantareira (γ_2C) e o stock de Mairiporã (γ_2M), possuidores de feições que definem um alojamento contemporâneo a tardio, em relação à principal fase de deformação (F_2) atuante nas rochas encaixantes.

3.4.2.1. Características Gerais

3.4.2.1.1. MACIÇO DA CANTAREIRA (γ_2C)

Compreende um corpo de forma aproximadamente triangular, alongado segundo a direção NE-SW, estendendo-se desde os bairros de Pirituba-Vila Guedes (região norte da Capital), até o bairro Pirucaia (município de Mairiporã), na porção NE da folha. De dimensões batolíticas, ocupa uma área de aproximadamente 320km², possuindo um comprimento total da ordem de 30km, com largura máxima de 13,5km, entre os bairros do Tucuruvi (São Paulo) e de Santa Inês (Mairiporã).

Os contatos com as encaixantes têm natureza variada, o que confere caráter parautoctone (no sentido de HUTCHINSON, 1970) ao maciço. Em sua borda sudeste, os contatos são tectônicos, marcados pela Falha do Mandaqui. Em sua porção sul, a passagem para metassedimentos do Grupo São Roque e ortognaisses do embasamento é mascarada pelo manto de alteração e ocupação urbana.

Em sua borda norte e noroeste ocorrem contatos tectônicos, bem como limites concordantes com a foliação geral das encaixantes, sendo estas subparalelas à foliação interna dos granitóides. Nesta borda, o contato se dá através de reduzida e irregular auréola de metamorfismo termal (no máximo 250m), marcada por feldspatização, turmalinização e recristalização de filossilicatos das encaixantes, com rochas foliadas assumindo estruturas maciças devido ao cozimento.

Contatos discordantes ocorrem nas bordas oeste e nordeste do maciço, com truncamento de estruturas na região entre Perus e Caieiras e forte feldspatização das encaixantes na região entre os bairros Hortolândia e Pirucaia (Mairiporã).

Embora, texturalmente, o Maciço da Cantareira apresente grande diversidade, a feição dominante é o seu caráter porfiróide, com megacristais subcentimétricos a centimétricos de K-feldspato imersos em matriz fanerítica, definindo, principalmente, uma textura granular hipidiomórfica (FOTO 16).

A matriz é inequigranular, granulação média a grossa, com foliação característica dada pela orientação de biotitas. A superposição dos eventos de deformação regional sobre estruturas de fluxo primário, origina feições como alinhamento de minerais e enclaves, recristalização de quartzo e feldspatos, as quais possuem um claro incremento do centro para as bordas do corpo, onde são comuns texturas milonítico-blastomiloníticas.

Tipos faciológicos equigranulares e inequigranulares ocorrem subordinadamente, enquanto o acúmulo localizado de megacristais pode definir feições pegmatóides (FOTO 12).

A estrutura é maciça a orientada, com clara zonação do centro para as bordas. Por vezes, a concentração diferencial de megacristais combinada com o fluxo primário origina tipos levemente acamadados, próximos às zonas de contato.

A coloração é leucocrática a mesocrática, parecendo haver um leve aumento do índice de coloração do centro para as bordas, pelo aumento do teor em biotita. A cor predominante é cinza clara a média, com tonalidades cinza esverdeadas a escuras definidas em zonas de epidotização.

Existe no Maciço da Cantareira uma ampla variedade composicional (FIGURA 8). Predominam termos granodioríticos e monzograníticos (granito 3b), com variações subordinadas para os campos dos quartzos monzodioritos, quartzos dioritos, tonalitos, quartzos monzonitos e sienogranitos (granitos 3a).

FIGURA 08 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras do Maciço da Cantareira (γ_2C).

3.4.2.1.2. MACIÇO DE MAIRIPORÃ (γ_2M)

O Maciço de Mairiporã localiza-se na porção centro-norte da folha mapeada, entre as cidades de Franco da Rocha e Mairiporã. Na forma aproximada de elipsóide oblato a losangular, com eixo maior orientado segundo a direção N30E, possui cerca de 37km² aflorantes. O comprimento total do corpo é de 14,6km, com largura máxima de 3,5km.

O contato entre o stock de Mairiporã e suas encaixantes é brusco, eminentemente discordante e, menos comumente, tectônicos ou concordantes, caracterizando sua natureza parautoctone.

Na borda norte, seus limites com os metassedimentos são marcados por forte feldspatização,

achatamento das encaixantes e reduzidíssima ação termal, estas consistindo de restrito cozimento e endurecimento de metapelitos. Contatos por falha são observados na região do Jardim Okinaga e Olho d'Água. A borda sul tem seus contatos, possivelmente tectônicos, encobertos pela represa de Mairiporã.

Nas terminações SW e NE, a passagem, apesar de brusca, é estruturalmente concordante, marcada pelo amoldamento das encaixantes.

Mais de 90% do Maciço de Mairiporã é composta por litotipos porfíroides, embora, no todo, a quantidade de megacristais de K-feldspato seja inferior à encontrada no Maciço da Cantareira. Imersos numa matriz de textura inequigranular, de grã média a grossa, os megacristais de microclínio são subédricos a euédricos, subordinadamente irregulares a alongados, com dimensões subcentimétricas a centimétricas e cor creme a esbranquiçada predominante. Os termos equigranulares e inequigranulares são de expressão bastante limitadas.

A estrutura é maciça a pouco orientada e leve bandamento pode ocorrer em zonas de contato. A orientação existente é dada pelo alinhamento das biotitas da matriz, mostrando nítida afinidade pelas regiões próximas às bordas. Feições de deformação são bem menos pronunciadas que no Maciço da Cantareira, embora restritos litotipos de textura milonítica possam estar presentes nas partes marginais do corpo.

FIGURA 09 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras do Maciço de Mairiporã

Uma nítida quantidade maior de máficos (biotita), define um índice de coloração mais elevado, que decresce das bordas para o centro.

A composição geral no Maciço de Mairiporã (FIGURA 9) é bem menos expandida que no Maciço da Cantareira, predominando granodioritos, com variações para monzogranitos e raros monzodioritos. Se relatada separadamente, a matriz é predominantemente granodiorítica, com variações tonalíticas a monzograníticas.

3.4.2.2. Mineralogia e petrografia

As características mineralógicas e petrográficas dos maciços da Cantareira e de Mairiporã são bastante similares, possibilitando descrições comuns.

Os dados mineralógicos modais de amostras dos dois maciços estão sistematizados no QUADRO V. Os minerais essenciais são o quartzo, plagioclásio (oligoclásio, subordinadamente albita e andesina), microclínio e biotita.

Quartzo forma, em média, 25% a 30% em volume da matriz, notando-se sensível diminuição destes valores nas fácies de borda, enquanto chegam a perfazer até 40% nas fácies mais pobres em megacristais de K-feldspato. No quartzo, as feições de deformação são comuns, incluindo fraturamento, fraca a moderada extinção ondulante, lamelas de deformação, texturas *mortar* e moderada recristalização. Ocorrem na forma de cristais irregulares de até 3mm, de bordas serrilhadas ou contornos interlobados. Formam, ainda, comumente, agregados granoblásticos, por vezes em cordões. Grãos estirados são muito comuns nas fácies de borda do Maciço da Cantareira, denotando maior deformação.

Uma geração posterior de quartzo ocorre, principalmente, no Maciço da Cantareira, na forma de vênulas, cortando feldspatos nas fácies mais tardias ou preenchendo interstícios nos litotipos de maior alteração secundária.

Plagioclásios ocorrem em cristais com freqüente geminação polissintética, subidiomórficos a xenomórficos, irregulares a ripiformes, alcançando até 1cm. Perfazem, em média, 30% da rocha total ou até 70% da matriz, diminuindo em tipos mais ricos em megacristais de microclínio. A ação da deformação reflete-se em feições como fraturamento, geminações encurvadas, recristalização e mirmequitização em limites de grãos, principalmente nas fácies de borda. O oligoclásio é predominante, ocorrendo albita em termos mais diferenciados e andesina nas fácies de borda.

Zoneamento composicional simples (com núcleos mais cálcicos), ou múltiplos (com alternância de linhas de crescimento) são bastante comuns. No Maciço da Cantareira, os plagioclásios apresentam poucas inclusões de quartzo e biotita, enquanto raros microclínios xenomorfos da matriz foram encontrados inclusos. No Maciço de Mairiporã, as inclusões em plagioclásios são mais raras.

Saussuritização, sericitização e carbonatação são os principais processos de alteração, mais atuantes nos tipos hidrotermalizados do Maciço da Cantareira e menos pronunciados no corpo de Mairiporã.

O microclínio ocorre na matriz ou como megacristais. Na matriz, são xenomórficos e límpidos, por vezes intersticiais, sendo raros os cristais micropertíticos.

Os megacristais de microclínio são subédricos a euédricos, com tipos anédricos irregulares mais comuns nas bordas do maciço. Com dimensões alcançando até 6cm, ocorrem dispersos nas fácies centrais, podendo se apresentar orientados ou dispostos em sutis camadas nas fácies marginais. Zonas de maior concentração de megacristais formam mobilizados de aspecto pegmatóide, em quase todos os tipos faciológicos observados.

No Maciço da Cantareira há uma tendência mais pronunciada de enriquecimento em

UNIDADE		AMOSTRA	Qzo	Plagio-clásio	Micro-clínio	Biotita Muscovita	Sericita	OpacosTurmalina	Epidoto	Titânita	Apatita	Zircão	Alumina	Clorita	Carbonato	Hornblenda	Zeólitas	Actinolita	Dio-psído	Flogopita	Granada	QAP (CAMPO)		CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	
																						RT	M		
Médio da Cantareira	$\gamma_2 C_1$	GS-158	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-170	25	43	25	5	-	s	1	-	1	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito Milonítico
		GS-173A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GS-173B	20	55	10	5	-	s	t	-	s	1	t	-	t	s	10	-	-	-	-	-	4	-	Granodiorito Milonítico
		GS-174	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Biotita Monzogranito
		GS-252	20	52	15	10	-	s	1	-	s	1	1	t	t	s	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito
		GS-255	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		GS-263	25	55	10	8	-	s	t	-	s	1	1	t	t	s	s	-	-	-	-	-	9*	4	Quartzo Monzodiorito
		GS-264	9	64	10	10	-	s	2	-	s	1	1	-	1	s	-	-	-	-	-	-	9*	9*	Biotita Quartzo Monzodiorito
		GS-268	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-292B	22	43	20	10	-	s	t	-	s	1	1	-	t	s	-	3	-	-	-	-	4	-	Biotita Monzogranito com Hornblenda
		GS-313	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Granodiorito
		GS-322	35	31	16	14	-	2	1	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-388B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-390A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9*	9*	Quartzo Monzodiorito
		GS-390B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito
		GS-392B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		GS-448B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GN-482	30	55	8	5	-	t	1	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito Catclástico
		GN-483	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GN-484	22	57	9	11	-	s	1	-	s	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito
		GN-488A	21	56	12	10	-	s	1	-	s	t	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GN-606	21	42	19	8	-	-	5	-	5	t	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	9*	-	Quartzo Monzodiorito
		GN-716	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		JC-625	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito Milonítico
	$\gamma_2 C_2$	GS-348	20	35	43	2	-	s	t	-	s	t	t	-	t	s	s	-	-	-	-	-	3b	3b	Leucomonzogranito
		GS-157	15	67	3	15	-	s	t	-	s	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	10*	-	Biotita Quartzodiorito
		GS-175	15	34	46	7	-	s	t	-	s	1	t	-	t	s	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9*	5	Quartzo Monzodiorito
		GS-280A	25	46	10	15	s	-	1	-	s	2	1	t	t	s	-	-	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito
		GS-306	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GS-329A	28	37	16	13	-	s	1	-	1	1	t	t	t	s	-	5	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito com Hornblenda
		GS-331	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito
		GS-354	32	40	14	10	-	s	2	-	s	2	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-355	28	32	26	12	-	s	t	-	s	2	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Biotita Monzogranito
		GS-374	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-385A	24	38	28	8	-	-	1	-	s	1	t	-	t	-	-	s	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-388D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		GS-468A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito
		GS-760D1	25	81	10	2	-	s	1	-	s	1	t	-	t	s	s	-	-	-	-	-	3A	4	Leucosienogranito
		GN-488B	29	32	17	18	s	s	1	-	s	3	1	t	1	s	-	-	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito/Quartzo
		GN-638	13	39	24	15	s	s	t	t	3	5	-	-	-	s	-	-	-	-	-	-	8*	4	Biotita Quartzo Monzonito
		GN-714A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	5	Monzogranito
	$\gamma_2 C_3$	GS-315	38	32	19	8	-	s	2	-	s	1	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		GS-318	22	21	38	16	-	s	1	-	1	1	t	-	-	s	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-332A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-333	35	40	15	10	-	s	t	-	s	1	t	-	t	s	s	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito
		GS-334	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito
		GS-335	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito
		GS-336	33	31	27	7	-	s	t	-	t	2	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito
		GS-414	30	34	30	5	s	s	1	-	s	t	t	t	t	-	s	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
		GS-454A	35	40	20	5	s	s	t	-	s	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito
	GS-590A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito	
	GS-749	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito	
$\gamma_2 C_4$	GS-337	30	41	15	10	-	2	s	-	s	1	1	t	-	s	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito	

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz
Composições obtidas a partir de diagrama QAP (IUGS, 1973)

QUADRO V - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DA SUÍTE GRANITOÍDE SIN- A TARDI-TECTÔNICA (MACIÇOS DA CANTAREIRA, MAIRIPORÁ E ENCLAVES) (Continua)

UNIDADE		AMOSTRA	QzO	Plagioclásio	Micro-clínio	Biotita	Muscovita	Sericita	Opacos	Turmalina	Epídoto	Titanita	Apatita	Zircão	Alumina	Clorita	Carboneto	Hornblenda	Zeólitas	Actinolita	Diopsídio	Flogopita	Granada	QAP (CAMPO)		CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA		
																								RT	M			
Má- ço da Canta- reira	γ_2C_5	GS-26B	23	39	20	10	-	-	t	-	5	3	t	t	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito Milonítico	
		GS-28	21	37	26	10	-	-	t	-	3	3	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Biotita Monzogranito Milonítico	
		GS-30	25	66	3	5	-	s	t	-	-	1	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	Leucotonalito	
		GS-32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito	
		GS-33	25	44	25	5	-	s	t	-	s	1	t	-	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito	
		GS-34A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito	
		GS-155	15	43	30	10	-	s	t	-	s	2	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito	
		GS-218B	15	43	39	1	1	s	t	-	s	t	t	t	t	s	1	-	-	-	-	-	-	-	9*	9*	Biotita-Quartzo Monzodiorito Gnáissico	
		GS-257	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8*	-	Leucoquartzo Monzonito	
		GS-349	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito	
		GS-350	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito Milonítico	
		GS-358	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito	
		GS-375	37	40	16	9	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito	
		GS-375A	29	31	19	16	2	s	1	-	2	-	t	-	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Granodiorito	
		GS-388E	21	48	18	13	-	s	t	-	s	1	t	-	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito	
		GS-402	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9*	10*	Biotita Quartzomonzodiorito	
		GS-760A1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	5	Monzogranito	
		GS-761A2	25	37	25	10	s	s	1	-	s	2	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	3b	5	Monzogranito	
		GN-244	25	52	20	2	s	s	t	-	s	1	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Leucomonzogranito	
		GN-479	31	29	30	8	s	s	1	-	1	2	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito Gnáissico	
		GN-689A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito Milonítico	
		GN-714A1	25	38	28	7	-	s	t	-	s	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
		GN-714B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito	
		GN-714C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito	
		GN-922	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito	
	γ_2C_6	GS-218B1	30	48	20	2	-	s	t	-	t	t	t	-	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	3A	-	Leucosienogranito	
		GS-218B2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucogranodiorito	
		GS-218C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito	
		GS-260B	15	57	20	5	1	s	t	-	s	1	1	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	3b-8*	-	Leucomonzogranito/Quartzo Monzonito	
		GS-303	28	33	21	13	-	s	1	-	1	3	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito	
		GS-388C	24	40	26	5	s	s	t	-	2	3	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito	
		GN-240	24	39	27	8	t	-	t	-	2	t	t	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	3b-8*	-	Monzogranito/Quartzo Monzonito	
		γ_2C_7	GS-218A1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3a-3b	-	Biotita Sienogranito/Monzogranito
			GS-298	35	43	15	5	-	s	1	-	s	1	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito
			GS-357	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito
	GS-390D		29	26	38	4	s	s	1	t	1	1	t	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito	
	GS-454B2		25	57	10	7	s	s	t	-	t	1	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
	GS-468		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	Tonalito	
	GS-549A1		25	35	33	5	s	s	t	-	s	2	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito	
	GS-745A2		30	43	15	10	-	s	t	-	s	2	t	t	t	s	-	-	-	-	-	-	-	-	4-9*	-	Biotita Granodiorito/Quartzomonzodiorito	
	GN-640		33	21	27	13	-	-	t	-	2	3	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito Milonítico	
	GN-643		28	30	22	14	s	s	t	-	2	2	2	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	4-9*	-	Biotita Granodiorito/Quartzomonzodiorito	
	GN-669A1		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
	GN-669B		24	36	27	8	-	-	1	-	1	3	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
	GN-1116		24	26	35	7	s	s	t	-	5	2	1	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
	JC-45		20	40	25	15	-	s	t	-	s	t	t	-	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito	
	JC-76	30	45	15	10	s	s	t	-	s	t	t	t	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Monzogranito		
	γ_2C_8	GN-198	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	3b	Monzogranito	
		GN-204	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito	
		GN-224	45	31	12	8	-	-	2	-	2	-	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito Milonítico	
GN-275		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Granodiorito		
GN-471		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Granodiorito		
GN-472		33	30	22	11	s	s	1	-	1	1	1	t	t	s	s	-	-	-	-	-	-	-	4	5	Biotita Granodiorito		

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz
Composições obtidas a partir de diagrama QAP (IUGS, 1973)

QUADRO V - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DA SUÍTE GRANITÓIDE SIN- A TARDI-TECTÔNICA (MACIÇOS DA CANTAREIRA, MAIRIPORÃ E ENCLAVES) (Continuação)

UNIDADE		AMOSTRA	Qz																				QAP (CAMPO)		CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
			Plagioclásio	Micro-clínio	Biotita	Muscovita	Sericita	Opacos	Turmalina	Epídoto	Titanita	Apatita	Zircão	Ala-nita	Clorita	Carbonato	Hornblenda	Zelita	Actinolita	Dio-psídio	Flogopita	Granada	RT	M	
Maciço da Cantareira	γ_2C_9	GS-454C	13	60	26	1	s	s	t	-	s	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8*	8*	Quartzo Monzonito
	Enclave	GS-351	23	25	-	40	-	-	8	-	s	1	2	t	1	-	-	-	-	-	-	-	5	-	Biotita Tonalito (em γ_2C_9) Biotita Plagioclásio Xisto (em γ_2C_9) Biotita Microgranodiorito (em γ_2C_9) Biotita Tonalito Gnásico (em γ_2C_9) Biotita-Quartzo Xisto com Turmalina (em γ_2C_9) Feldspatos Actinolita Granofels (em γ_2C_9) Biotita Quartzo Monzonito (em γ_2C_9) Biotita Microgranodiorito (em γ_2C_9) Muscovita Gnásico (em γ_2C_9) Biotita Tonalito Gnásico (em γ_2C_9)
		GS-375A1	-	50	-	48	-	2	t	-	t	2	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		GS-388A	10	21	10	44	-	-	3	-	7	5	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	4	-	
		GS-385	39	24	-	28	t	s	9	-	t	t	-	t	t	s	-	-	-	-	-	-	5	-	
		GS-391A	51	14	-	30	-	-	-	-	5	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		GS-391B	17	15	8	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	45	5	5	-	-	-	
		GS-448A	10	35	25	25	-	s	1	-	s	3	1	-	t	s	s	-	-	-	-	-	8*	-	
		GS-760C1	22	20	13	20	-	10	t	-	15	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	
		GS-761A1	40	34	-	t	23	s	t	3	-	-	-	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	
GS-761B1	39	29	-	30	-	s	t	-	s	-	1	-	-	-	-	-	t	-	-	-	1	-			
Maciço de Mariporã	γ_2M_1	GN-01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Biotita Granodiorito Biotita Granodiorito Monzoniorito Granodiorito Granodiorito Granodiorito Granodiorito Biotita Granodiorito Granodiorito Monzogranito Biotita Granodiorito Granodiorito Granodiorito Granodiorito	
		GN-08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-381	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	9		
		GN-382	23	47	17	8	-	s	3	-	2	t	t	-	t	s	-	s	-	-	-	4	4		
		GN-385A1	31	28	36	5	-	s	t	-	s	-	t	t	t	s	s	-	-	-	-	4	4		
		GN-385A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5		
		GN-429	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-432	25	37	24	12	t	s	1	-	t	t	-	-	-	-	-	t	t	-	-	4	4		
		GN-433	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-437	25	41	26	6	s	s	t	-	2	t	t	t	t	s	s	-	-	-	-	3b	4		
		GN-438	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-445	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-446	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-447	37	32	21	8	s	s	1	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-499	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	5		
	γ_2M_2	GN-329	30	32	30	5	s	s	t	-	t	1	1	t	t	s	s	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito Milonítico Granodiorito Granodiorito Granodiorito Leucomonzogranito	
		GN-404	29	31	33	5	s	s	1	-	-	1	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-439A	38	17	18	5	s	s	1	-	t	1	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-440A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-970	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4		
	γ_2M_3	GN-888A1	25	27	37	8	s	s	t	-	s	1	2	t	t	-	s	-	-	-	-	3b	4	Leucomonzogranito	
	γ_2M_4	GN-09	23	30	27	17	-	-	t	-	-	3	t	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito Milonítico Leucogranodiorito Milonítico Monzogranito Milonítico Granodiorito Granodiorito Monzogranito/Granodiorito Granodiorito Milonítico Leucogranodiorito Milonítico Granodiorito Biotita Monzogranito Granodiorito	
		GN-10	38	28	31	3	s	s	t	t	1	t	t	-	t	s	s	-	-	-	-	4	4		
		GN-405	21	26	45	7	-	s	t	-	1	t	t	t	t	-	-	-	-	-	-	3b	4		
		GN-430	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-		
		GN-431	37	28	24	12	-	s	t	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-436	39	18	38	6	s	s	t	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	3b-4	4		
		GN-440A1	39	34	21	5	s	s	1	-	t	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-450	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-497	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-536	33	23	29	12	s	s	1	t	2	t	t	t	t	s	s	-	-	-	-	3b	-		
		GN-980	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
	γ_2M_5	GN-434	32	31	30	8	s	s	t	-	1	t	t	t	t	s	s	-	-	-	-	3b	4	Monzogranito Milonítico Monzogranito Granodiorito Milonítico Leucogranodiorito Monzogranito	
		GN-443	29	29	33	7	s	s	t	-	2	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	3b	3b		
		GN-444	34	28	31	6	s	s	t	-	1	t	t	t	t	s	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-449	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
		GN-451	25	35	35	5	-	s	t	-	-	-	t	-	-	1	-	-	-	-	-	3b	3b		
	γ_2M_7	GN-328	16	22	40	14	-	-	3	-	2	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	4	Biotita Monzogranito Granodiorito	
		GN-371	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4		
	Enclave	GN-439b	16	28	24	30	1	-	t	-	1	-	t	-	t	-	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Granodiorito (em γ_2M_2)	

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz

Composições obtidas a partir de diagrama QAP (JUGS, 1973)

QUADRO V - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DA SUÍTE GRANITÓIDE SIN- A TARDI-TECTÔNICA (MACIÇOS DA CANTAREIRA, MAIRIPORÃ E ENCLAVES) (Continuação)

megacristais no sentido borda-centro. Nestes, a coloração predominante é creme esbranquiçada, com matizes acinzentadas a azuladas em tipos mais diferenciados e róseas em tipos mais localizados. No maciço de Mairiporã, não foram observados tipos róseos.

Microscopicamente, os megacristais de K-feldspato apresentam feições de deformação variando de fraturamento e bordas microgranulares, até neoformação e recristalização marginal. São comumente micropertíticos a pertíticos, com geminação em grade e mirmequitas discretas nas bordas, podendo mostrar zoneamento.

Feição marcante é a abundância e a disposição em arranjo concêntrico de inclusões de praticamente todos os demais minerais, sugerindo cristalização tardia. Nota-se que as inclusões maiores e irregulares de plagioclásio mostram clara preferência pelos núcleos dos megacristais de microclínio, enquanto os cristais ripiformes são dispostos, preferencialmente, nas bordas. Merecem menção raras inclusões de microclínio xenomorfo da matriz nos megacristais. Por vezes, notam-se invasões de microclínio na forma de cunha em plagioclásios ou truncando bruscamente sua geminação, feições típicas de blastese tardia (HIPPERTT, 1990).

No Maciço da Cantareira as biotitas perfazem de 5 a 15% dos litotipos, sendo mais abundantes e titaníferas nas fácies marginais, onde a cor esverdeada clara predominante dá lugar a tipos acastanhados. No Maciço de Mairiporã, há uma maior abundância relativa em biotitas, sendo mais comuns tonalidades acastanhadas e variações marrons a avermelhadas.

As biotitas apresentam-se em microplaquetas isorientadas ou em filetes circundando os minerais maiores, estando, com frequência, deformadas em lamelas encurvadas ou mostrando *kink-bands*. Cloritização é comum, principalmente próxima a microfraturas. As inclusões principais são a apatita, titanita, opacos e zircão, sendo mais comuns no Maciço da Cantareira.

Dentre os principais acessórios, temos: a titanita, em cristais idiomórficos ou agregados geminados, comumente associados a biotitas, abundantes no corpo da Cantareira e mais raras no de Mairiporã; apatita em grãos ovalados ou prismas retangulares; alanitas alaranjadas a avermelhadas, idiomórficas, zonadas e de bordas epidotizadas e os opacos (titano-magnetita, ilmenita e sulfetos), geralmente englobados por titanitas, corroídos ou em pseudomorfos limonitizados, mais abundantes no Maciço de Mairiporã.

Turmalina e zircão (inclusos em apatita ou mostrando halos pleocróicos em biotitas) ocorrem em ambos os maciços em quantidades-traço. Hornblenda esverdeada ocorre em quantidades muito reduzidas associada a biotita, em fácies de borda na região do Jaraguá, no Maciço da Cantareira, não sendo encontrada no corpo de Mairiporã.

Os principais minerais de alteração encontrados são a sericita, muscovita, epidoto, cloritas, carbonatos e zeólitas. A abundância relativa destes minerais é bem menor no Maciço de Mairiporã, denotando uma reduzida incidência de processos de alteração pós-magmática.

3.4.2.3. Enclaves

O termo enclave é aqui utilizado com significado genérico, incluindo todo e qualquer material englobado por rochas granitóides que dela difiram composicional ou texturalmente (DIDIER, 1973). Foram identificados autólitos, xenólitos, restitos e diques sinintrusivos, todos mostrando nítida afinidade pelas zonas de borda do maciço.

Os autólitos correspondem a enclaves microgranitóides ou máficos (ambos em quantidades muito mais expressivas no Maciço da Cantareira), centimétricos a métricos, de contatos geralmente bruscos, mostrando enriquecimento em biotita nas proximidades dos seus limites que, por vezes, apresentam leve crenulação. A forma dos enclaves é fusiforme alongada nas bordas, passando por arredondadas, até irregulares, no centro do corpo. A textura é inequigranular, grã fina, e a estrutura

é maciça a orientada. São, comumente, cortados por megacristais de K-feldspato que costumam concentrar-se em suas circunvizinhanças (FOTO 39). Outra feição marcante é a abundância de pontuações submilimétricas de pirlas disseminadas.

Composicionalmente, os enclaves microgranitóides definem, no Maciço da Cantareira, quartzo dioritos, tonalitos, granodioritos e quartzo monzonitos, bastante enriquecidos em biotita e, mais raramente, anfíbolitos. Granodioritos, quartzo dioritos e dioritos predominam no Maciço de Mairiporã. A mineralogia básica é dada por plagioclásio, quartzo, biotita e microclínio, tendo apatita, zircão e titanita (esta principalmente no Maciço da Cantareira) como acessórios principais. Hornblenda é encontrada em pequenas quantidades, alteradas para biotitas. Epídoto, muscovita, clorita, carbonatos e zeólitas são os demais minerais secundários encontrados.

O arranjo microscópico granular mostra feições de fraca deformação, basicamente restrita à extinção ondulante do quartzo e raras bordas microgranulares nos feldspatos.

Os xenólitos foram encontrados exclusivamente no Maciço da Cantareira, denotando o alojamento em níveis mais rasos. Incluem fragmentos de dimensões variando de centímetros a dezenas de metros (FOTO 31), de micaxistos, calciossilicáticas, anfíbolitos e quartzitos, todos de feições hornféisicas, ocorrendo, principalmente nas bordas do maciço.

As formas dos xenólitos variam de irregulares, com alta angulosidade, a tabulares, fortemente achatados, como no aterro sanitário de Vila Albertina. Alguns deles apresentam-se cortados por megacristais de K-feldspato, atestando o caráter tardio da microclinização. Xenólitos de rochas granitóides podem ser encontrados em bolsões tardios de granitóides equigranulares (GS-218).

Os restitos ocorrem como enclaves submicáceos e restos parcialmente digeridos. Os enclaves submicáceos são menos abundantes no Maciço de Mairiporã que no da Cantareira. Apresentam-se, via de regra, em corpos melanocráticos, centimétricos, alongados, fusiformes, com eixos de maior elongação acompanhando a direção da foliação do granitóide (FOTO 13). Raramente, ocorrem com a forma arredondada, sendo comum a presença de megacristais de microclínio em seu interior. O contato com o granitóide hospedeiro é brusco a transicional. Por vezes, ocorrem como nebulitos micáceos de passagem difusa.

A mineralogia dos enclaves submicáceos é definida por biotita (geralmente em quantidades maiores que 50%, chegando até 90%), plagioclásio e quartzo, em quantidades subordinadas. Titanita, opacos e apatita são os principais acessórios, sendo a muscovita, clorita e epídoto os minerais secundários presentes.

Raros remanescentes gnáissicos bandados, félsicos, decimétricos, parcialmente digeridos e com contatos difusos com a rocha hospedeira foram encontrados na borda SE do Maciço da Cantareira e no Maciço de Taipas (FOTO 14). No ponto GS-761, mostram forte muscovitização e epidotização.

Alguns restos difusos e de pequenas dimensões de rochas anfíbolíticas muito alteradas são esparsamente encontrados em ambos os maciços, também em fácies marginais.

A natureza de diques sinintrusivos foi a interpretação dada a fragmentos tabulares, descontínuos, de larguras métricas (FOTO 15) de rocha anfíbolítica, encontrados exclusivamente na frente de lavra da Pedreira Cachoeira (GS-760), no Maciço da Cantareira, mostrando contatos bruscos e discordantes com a rocha granitóide. WERNICK (inf. verbal) registrou a ocorrência de diques sinintrusivos no Maciço de Mairiporã.

3.4.2.4. Principais Fácies Texturais-petrográficas

As rochas granitóides dos maciços da Cantareira e de Mairiporã, quando agrupadas segundo suas feições texturais, estruturais e petrográficas, definem litotipos faciológicos, com nuances

LEGENDA

T - Maciço de Taipas
 C - Maciço da Cantareira
 M - Maciço de Mairiporã

□ Tipo Pirituba (M₁, C₁, T₁)

□ Tipo Mairiporã (M₂)

□ Tipo Canivete (M₃, C₃)

□ Tipo Mondaquí (M₄, C₅)

□ Tipo Tremembé (M₅, C₆, T₆)

□ Tipo Santa Inês (M₇, C₈)

□ Tipo Itaguassu (C₂, T₂)

□ Tipo Petrópolis (C₄, M₈)

□ Tipo Hortolândia (C₇, T₃, M₆)

Tipo Jaraguá - C₉ (ocorrência puntual)

Tipo Riuma - T₇ (ocorrência puntual)

Tipo Vista Alegre - T₈ (ocorrência puntual)

FIGURA 10 - PRINCIPAIS FÁCIES TEXTURAIS E PETROGRÁFICAS DOS MACIÇOS GRANITÓIDES DA CANTAREIRA, MAIRIPORÃ E TAIPAS.

composicionais distintas, cujas zonas de predominância foram mapeadas e encontram-se representadas no DESENHO 1 com linhas pontilhadas.

Utilizando-se como critérios principais a textura, estrutura, orientação, cor de megacristais, feições de deformação e, subsidiariamente, a composição, foi possível reconhecer as seguintes fácies, cuja distribuição nos maciços pode ser visualizada na FIGURA 10.

3.4.2.4.1. MACIÇO DA CANTAREIRA (γ_2C)

a) γ_2C_1 - Fácies Porfíróide Creme (tipo Pirituba, de MORAES REGO, 1937) - É o tipo predominante no maciço, compondo a maior parte do corpo em sua porção SE e mostrando preferência pela região central. Apresenta megacristais de microclínio creme a esbranquiçados, dispostos caoticamente em matriz isótropa a orientada (FOTOS 16 e 18). Seus contatos são por falha com as encaixantes e transicionais com a maioria dos outros tipos. Foram também encontrados nas fácies marginais (γ_2C_b) na forma de bolsões irregulares e de contato brusco.

Composicionalmente, definem biotita granodioritos, subordinadamente monzogranitos e quartzo monzodioritos (FIGURA 11a). A abundância de enclaves microgranitóides e restitos submicáceos, a ocorrência de titanitas milimétricas e a raríssima presença de hornblenda como máfico são feições peculiares.

b) γ_2C_2 - Fácies Porfíróide Rósea (tipo Itaguassu, de MORAES REGO & SOUZA SANTOS, 1938) - Ocorre em diversos locais do corpo, possuindo maior expressão na região do Córrego Itaguassu. Forma bolsões irregulares de dimensões variadas, adjacentes a zonas de fratura, com contatos transicionais ou bruscos com as demais fácies. Caracteriza-se pela cor rósea dos megacristais de microclínio e intensa epidotização, que confere uma cor cinza esverdeada para a matriz (FOTO 17).

Associam-se, comumente, a veios feldspáticos róseos, métricos, de onde irradiam-se os megacristais de mesma cor. Notável é o fato da manutenção da cor esbranquiçada dos K-feldspatos da matriz e sua presença como inclusões em megacristais, evidenciando o caráter tardio da formação destes últimos. Outras feições peculiares são a abundância de restitos submicáceos e de sulfetos em planos de fraturas. Ao microscópio, mostram grande intensidade de processos de alteração deutérica (saussuritização, sericitização, cloritização, carbonatação e zeolitização), bem como a rara ocorrência de hornblenda como máfico (GS-329A).

A composição predominante é monzogranítica a granodiorítica (FIGURA 11b), mas inclui, subordinadamente, monzodioritos, quartzo dioritos, quartzo monzonitos e sienogranitos. A matriz é predominantemente tonalítica-granodiorítica.

c) γ_2C_3 - Fácies Porfíróide Cinza Azulada (tipo Canivete) - Ocorre, principalmente, entre o bairro de Parada de Taipas e o Ribeirão Canivete ou nas cabeceiras do Ribeirão do Cavalheiro, na porção SW do maciço. Caracteriza-se pela ocorrência de megacristais de microclínio de coloração cinza azulada a cinza clara, dispostos caoticamente (FOTO 18). Os contatos com os demais tipos porfíróides é brusco a transicional, mostrando discordância com as encaixantes. As feições peculiares são a abundância de enclaves microgranitóides, com ausência dos demais tipos, a relativa escassez em máficos, a isotropia da matriz e a alta porcentagem de quartzo (geralmente mais de 30%).

A composição principal é bastante variada, predominando monzogranitos, subordinadamente granodioritos, incluindo, também, variações para tonalitos, quartzo monzodioritos e sienogranitos (FIGURA 11c). Feição petrográfica típica é a forma ripiforme idiomórfica dos plagioclásios, que possuem composições albiticas freqüentes.

d) γ_2C_4 - Fácies Pegmatóide (tipo Petrópolis) - Constitui um tipo onde a concentração

exagerada de megacristais de K-feldspato euédricos, de cor creme predominante (localmente róseo ou cinza), confere um aspecto pegmatóide. Ocorre na forma de bolsões irregulares, às vezes associados a vênulas irregulares de feldspato que parecem ser o núcleo de irradiação de megacristais (FOTO 40). Formam zonas de predominância ou ocorrências localizadas dispersas por quase todo o corpo, escasseando em sua terminação NE.

FIGURA 11 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) para amostras do Maciço da Cantareira.

a) Fácies Porfíróide Creme; b) Fácies Porfíróide Rósea; c) Fácies Porfíróide Cinza Azulada e Fácies Pegmatóide; d) Fácies Ortognáissica.

Feição peculiar do tipo Petrópolis é a abundância de enclaves, (principalmente microgranitóides e submicáceos) com forte concentração de megacristais no seu entorno e, por vezes, inclusos em sua zona interna. A composição predominante é granodiorítica, subordinadamente monzogranítica (FIGURA 11d).

e) $\gamma_2 C_5$ - Fácies Ortognáissica (tipo Mandaqui)- É representada por termos granitóides porfiróides, com matriz deformada e orientada, comumente milonítica-blastomilonítica, englobando megacristais de cor creme, subcentimétricos a centimétricos, xenomorfos a arredondados ou alongados segundo a matriz (FOTO 19).

Localizando-se, preferencialmente, nas partes marginais do maciço ou adjacentes às zonas de falhas, possui contatos concordantes com as rochas encaixantes e transicionais com as demais fácies granitóides (dados pela atenuação paulatina da intensidades de deformação).

A composição é variável, predominando granodioritos e monzogranitos, mas incluindo quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e tonalitos (FIGURA 11d), todos com grande quantidade de titanita.

f) $\gamma_2 C_6$ - Fácies Equigranular Cinza (tipo Tremembé de MORAES REGO & SOUZA SANTOS, 1938) - Engloba rochas granitóides cinza claro a médio, equigranulares, de granulação média a fina (FOTO 22), ocorrendo como bolsões irregulares ou diques métricos intrudidos nas demais fácies. Dispersos por todo o maciço, possuem maior expressão na região do Jaraguá e Tremembé, sendo muito comuns em bolsões dentro do tipo Canivete. Na Pedreira Tremembé (GS-218) foram observadas rochas desse tipo englobando xenólito anguloso de granitóide do tipo Pirituba, não havendo registros de qualquer outro tipo de enclaves (FOTO 20).

A composição predominante é monzogranítica, contendo, ainda, granodioritos e quartzo monzonitos (FIGURA 12a).

g) $\gamma_2 C_7$ - Fácies Inequigranular Cinza (tipo Hortolândia) - Configura corpos alongados a irregulares, restritos às partes marginais do maciço, sobretudo em sua porção NE, desde o bairro Hortolândia até a região de Rio das Pedras. São rochas cinza claras a médias, granulação média a grossa, inequigranulares, orientadas (FOTO 22). Podem incluir raros megacristais de microclínio, cujo aparecimento gradativo caracteriza a maioria dos contatos transicionais com as fácies porfiróides. Enclaves de todos os tipos são comuns, sempre deformados e alongados.

A composição principal é definida por monzogranitos e granodioritos, com variações para quartzo monzodioritos e tonalitos (FIGURA 12b). A característica petrográfica mais marcante é a freqüente natureza mais cálcica dos plagioclásios (andesina).

h) $\gamma_2 C_8$ - Fácies Migmatítica ou Bandada (tipo Santa Inês) - Trata-se de fácies de borda norte do maciço, com maior expressão na região dos bairros Santa Inês e Boa Vista (Mairiporã). Inclui rochas porfiróides bastante orientadas, com megacristais de K-feldspatos subédricos a euédricos orientados (por fluxo primário) segundo a matriz ou em sutis concentrações acamadadas, fornecendo à rocha um aspecto gnáissico bandado ou migmatítico (FOTO 21). No bairro Boa Vista, a presença de vênulas feldspáticas confere à rocha uma estrutura do tipo arterítico (MEHNERT, 1968), enquanto concentrações de biotita forma estruturas nebulíticas (*Ghost structures*).

Outra feição marcante é a abundância de epixenólitos xistosos, além de enclaves máficos, microgranitóides e restitos submicáceos. A composição predominante é granodiorítica, com raras variações monzograníticas (FIGURA 12c).

i) $\gamma_2 C_9$ - Fácies Inequigranular Leucocrática (tipo Jaraguá) - É caracterizada por quartzo monzonitos leucocráticos (FIGURA 12c), esbranquiçados, grã média a grossa, ocorrendo na forma de bolsões irregulares métricos ou diques centimétricos a decimétricos intrudidos em outras fácies granitóides. A estrutura é maciça e processos de alteração hidrotermal são bastante intensos. Por

vezes, apresentam fenocristais xenomórficos milimétricos a subcentimétricos de microclínio e a quantidade de biotita (geralmente castanha) é bastante reduzida ou mesmo ausente em algumas porções, embora nas bordas possam apresentar maior índice de máficos (FOTO 22). Possuem maior expressão na região do Jaraguá, em pedra abandonada (GS-454), onde chegam a apresentar largura de afloramento de dezenas de metros.

3.4.2.4.2. MACIÇO DE MAIRIPORÃ (γ_2M)

a) γ_2M_1 - Fácies Porfiróide Creme (tipo Pirituba) - Constituem mais de 50% do maciço de Mairiporã, distribuindo-se, principalmente, nas porções central e oeste do corpo. Os contatos com as demais fácies mapeadas são transicionais, enquanto mostram discordância com as rochas encaixantes. Em relação à fácies homóloga, descrita no Maciço da Cantareira, apresentam, como nuances, uma maior isotropia da matriz (bem menos deformada), menor abundância relativa de megacristais de feldspato, maior quantidade de biotitas e predominância de enclaves microgranitóides sobre os demais tipos.

Composicionalmente, definem, majoritariamente, granodioritos e biotita granodioritos com variações para monzodioritos e monzogranitos (FIGURA 9).

b) γ_2M_2 - Fácies Porfiróide a Ihequigranular Cinza (tipo Mairiporã) - Constituinte uma variação do tipo Pirituba, ocorre apenas no Maciço de Mairiporã, perfazendo cerca de 25% do corpo. São concentrações irregulares ou bolsões de litotipos inequigranulares, mesocráticos (nas bordas) a leucocráticos (nas zonas mais centrais), cor cinza média a clara, isótipos a pouco orientados, onde podem ser encontrados raros megacristais creme-esbranquiçados e idiomórficos de microclínio, que podem atingir até 8cm.

Os contatos com os granitóides do tipo Pirituba são transicionais e marcados por aumento na quantidade de K-feldspato. Mostram pouca quantidade de enclaves microgranitóides e restitos submicáceos em relação aos demais tipos. A composição é granodiorítica a monzogranítica (FIGURA 9).

c) γ_2M_3 - Fácies Porfiróide Cinza Azulada (tipo Canivete) - Ocorrem em raros afloramentos próximos à barragem de Mairiporã, englobados em uma zona de predominância bastante difusa. Por vezes, podem ocorrer como bolsões ou ocorrências pontuais nos outros litotipos. Os megacristais dispõem-se caoticamente e mostram uma tonalidade cinza azulado clara a creme acinzentada. Apresentam matriz bastante isótropa e englobam enclaves exclusivamente microgranitóides.

Petrograficamente, caracterizam-se por plagioclásios sódicos (albita), biotitas castanho-avermelhadas e abundância de apatita como acessório, classificando-se como leucomonzogranitos (FIGURA 9).

d) γ_2M_4 - Fácies Ortognáissica (tipo Mandaqui) - Característico tipo de borda, ocorre em faixas alongadas na porção NE do corpo e nas adjacências de zonas de falhas internas, constituindo cerca de 15% do maciço. As feições são muito similares às descritas para o Maciço da Cantareira, incluindo a abundância de enclaves variados, exceto xenólitos. Mostram duas gerações de microclínios: os da matriz, xenomórficos e subcentimétricos e os megacristais, arredondados a oclares, centimétricos. O tipo composicional principal é granodiorítico, raramente monzogranítico (FIGURA 9).

e) γ_2M_5 - Fácies Equigranular Cinza (tipo Tremembé) - Configura pequenos núcleos irregulares, nas áreas centrais do corpo. Ao contrário do tipo similar no maciço da Cantareira, não foram observadas relações intrusivas tardias, com a passagem transicional dominando para as demais fácies. Por vezes, são de difícil distinção dos termos inequigranulares a pouco porfiróides das fácies

Hortolândia e Mairiporã, respectivamente.

Definem tipos composicionais monzograníticos a granodioríticos, leucocráticos, onde, exclusivamente, raríssimos enclaves submicáceos foram observados.

f) $\gamma_2 M_6$ - Fácies Inequigranular Cinza (tipo Hortolândia) - Compreende tipos monzograníticos e granodioríticos encontrados como variações laterais e localizadas dos tipos Mairiporã e Tremembé, sendo representados em mapa como raras ocorrências puntuais dispersas.

FIGURA 12 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras do Maciço da Cantareira.

a) Fácies Equigranular Cinza; b) Fácies Inequigranular cinza; c) Fácies Bandada e Fácies Inequigranular Leucocrática.

g) $\gamma_2 M_7$ - Fácies Bandada (tipo Santa Inês) - Inclui faixas confinadas nas bordas NNE do corpo de rochas com composições modais granodioríticas a monzograníticas (FIGURA 9), de dimensões restritas e com estrutura levemente acamadada pela concentração diferencial e orientada de megacristais devido ao fluxo primário. Há zonas de forte enriquecimento em biotita e os contatos com os demais tipos adjacentes são transicionais. Foram observados raros enclaves microgranitóides alongados, além de um único enclave máfico (GN-05) de dimensões centimétricas.

h) $\gamma_2 M_8$ - Fácies Pegmatóide (tipo Petrópolis) - Caracterizados por monzogranitos em pequenos bolsões de maior concentração de megacristais, inclusos nos demais litotipos porfiróides e assinalados como raras ocorrências pontuais.

3.4.3. Suite Granitóide Tardi-Tectônica (γ_3)

3.4.3.1. Maciço de Taipas ($\gamma_3 T$)

3.4.3.1.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

O Maciço de Taipas ocupa uma área de cerca de 5 km² entre os bairros de Pirituba e Perus, na porção SW da folha mapeada. A forma grosseiramente circular encontra-se mascarada por coberturas coluvionares e manto de alteração intempélica, originando os limites irregulares observados no DESENHO 1, sendo escassos os afloramentos em bom estado de preservação.

Os contatos do Maciço de Taipas com as encaixantes são discordantes, com forte deformação em sua borda NE e truncamento de estruturas em sua porção marginal oeste. A reduzida auréola de contato mostra apenas feições de cozimento, endurecimento e feldspatização de encaixantes, onde é impossível separar-se a ação dos maciços de Taipas e da Cantareira, dado a proximidade entre ambos.

Cerca de 80% do maciço é composta de rochas porfiróides, onde megacristais subidiomórficos a xenomórficos, centimétricos, creme-esbranquiçados, subordinadamente róseos, cinza-claros ou acastanhados, dispersam-se caoticamente em uma matriz inequigranular, média a grossa, caracterizando uma textura granular hipidiomórfica a hipautomórfica. Tipos com texturas inequigranulares e equigranulares, pegmatóides ou aplíticas ocorrem subordinadamente.

A estrutura é predominantemente maciça, isótropa a pouco orientada. Estruturas primárias de fluxo, com concentração e alinhamento de zonas micáceas, emprestam, por vezes, em zonas de borda, aspecto gnáissico bandado e dobrado, visíveis na Pedreira Riuma (GS-389).

O caráter leucocrático definido por cores cinza claras é predominante, com zonas restritas de coloração cinza média a esverdeada, devido ao enriquecimento em máficos ou epidotização local.

Os leucomonzogranitos predominam no Maciço de Taipas, com termos granodioríticos, tonalíticos e monzodioríticos restritos (FIGURA 13), geralmente nas porções marginais. Diferenciados tardios, na forma de diques tabulares, fortemente enriquecidos em K-feldspatos, mostram composições quartzo sieníticas a quartzo monzoníticas.

3.4.3.1.2. MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Os minerais essenciais nos granitóides do Maciço de Taipas são o quartzo, plagioclásio e microclínio, tendo biotita como máfico principal (QUADRO VI).

Quartzo constitui quantidades entre 25 a 35% da rocha, ocorrendo como grãos xenomorfos ou lamelas e mostram poucas evidências de deformação, restringindo-se à fraca extinção ondulante

e rara recristalização em subgrãos.

FIGURA 13 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras do Maciço de Taipás (Y3T)

Plagioclásios (de 30 a 40% da rocha) são subidiomórficos e apresentam zonação composicional simples a múltipla, onde núcleos mais cálcicos (oligoclásio/andesina) mostram auréolas albiticas. Apresentam fraca sericitização e saussuritização.

Microclínio (de 20 a 30% da rocha) apresenta-se em cristais límpidos e xenomorfos na matriz e em megacristais subédricos a euédricos, por vezes fraturados ou com restrita recristalização de borda. Inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita são encontradas dispersamente, sem padrão definido. Nos diferenciados tardios a deformação é mais intensa, mostrando os efeitos de intrusão tabular em estado possivelmente sólido.

Biotitas, em pouca quantidade (máximo de 11%), dispõem-se em microplaquetas verde acastanhadas e castanhas, localmente cloritizadas.

Os principais acessórios são as titanitas, apatitas e opacos (sulfetos, ilmenita e titanomagnetita), com quantidades subsidiárias de zircão, hornblenda, alanita e turmalina. Dentre os minerais secundários, são observados o epidoto, clorita, sericita (muscovita) e carbonatos.

3.4.3.1.3. ENCLAVES

Enclaves microgranitóides foram os únicos tipos encontrados no Maciço de Taipas, geralmente engolfados em granitóides do tipo Pirituba (ponto GS-389). Possuem formas ovaladas a arredondadas, dimensões centimétricas, bordas bruscas e não apresentam orientação definida. Mostram textura ígnea equigranular fina, cor cinza esverdeada e classificam-se com biotita-hornblenda granodioritos, quartzo dioritos ou tonalitos.

Nestes enclaves, a hornblenda chega a alcançar 25% do total dos minerais (amostra GS-389F), enquanto plagioclásios zonados mostram núcleos cálcicos (andesina-labradorita). A quantidade de microclínio micropertítico é bastante reduzida (não mais que 5%) e, dentre os acessórios, o principal é a titanita.

3.4.3.1.4. PRINCIPAIS FÁCIES TEXTURAIS-PETROGRÁFICAS

Os principais tipos faciológicos identificados no Maciço de Taipas foram os seguintes:

a) γ_3T_1 - Fácies Porfiróide Creme (tipo Pirituba) - Representa 75% do maciço, tendo, como feição característica, megacristais creme-esbranquiçados a cinza claros dispersos em matriz inequigranular sem orientação (FOTO 24). Apresentam feições fluidais de borda e raros enclaves microgranitóides. Monzogranitos e leucogranodioritos são os tipos composicionais predominantes.

b) γ_3T_2 - Fácies Porfiróide Rósea (tipo Itaguassu) - Ocorre em bolsões irregulares, associados a vênulas feldspáticas róseas (FOTO 23), que passam transicionalmente para rochas do tipo Pirituba, constituindo cerca de 5% do maciço. Caracterizam-se por megacristais centimétricos, subédricos a ligeiramente arredondados, de cor rósea a acastanhada, dispersos em matriz cinza clara, fortemente epidotizada (FOTO 24). Composicionalmente, definem tipos leucomonzograníticos, com matriz granodiorítica a tonalítica.

c) γ_3T_3 - Fácies Inequigranular Cinza (tipo Hortolândia) - Compõe cerca de 10% do maciço, em sua porção sul, principalmente. O forte grau de alteração intempérica e a cobertura colúvio-aluvionar não permitem observações mais acuradas. Na frente de lavra da Pedreira Riuma (ponto GS-389) este litotipo ocorre como concentrações monzograníticas métricas, irregulares, de contatos bruscos com os demais fácies observados, apresentando fraca orientação de filossilicatos.

d) γ_3T_4 - Fácies Pegmatóide (tipo Petrópolis) - É representado por raros bolsões métricos de maior concentração de megacristais de microclínio, nas circunvizinhanças de veios feldspáticos irregulares. A quase ausência de biotita é feição característica, classificando-se tais litotipos como leucogranodioritos.

e) γ_3T_5 - Fácies Ortognáissica (tipo Mandaqui) - Inclui restritas faixas métricas, adjacentes a zonas de falha, onde megacristais subcentimétricos e arredondados de microclínio se orientam segundo a foliação da matriz. Tais litotipos foram representados em mapa como ocorrências pontuais.

f) γ_3T_6 - Fácies Equigranular Cinza (tipo Tremembé) - Ocorre em área bastante alterada e cataclásada na porção norte do corpo ou como bolsões métricos irregulares nos outros litotipos. Os contatos não foram observados diretamente, mas parecem configurar um passagem brusca. Uma amostra recolhida na Pedreira Riuma (GS-389C) foi classificada como biotita monzogranito.

g) γ_3T_7 - Fácies Equigranular Fina ou Aplítica (tipo Riuma) - Observado apenas na frente de lavra da Pedreira Riuma, inclui material equigranular fino, leucocrático, cor cinza clara a esbranquiçada (FOTO 24), ocorrendo na forma de diques tabulares métricos intrudidos em granitóides do tipo Pirituba. Nestas rochas, o plagioclásio ocorre em quantidades superiores a 50%, microclínio é mineral bastante raro (não mais que 5%) e biotitas praticamente ausentes, sendo classificadas petrograficamente como leucotonalitos.

h) $\gamma_3 T_8$ - Fácies Equigranular Rósea (tipo Vista Alegre, de MORAES REGO & SOUZA SANTOS, 1938) - Definido por quartzo sienitos e quartzo monzonitos intrudidos na forma de diques decimétricos a métricos nos demais litotipos. As feições principais são representadas por granitóides finos, equigranulares, de cor rósea, com reduzidas quantidades de máficos (FOTO 24) e teores de microclínio muito fraturados próximos a 50%.

3.4.4. Suite Granitóide Pós-Tectônica (γ_4)

3.4.4.1. Maciço Morro de Perus ($\gamma_4 Mp$)

3.4.4.1.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

O Maciço Morro de Perus localiza-se no bairro do mesmo nome ao norte do Córrego Andando. De formato irregular a amebóide, possui comprimento da ordem de 300m e largura máxima de 120m.

Os contatos com micaxistos do Grupo São Roque são discordantes, marcados por falhamento na borda norte do corpo.

A textura é variável predominando tipos porfiróides nas bordas e inequigranulares a equigranulares de grã média a grossa, no centro. As estruturas são maciças e isotrópicas. A coloração varia de cinza médio a cinza claro, com tonalidades cinza esverdeadas em tipos localizados, brancas em diferenciados tardios.

A oxidação de sulfetos pode conferir, localmente, aspecto mosqueado, com pintas avermelhadas características, não tendo sido observados enclaves de qualquer natureza no corpo.

Composicionalmente, o Maciço Morro de Perus é formado por leucogranodioritos (rochas porfiróides), leucomonzogranitos (rochas inequi- a equigranulares) e, subordinadamente, leuco-microsienogranitos tardios (FIGURA 14).

3.4.4.1.2. MINERALOGIA E PETROGRAFIA

A mineralogia do Maciço Morro de Perus é simples (QUADRO VI), com quartzo, microclínio e plagioclásios como minerais essenciais, granada, apatita, titanita, zircão e opacos, como acessórios. Feição típica é a relativa abundância de sulfetos, preenchendo fraturas ou disseminados na rocha.

Quartzo ocorre em cristais xenomorfos interlobados, com moderada extinção ondulante. Microclínio em grãos xenomórficos micropertíticos ou megacristais subcentimétricos irregulares a subédricos. Plagioclásios (oligoclásio) constituem grãos xenomórficos a subidiomórficos, pouco zonados e fracamente sericitizados. Biotitas ocorrem em microplaquetas castanho-claras, englobando cristais de zircão em halos pleocróicos, enquanto prismas de apatita e titanita estão dispersos, estes últimos associados a opacos. Granadas ocorrem em raras pontuações submilimétricas, em tipos inequigranulares.

Em seção polida, foram observados, em ordem de abundância, os seguintes minerais: pirita, ilmenita, pirrotita, magnetita, calcopirita e hematita.

3.4.4.1.3. PRINCIPAIS FÁCIAS TEXTURAIS-PETROGRÁFICAS

a) Fácies Porfiróide Creme (tipo Pirituba?) - Restrito à borda sudeste do corpo. Rocha de matriz inequigranular média a grossa, cinza clara, pouco orientada a isotrópica, englobando megacristais de microclínio creme-esbranquiçados, centimétricos, irregulares a subédricos, dispersos (FOTO 27). São leucogranodioritos bastante similares ao tipo Pirituba, descritos anteriormente, diferindo ligeiramente pela menor quantidade de megacristais e de máficos. Apresentam abundantes concentrações de sulfetos ao longo de planos de fratura (FOTO 28).

b) Fácies Inequigranular Leucocrática - Definida por leucomonzogranitos de cor cinza-clara a esbranquiçadas, granulação fina a média, portando pontuações submilimétricas de granada. Biotita é praticamente ausente, restringindo-se a raras palhetas finas e dispersas. A fácies ocorre em bolsões irregulares, de contatos não observados, nas regiões de borda sul e central do corpo.

c) Fácies Inequigranular Mosqueada - Rochas leucomonzograníticas faneríticas de granulação grossa, cor cinza médio a esverdeada, onde esparsos agregados de biotita configuram um aspecto mosqueado (FOTO 27). Neste litotipo há concentrações subcentimétricas de sulfetos, em planos de fraturas ou disseminadas no seio da rocha. Os contatos com as demais fácies não puderam ser observados.

d) Fácies Aplítica - Ocorrem em bolsões irregulares ou vênulas centimétricas. São rochas equigranulares finas, brancas a cinza claro, portando pontuações submilimétricas de sulfetos disseminados. São cortadas por delgados diques de pegmatitos turmalíferos e quartzo-feldspáticos (FOTO 28).

3.4.4.2. Maciço do Juqueri (γ_4 Ju)

3.4.4.2.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

O Maciço do Juqueri localiza-se em área do Hospital Psiquiátrico do Juqueri (município de Franco da Rocha), na porção centro-oeste da folha mapeada, configurando um corpo de formato levemente triangular. Possui cerca de 1,6km de comprimento e largura máxima de 800 metros, com área total em torno de 1,4km².

O corpo intrude-se em metapelitos do Grupo São Roque, com o qual possui contatos bruscos e discordantes, com falhas de borda configurando seus limites leste e sul. Na região de contato não foi possível observar qualquer evidência de metamorfismo termal, por ausência de afloramentos.

O Maciço do Juqueri mostra grande homogeneidade textural e estrutural, sendo definido por granitóides inequigranulares, grã fina a média, cor cinza clara. A estrutura maciça é bastante orientada e cataclada nas bordas do corpo, dando lugar a termos mais isótopos (FOTO 26) na região central.

Não foram observados enclaves de qualquer natureza no interior do maciço e o tipo petrográfico dominante é definido por monzogranitos.

3.4.4.2.2. MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Quartzo, microclínio e plagioclásio ocorrem em quantidades aproximadamente iguais no Maciço do Juqueri, sendo a biotita o único máfico presente.

O quartzo apresenta forte deformação, principalmente nas zonas marginais do corpo, com agregados e cordões granoblásticos recristalizados, *ribbons* alongados e moderada extinção ondulante. Plagioclásios (oligoclásio) mostram-se em cristais xenomórficos a subidiomórficos zonados, fortemente sericitizados e saussuritizados. Microclínio ocorre como cristais xenomórficos, micropertíticos, apresentando bordas mirmequitizadas e freqüentes inclusões de plagioclásio. Biotitas em quantidades muito reduzidas, possuem cor verde acastanhada.

Os principais acessórios são opacos limonitizados, alanitas zonadas e apatitas prismáticas, tendo o epidoto, clorita e sericita, como minerais secundários.

3.4.4.3. Maciços Turmaliníferos de Perus (v₄Tp)

3.4.4.3.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Os Maciços Turmaliníferos de Perus constituem pequenas bossas intrudidas em metassedimentos do Grupo São Roque na região do Córrego Andando, bairro de Perus, em São Paulo (porção SW da área mapeada). Foram identificados cinco pequenos corpos de formato irregular que mostram um alinhamento NW-SE com inflexão ligeira para E-W na região de Perus. As dimensões são hectométricas a decamétricas, o maior deles possuindo comprimento da ordem de 400m, por uma largura máxima de 170m, enquanto o menor não ultrapassa 50m em ambas as dimensões.

Duas pequenas ocorrências de granitóides turmaliníferos, na forma de bolsões ou diques irregulares métricos, foram detectadas na pedreira Riuma (ponto GS-389), intrudindo rochas porfiróides do Maciço de Taipas.

Os Maciços Turmaliníferos de Perus acham-se intrudidos por possantes veios pegmatíticos, estando, hoje, bastante decapados pela atividade exploratória de feldspatos e caulim para a indústria cerâmica.

É possível que, em profundidade tais corpos constituam uma única intrusão, como sugerido por ETCHEBEHERE *et al.* (1985), com estruturação geral indicando posicionamento em núcleo antiformal de ondulações tardias, como já aventado por HASUI (1963). Aqueles autores, inclusive, atribuem um caráter pegmatítico para todo o conjunto de granitóides, como já o fizera KNECHT (1937) quando descreveu, pela primeira vez, tais corpos.

Os contatos dos granitóides de Perus com as rochas encaixantes (micaxistos e calciossilicáticas) são discordantes e marcados por estreita auréola de metamorfismo de contato.

As características texturais e estruturais dos Maciços Turmaliníferos de Perus mostram sutil zoneamento borda-centro. Texturas equigranulares finas de borda dão lugar a arranjos equigranulares a inequigranulares, de grã média a grossa, no centro. Texturas micropegmatíticas e gráficas localizadas ocorrem nas porções centrais.

Estruturas bandadas (por fluxo primário), com a ocorrência de raras estruturas do tipo *schlieren*, passam a maciças e isotropas em direção ao centro do corpo. O bandamento é configurado pela alternância de zonas de maiores e menores quantidades de turmalina, creme-esbranquiçadas e cinza claras, e com composições, respectivamente, monzograníticas e granodioríticas (FOTO 25).

Nos corpos turmaliníferos de Perus, os granitóides classificam-se petrograficamente em leucomonzogranitos e leucogranodioritos (FIGURA 14), com afinidades maiores com borda e centro dos corpos, respectivamente. Bolsões intrusivos de leucosienogranitos (granito 3a) a quartzo sienitos foram também observados no Maciço de Taipas (amostra GS-389E). Tais rochas possuem quantidades bem mais reduzidas de turmalina e são de difícil distinção dos veios aplíticos ou micropegmatíticos mais tardios.

3.4.4.3.2. MINERALOGIA E PETROGRAFIA

A mineralogia básica dos granitóides turmaliníferos de Perus (QUADRO VI) é definida por quartzo, plagioclásio, microclínio e turmalinas. Biotitas podem estar presente em quantidades subordinadas e granadas são comuns nas zonas centrais do corpo. Opacos e apatita são os acessórios encontrados e muscovita (sericita) e epidoto são os minerais secundários.

Quartzo ocorre como grãos poligonizados, raramente alongados. O plagioclásio (oligoclásio e albita nas bordas, até andesina nas porções centrais do corpo), ocorrem em cristais subidiomórficos a idiomórficos, levemente zonados e sericitizados, com raras bordas mirmequíticas. O microclínio (de 10 a 20% da rocha) ocorrem como cristais xenomórficos a subidiomórficos micropertíticos ou intersticialmente, em pequenos grãos irregulares.

As turmalinas pretas (afrisitas) constituem até 10% da rocha e ocorrem como grãos prismáticos, de até 2mm. Quando observadas ao microscópio, parecem compor duas gerações distintas, sugerindo, respectivamente, caráter primário e secundário. A primeira, de cor verde escura a verde acastanhada, forma prismas alongados e orientados. Na lâmina GS-386 foram observados pequenos cristais prismáticos de turmalina como inclusões em outros minerais. A segunda, de cor esverdeada clara, forma grãos arredondados, de menores dimensões dispersos na rocha.

Granadas ocorrem esparsamente, em quantidades não superiores a 1%, em cristais subédricos a euédricos, contendo inclusões de turmalina e quartzo. Mostram grande afinidade pelas zonas de contato do corpo ou próximas às bordas de xenólitos metassedimentares. Objeto de estudos específicos por MADUREIRA FILHO *et al.* (1986), as granadas evidenciam uma diferenciação com o progressivo aumento da razão Fe/Mn, com almandinas nas bordas passando a esferissatitas no centro do corpo.

Biotita foi observada em apenas uma amostra (JC-77A3), em microplaquetas castanhas dispersas, sem orientação preferencial.

Epídoto e muscovita (sericita) ocorrem como alteração de feldspatos. Plaquetas de muscovitas milimétricas podem ser encontradas em amostras das regiões centrais do corpo, podendo relacionar-se a metassomatismo nas proximidades de veios pegmatíticos.

Raríssimos prismas de apatita e minúsculos grãos irregulares de opacos foram os acessórios encontrados.

3.4.4.3.3. ENCLAVES

Os únicos tipos de enclaves encontrados nos granitóides turmaliníferos de Perus referem-se a epixenólitos de hornfels metapelíticos anfibolíticos e calciossilicáticos. As dimensões variam de decimétricas a métricas (5 a 6m), com formas irregulares angulosas. Xenólitos angulosos métricos do granitóide turmalinífero podem ser observados no seio de pegmatitos mais possantes.

3.4.4.3.4. PRINCIPAIS FÁCIES TEXTURAIS-PETROGRÁFICAS

Embora não representadas em mapa, devido às limitações de escala, distintas fácies são observados nos corpos turmaliníferos de Perus, obedecendo, como referido anteriormente, forte zoneamento borda-centro.

Nas zonas externas predominam granitóides equigranulares finos, com até 10% de turmalina, leucocráticos, com ausência de biotita. Feição notável é a ocorrência de estruturas bandadas e dobradas (dobras desarmônicas de fluxo) devido à movimentação fluidal primária de borda (FOTO 26), realçadas pela orientação dos prismas de turmalina, o que confere a estas zonas um aspecto pseudo-migmatítico. Tais bandas também mostram variação composicional, alternando termos granodioríticos e monzograníticos.

Nas zonas intermediárias a centrais, a textura dos granitóides é equigranular a inequigranular média a grossa, com estrutura maciça e isotropa. A coloração é cinza clara, com turmalinas em menores quantidades.

Granitos gráficos brancos de texturas micropegmatíticas a gráficas são bastante comuns nas zonas centrais, principalmente próximo aos contatos com rochas pegmatíticas. Nestes, o intercrescimento de grãos de quartzo acinzentado e feldspatos brancos formam um mosaico bastante peculiar.

FIGURA 14 - Diagrama QAP (IUGS, 1973) de amostras dos Maciços Turmalíníferos de Perus (γ_4Tp), Morro de Perus (γ_4Mp) e Juqueri (γ_4Ju).

UNIDADE		AMOSTRA	QUARTZO	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLÍNIO	BIOTITA	MUSCOVITA	SERICITA	OPACOS	TURMALINA	EPÍDOTO	TITANITA	APATITA	ZIRCON	ALANITA	CLORITA	CARBONATO	HORNBLENDA	ZEOLITAS	ACTINOLITA	DIOPSÍDIO	FLOGOPITA	GRANADA	QAP (CAMPO)		CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
																								RT	M	
Maciço de Talpas	γ_3T_1	GS-389A GS-389A'	36 -	31 -	24 -	5 -	- -	- -	t -	- -	2 -	2 -	t -	- -	- -	t -	- -	t -	- -	- -	- -	- -	- -	3b 4	- -	Monzogranito Leucogranodiorito
	γ_3T_2	GS-389B' GS-389D JC-726	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	3b 3b 3b	5 4 4	Leucomonzogranito Leucomonzogranito Leucomonzogranito	
	γ_3T_3	GS-389B	30	32	27	8	s	s	1	-	s	2	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito
	γ_3T_4	JC-691	25	40	30	4	-	s	t	-	s	1	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	5	Leucomonzogranito
	γ_3T_6	GS-389C	37	30	20	11	-	-	1	-	-	1	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Biotita Monzogranito
	γ_3T_7	GS-389E'	35	60	5	t	-	s	t	-	s	t	-	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	5	-	Leucotonalito
	γ_3T_8	GS-389C'	16	35	48	1	-	s	t	t	-	-	-	-	-	s	s	-	-	-	-	-	-	6*	-	Quartzo Monzonito
	Enclave	GS-389F	20	35	5	10	-	s	t	-	t	5	t	t	-	-	-	25	-	-	-	-	-	4	-	Biotita Hornblenda Granodiorito
Granitóides Pós-Tectônicos	γ_4Tp	GS-388	25	51	20	-	-	s	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	4	-	Leucogranodiorito com Turmalina
		GS-389E	20	20	69	1	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3a	7*	Leucosienogranito/Quartzo Sienito
		JC-77A2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	4	Leucogranodiorito com Turmalina
		JC-77A3	28	44	20	2	-	s	t	6	t	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito com Turmalina
		JC-1110A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito com Turmalina
		JC-1110B	39	30	22	2	t	s	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucogranodiorito com Turmalina Leucomonzogranito com Turmalina
	γ_4Mp	JC-1092A'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3a	-	Leucosienogranito
		JC-1092A2	27	29	40	1	s	s	1	-	s	t	1	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Microleucomonzogranito
		JC-1092B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	Leucogranodiorito
		JC-1092C	27	33	37	1	s	s	t	-	-	t	t	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito
		JC-1092D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito
		JC-1093A	48	30	20	2	-	s	t	-	-	-	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito
	JC-1093B	42	35	20	1	s	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Leucomonzogranito	
γ_4Ju	CJ-783A'	32	30	30	5	-	s	t	-	s	-	t	-	t	s	-	-	-	-	-	-	-	3b	-	Monzogranito Mafítico	

t = traços; s = mineral secundário. RT = rocha total; M = matriz
Composições obtidas a partir de diagrama QAP (UGS, 1973)

QUADRO VI - DADOS MINERALÓGICOS MODAIS DE AMOSTRAS DAS SUÍTES GRANITÓIDES TARDI-TECTÔNICA (MACIÇO DE TAIPAS - γ_3T) E PÓS-TECTÔNICAS (MACIÇO TURMALINÍFERO DE PERUS - γ_4Tp ;
MACIÇO MORRO DE PERUS - γ_4Mp ; MACIÇO DO JUQUERI - γ_4Ju)

3.5. ROCHAS INTRUSIVAS ÁCIDAS FILONIANAS (γ_p)

3.5.1. Pegmatitos ($\gamma_{p,p}$)

Incluem corpos de feições e dimensões muito variáveis, sendo aqueles de maior porte, indicados no mapa de estruturas (DESENHO 2), representando-se no mapa geológico (DESENHO 1) apenas quando a escala o permitiu. Os principais tipos observados foram:

a) Pegmatitos de Substituição - Sob esta designação, emprestada de ELLERT (1964), são englobados materiais formados quase que exclusivamente por concentrações de megacristsais de microclínio que, por vezes, ocorrem na forma de vênulas irregulares ou bolsões métricos. Confinam-se ao interior dos maciços granitóides da Cantareira e, em menor escala, de Mairiporá. Pontuações sulfetadas associam-se às fraturas.

b) Pegmatitos Quartzo-feldspáticos - Incluem corpos de dimensões métricas, quase que unicamente formados por quartzo e feldspato, podendo incluir quantidades subordinadas de muscovita e turmalina, em cristais menores que 3cm. A cor é branca, por vezes rósea (estes de dimensões centimétricas a decimétricas). Enquadram-se no tipo simples da classificação proposta por SMIRNOV (1982).

São raramente zonados e distribuem-se por todas as unidades mapeadas. Em rochas graníticas, geralmente incluem muscovitas (GS-761), afrisitas (GS-498) e, por vezes, biotitas (GN-714A), sendo comumente portadores de pontuações sulfetadas. Nas rochas metassedimentares formam massas caulinizadas, às vezes dobradas e de grande utilidade para a análise estrutural.

c) Pegmatitos Turmaliníferos - Incluem corpos tabulares, lenticulares ou bolsões irregulares, com dimensões de até 10 metros. Caracteristicamente zonados, o núcleo central é de quartzo, com zonas externas enriquecidas em plagioclásio (albita), K-feldspato, afrisita e muscovita. Nas zonas de contato ostentam, comumente, textura gráfica, podendo haver concentrações localizadas de granada (ponto JC-77).

São comumente encontrados intrudidos nos corpos turmaliníferos de Perus e, mais raramente, no Maciço da Cantareira (com menores dimensões). Na região de Perus, há um enriquecimento em diversos minerais raros, como rubelita, berilo esverdeado, lepidolita e minerais de urânio (pintas de autunita verde-limão). HASUI (1963) relata, ainda, a presença de opala uranífera, torbenita e beta-uranofânio. Estes tipos correspondem, na classificação de SMIRNOV (*op. cit.*) aos pegmatitos recristalizados e complexos.

3.5.2. Aplitos

Incluem corpos de dimensões centimétricas a métricas, intrudidos nas rochas granitóides, sendo muito comuns no Maciço de Taipas. De coloração cinza clara e rósea (mais tardios), textura microgranular, possuem composições variadas.

3.5.3. Mobilizados Quartzo-Feldspáticos, Veios de Quartzo e Epídoto

Os mobilizados quartzo-feldspáticos são muito comuns em todas as unidades, particularmente nas adjacências das zonas de cisalhamento, como produto de anatexia parcial, em faixas de forte metamorfismo dinâmico. Dispõem-se como vênulas centimétricas a métricas, freqüentemente dobradas e caulinizadas.

Veios de quartzo têm grande distribuição na área, remobilizando-se com maior facilidade em rochas metassedimentares, possuindo dimensões geralmente centimétricas.

Veios de epídoto milimétricos a subcentimétricos são comuns em granitoides mais afetados

por hidrotermalismo, particularmente no tipo Itaguassu (FOTO 17).

3.6. ROCHAS MILONÍTIAS E CATACLÁSTICAS (amc)

Nesta unidade foram individualizadas estreitas faixas adjacentes às principais zonas de falha onde a deformação mascara a natureza da rocha afetada, expondo rochas miloníticas e cataclásticas predominantemente.

A recorrência no tempo de diversos episódios de cisalhamento faz com que coexistam rochas com feições de deformação dúctil predominantes ao lado de outras onde os processos rúpteis foram mais marcantes, sendo aqui denominadas, respectivamente, de rochas miloníticas e cataclásticas, embora sejam muito comuns termos de transição entre elas. Esta terminologia baseia-se no conceito de HIGGINS (1971) sobre a predominância relativa da recrystalização e neomineralização, nas rochas miloníticas, ou de cominuição, nas rochas cataclásticas. Foi adotada neste trabalho a terminologia definida por SIBSON (1977), procurando-se a distinção entre os diversos litotipos, tendo como critérios as feições deformacionais descritas por TAKAGI (1986).

As faixas de rochas deformadas mostram espessura de afloramentos bastante variável, de dezenas de metros até 1 km, sendo a mais expressiva encontrada na porção norte da área, junto à Falha de Jundiuvira. Predominam, nestas faixas, rochas de composição quartzo-feldspática a granitóide, definindo protomilonitos, milonitos e ultramilonitos em função da relação matriz/porfiroclastos, e termos blastomiloníticos (estágio avançado de recrystalização).

Protomilonitos ocorrem em porções mais afastadas da zona de maior deformação configurando rochas onde porfiroclastos de feldspato pouco alongados a arredondados, são circundados por películas micáceas e a matriz não excede 20%.

Nos milonitos *sensu strictu*, mais comuns nas bordas dos corpos graníticos de Francisco Morato e Vila dos Remédios, a matriz é mais significativa (20 a 90%) e os porfiroclastos alongados de feldspatos definem um bandamento gnáissico característico.

Ultramilonitos são vistos em leitos centimétricos, definidos quase que só pela matriz e formando bandas tectônicas subcentimétricas e afaníticas, de coloração cinza escura (CJ-812, GN-570).

Blastomilonitos e milonito-gnaisses ocelares são muito comuns compondo boa parte dos maciços graníticos da Vila dos Remédios (γ , Vr) e de Mato Dentro (γ , Md). Nestes, porfiroclastos de microclínio são envolvidos por fina película micácea e quartzosa, definindo uma estrutura tipo *augen*. As principais feições petrográficas observadas são a textura porfiroclástica interlobada a amebóide com matriz granoblástica inequigranular.

Quartzo ocorre em agregados granoblásticos finos ou em grãos anédricos, lenticularizados e, progredindo para *ribbons* com a deformação crescente. Ocorre, ainda, como cordões envolvendo feldspatos (textura *mortar*). Microclínio mostra-se em cristais alongados e orientados. São raramente pertíticos, com geminação em grade e apresentam fraturas preenchidas por epidoto e sericita. Plagioclásios ocorrem como cristais tabulares a levemente ocelares, com lamelas de geminação encurvadas. Foram observadas algumas antipertitas e raras mirmequitas nas bordas. Biotitas ocorrem como palhetas isorientadas, localmente apresentando *kinks* e parcialmente alteradas em cloritas.

Dentre as rochas quartzo-feldspáticas deformadas predominantemente por processos rúpteis, as mais comuns são os cataclastos quartzosos. São rochas de estrutura maciça, textura microporfiroclástica, granulação fina a média, cor cinza azulada, possuindo um padrão de alteração peculiar na forma de um material terroso amarelo ouro a arroxeado. Termos mais finos, com matriz compondo mais de 80% da rocha, constituem ultracataclastos. Ressalte-se, ainda, a ocorrência

esparsa de brechas cataclásticas, onde fragmentos angulosos de rocha granitóide coexistem com matriz fina, alterada.

Nos metassedimentos metapelíticos, os efeitos da deformação são bastante difíceis de serem observados devido à natureza do material. Percebe-se, nas adjacências das zonas de falha, a ocorrência de filonitos bastante laminados e físseis, por vezes mostrando grânulos de quartzo estirados ao longo da foliação.

As rochas anfibolíticas geralmente não exibem feições de deformação, mesmo quando intercaladas em rochas afetadas por tais processos. Os efeitos da deformação restringem-se à presença de microfraturas preenchidas por epidoto ou quartzo.

Nas rochas quartzíticas, protocataclasitos mostram quartzo com bordas serrilhadas ou em raros cordões microgranulares preenchendo fraturas. Os quartzitos apresentam deformação dúctil em graus variáveis, cujos principais indicadores são: estiramento de grãos de quartzo, forte a moderada extinção ondulante e lamelas de micas (muscovitas) com formas sigmoidais ("*mica fish*") ou formando *kink-bands*.

3.7. COBERTURAS CENOZÓICAS

3.7.1. Formação São Paulo (TQs) e Sedimentos correlatos (TQis)

Os sedimentos da Formação São Paulo ocupam a porção sudeste da área, sendo limitados pela Falha do Rio Jaguarí a NNW, encobertos por depósitos aluvionares recentes e por restritos depósitos coluvionares na parte NE. A espessura máxima alcançada por estes sedimentos na área gira em torno de 90 a 100 metros na região do leito do Rio Tietê (ALMEIDA, 1955), enquanto na região norte de Guarulhos alguns poços caseiros atingem o embasamento a 10m de profundidade.

Apesar da considerável expressão destes sedimentos na área mapeada, a ocupação urbana destruiu os seus principais afloramentos sendo as escassas exposições formadas por camadas intercaladas de conglomerados polimíticos, areias argilosas finas a grossas, por vezes arcoseanas, e por argilas silticas e/ou arenosas.

Os conglomerados polimíticos são constituídos de blocos de quartzo e quartzito, gnaisses, granitos, filitos e xistos alterados, além de pelotas de argila (*clay balls*) que alcançam até 20cm de diâmetro, em meio a uma matriz de areia grossa argilosa, de cor cinza a arroxeada, variegada. Em um afloramento (GS-222), verifica-se a presença deste conglomerado sobreposto diretamente a rochas do embasamento, discordantemente, embora nem sempre ocupem porções basais.

Foram observados níveis conglomeráticos sobrepostos aos níveis de areias a argilas arenosas, o que é compatível com fenômenos de tectonismo sin-sedimentar aventados para a Bacia de São Paulo. As pelotas de argila podem representar registros de fenômenos erosivos no contexto dos deslocamentos verticais de blocos de falha e das subseqüentes modificações do nível de base das drenagens pretéritas.

Os níveis arenosos e argilosos são bem mais comuns na área. Os primeiros, de fração fina a grossa, contêm apreciáveis quantidades de argila, sendo, por vezes, arcoseanos. Possuem cores variegadas (cinza, amarelo, marrom, roxo) e encerram algumas pelotas de argila e grãos de quartzo centimétricos. Os níveis argilosos possuem quantidades variáveis de fração silte e areia, com a mesma variação de cores dos níveis arenosos. A alternância rítmica dos níveis arenosos e argilosos dá-se com as camadas variando de centímetros até mais de um metro. A passagem entre eles, na vertical, é brusca, havendo raros casos de gradação de termos mais grossos para mais finos.

O contato dos sedimentos da Formação São Paulo com os depósitos coluvionares é marcada por uma discordância erosiva representada pela ocorrência de cascalheiras ou linha de seixos que

atingem mais de um metro, cujos seixos são de quartzo e quartzito, subarredondados a angulosos, centimétricos a decimétricos

A maioria dos autores admite um ambiente de deposição flúvio-lacustrino para os sedimentos da Bacia de São Paulo.

Os sedimentos correlatos à Formação São Paulo ocorrem na forma de afloramentos isolados, pontuais ou em pequenos bancos métricos, principalmente na região ao longo do vale do Rio Juqueri e seus tributários, ocupando meia encostas. Possuem características muito semelhantes às dos sedimentos acima descritos, particularmente a alternância dos níveis arenosos e argilosos variegados. Em dois pontos (GN-43 e GS-321) foram observados conglomerados repousando discordantemente sobre rochas do embasamento.

Apesar da correlação estabelecida com os sedimentos da Bacia de São Paulo, admite-se a possibilidade de tais depósitos serem controlados por soleiras locais. MELO & PONÇANO (1983) levantam a hipótese da ligação destes depósitos às variações climáticas do Quaternário.

3.7.2. Depósitos Colúvio-Eluvionares (Qc) e Aluvionares (Qa)

Os depósitos colúvio-eluvionares (Qc) distribuem-se generalizadamente por toda a área, sendo, porém, mais comuns nas regiões de Franco da Rocha-Caieiras e Guarulhos. De coloração amarelada a avermelhada, compõem-se de misturas em graus variáveis de frações argilosas e arenosas, sendo comum a presença de grânulos angulosos e milimétricos de quartzo. Por vezes, níveis inconsolidados de até 8m de espessura são marcados, na base, por cascalheiras centimétricas a métricas, incluindo seixos e blocos dos mais variados tamanhos, forma e natureza litológica. Por vezes, o topo é marcado por cangas limoníticas finas, comuns na região do Hospital Psiquiátrico de Franco da Rocha.

Os depósitos aluvionares (Qa) preenchem as calhas dos principais cursos d'água da região e incluem os sedimentos inconsolidados das várzeas atuais e baixos terraços pré-atuais alçados. Destacam-se, em expressão, os depósitos dos rios Tietê e Cabuçu na porção SE da área e Juqueri, a NNW. As várzeas atuais são formadas por sedimentos siltico-argilosos de planícies de inundação e depósitos arenosos a areno-argilosos de canal e diques marginais que apresentam cores cinza escura, bege e amarelada. Os baixos terraços, com menores dimensões e geralmente não mapeáveis, são compostos de cascalhos com seixos de quartzo e quartzito imersos em matriz argilo-arenosa, englobando, ainda, pequenas lentes de areias mal selecionadas.

CAPITULO 4 - LITOQUÍMICA

As amostras submetidas a análises químicas no presente trabalho, cujos resultados estão contidos na TABELA I, perfazem um total de 108, incluindo 94 determinações em rochas granitóides e seus enclaves, dez determinações em rochas metabásicas e uma determinação em micaxistos do Grupo São Roque, além de outras três em rochas gnáissicas do Embasamento Pré-São Roque.

4.1. ROCHAS METABÁSICAS DO GRUPO SÃO ROQUE

As rochas analisadas compõem quatro conjuntos petrográficos: hornblenda anfibolitos (GS-501A, GS-625, GN-481 e GN-689), diopsídio anfibolitos (GN-227 e GN-999), quartzo anfibolitos (GS-107 e GS-146) e anfibolitos bandados ou prováveis metatufos (GS-622A). Os teores médios dos principais elementos, discriminados por conjuntos, estão contidos na TABELA II.

O diagrama álcalis total vs. sílica de LE BAS *et al.* (1986) da FIGURA 15, no qual se inclui dados de hornblenda anfibolitos da região do Jaraguá (GOMES *et al.*, 1964), mostra que, em termos composicionais, a grande maioria das amostras refere-se a basaltos. Duas das amostras, empobrecidas em SiO_2 , ocupam campos ultrabásicos (basalto picrítico e tefrito-basanito), ao passo que uma amostra de quartzo anfibolito (GS-107) é deslocada para o campo dos dacitos, provavelmente refletindo transformações metamórficas aloquímicas, responsáveis por variação pronunciada do conteúdo em sílica. As composições basálticas andesíticas referem-se às amostras de hornblenda anfibolitos (GS-625 e GS-689) da porção leste da folha e podem refletir processo incipiente de diferenciação magmática, pois se associam a anfibolitos bandados (ou metatufos) classificados como andesitos. Outra hipótese para estas composições é a provável albitização por reação com a água do mar, como admitido por ANDREIS (1990).

FIGURA 15 - Diagrama TAS (Total álcalis vs. Sílica) de LE BAS *et al.* (1986).

O diagrama AFM (FIGURA 16) mostra o posicionamento preferencial das amostras analisadas no *trend* toleítico como já constatado por vários autores (GOMES *et al.*, 1964; LAZZARI, 1987; FRASCÁ *et al.*, 1987), embora a dispersão não permita constatar diferenciação magmática marcante. As amostras, em sua maioria, ocupam o campo definido por PETRO *et al.* (1979) para as suítes de ambientes tectônicos extensionais.

FIGURA 16 - Diagrama AFM das rochas metabásicas do Grupo São Roque. Linha cheia separando os campos Cálcio-alcalino (CA) e Toleítico (T). Linha tracejada delimitando o campo das suítes de ambientes tectônicos extensionais (E) de PETRO *et al.* (1979).

A tendência toleítica geral é ainda evidenciada nos diagramas Cr vs. FeO^i/MgO (FIGURA 17) de KUNO (1968) e FeO^i vs. FeO^i/MgO (FIGURA 18) de MIYASHIRO (1974, *apud* CAWOOD, 1984). Neste último, as amostras analisadas mostram bom alinhamento com a curva dos toleítos abissais de MIYASHIRO (1975).

O caráter oceânico para as rochas metabásicas do Grupo São Roque, aventado por vários autores (MACHADO FILHO *et al.*, 1983; LAZZARI, 1987; FRASCÁ *et al.*, 1987; BERGMANN, 1988) é ressaltado pelos diagramas $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (FIGURA 19) de PEARCE *et al.* (1975) e TiO_2 vs. $\text{ZrO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (FIGURA 20) de FLOYD & WINCHESTER (1976), onde, com exceção de três amostras empobrecidas em Ti e enriquecidas em K, todas as outras plotam no campo dos toleítos oceânicos.

Os diagramas de HARKER (1909) da FIGURA 21 apresentam claras tendências de correlação negativa para Al_2O_3 e Fe_2O_3 , menos pronunciadas para TiO_2 , MgO e CaO. Fracas correlações positivas são apresentadas pelo K_2O e MnO, enquanto P_2O_5 , FeO^i e Na_2O apresentam grande dispersão.

O comportamento do Al_2O_3 parece refletir a proximidade com o granitóide da Cantareira, em cuja zona de contato estão as amostras de maiores teores naquele elemento e mais ricas em plagioclásio, refletindo prováveis condições mais enérgicas de pressão e temperatura. O teor mais elevado em Na_2O daquelas amostras reflete a maior presença de plagioclásio, embora o padrão geral deste óxido seja disperso. As amostras de tetos pendentes no seio da massa granítica mostram um maior conteúdo de biotita e microclínio, provavelmente de origem metassomática, fato refletido no comportamento do K_2O .

O comportamento apresentado pelo TiO_2 , MgO e CaO são compatíveis com um *trend* de

FIGURA 17 - Diagrama Cr vs. FeO^i/MgO (KUNO, 1968) para rochas metabásicas do Grupo São Roque.

1) Campo Cálcio-alcalino.
2) Campo Toleítico.

FIGURA 18 - Diagrama FeO^i vs. FeO^i/MgO (MIYASHIRO, 1975) para rochas metabásicas do Grupo São Roque. Símbolos como na Figura 17.

diferenciação magmática, embora as amostras de contato com os granitóides apresentem mais Ti e Mg, fato atribuído por GOMES *et al.* (1972) à presença de hornblenda mais rica naqueles elementos, devido ao metamorfismo termal. As tendências indicariam um caráter menos diferenciado para os hornblenda anfibolitos do Jaraguá, com grau de diferenciação aumentando para os quartzo-anfibolitos e anfibolitos bandados.

Os conteúdos médios dos principais óxidos e alguns elementos menores dos diferentes

conjuntos petrográficos, quando tomados separadamente e comparados na TABELA II com os teores médios das rochas básicas de LE MAITRE (1976) e das amostras de ambientes tectônicos selecionados por WILSON (1989) mostram comportamento diferenciado, refletindo, provavelmente, a complexidade das relações magmáticas envolvidas.

FIGURA 19 - Diagrama $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (PEARCE *et al.*, 1975) para rochas metabásicas do Grupo São Roque.

Os hornblenda anfibolitos apresentam comportamento um pouco distinto na região do Jaraguá (a W da folha) em relação às rochas similares da região de Guarulhos-Mairiporã ou tetos pendentes no Maciço da Cantareira, mais a leste.

Nos anfibolitos do Jaraguá, os óxidos maiores mostram teores compatíveis com aqueles dos toleítos de LE MAITRE (*op.cit.*), embora Na_2O e P_2O_5 apresentem valores mais baixos que os esperados. São também muito próximos aos valores de basaltos de cadeias meso-oceânicas (*Mid Ocean Ridge Basalts* - MORB), com MgO e Na_2O de valores pouco mais baixos que o esperado. A mesma tendência é mostrada pelos elementos menores, com teores de Ba e Cu mais altos (provavelmente atribuíveis, respectivamente, ao metamorfismo e hidrotermalismo) e Cr mais baixo que o esperado.

Os hornblendas anfibolitos da porção mais a leste da folha já apresentam teores de SiO_2 e TiO_2 elevados para a média de rochas basálticas toleíticas, mais compatíveis com andesitos, enquanto os valores de CaO e FeO^+ (muito altos) não são compatíveis com rochas básicas em geral,

devendo refletir a atuação de processos pós-magmáticos. Os teores dos demais óxidos acompanham a tendência toleítica geral, como na região do Jaraguá, com valores compatíveis àqueles de basaltos do tipo MORB, excetuando-se Si e Ti, mais compatíveis com basaltos de arcos de ilha. Os elementos traços Ba, Ce, Cr, Y e Zr mostram compatibilidade com os valores médios de basaltos de *riffs* continentais (DAVIES & McDONALD, 1987) enquanto Co, Ni e Sr aproximam-se mais a valores de basaltos do tipo MORB.

FIGURA 20 - Diagrama TiO_2 vs. $\text{ZrO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (FLOYD & WINCHESTER, 1976). Símbolos como na Figura 19.

Os quartzo anfibolitos apresentam SiO_2 , TiO_2 , MgO , P_2O_5 e MnO compatíveis com a média dos andesitos de LE MAITRE (*op.cit.*), com os valores muito baixos de K_2O e altos de CaO , mais próximos da média dos toleitos. Na_2O possui valores muito baixos para rochas básicas em geral, enquanto, novamente, é bastante elevado o teor de FeO^t , fato este muito comum nas rochas básicas da maioria das faixas móveis proterozóicas do Brasil (M.C.H. FIGUEIREDO, inf verbal), devendo refletir peculiaridades composicionais do manto. Comparando com os dados dos ambientes tectônicos selecionados, as amostras mostram comportamento dúbio. Os valores de SiO_2 , TiO_2 e MgO são muito próximos daqueles das rochas andesíticas de margem continental, enquanto os baixos valores de K_2O e Na_2O e o enriquecimento em CaO e FeO^t apontam para basaltos continentais, basaltos tipo MORB ou, mesmo, de bacias retro-arco.

O mesmo ocorre com os elementos traços analisados, quando os teores de Co, Cr, Ni, V, Y e Ce são bastante similares àqueles das rochas basálticas e andesíticas de margem continental, enquanto alguns outros elementos litófilos com Ba, Sr e Zr não se concentram em quantidades afins com as rochas referidas, aproximando-se mais da média dos *riffs* continentais ou bacia retro-arco.

Os diopsídio anfibolitos possuem quimismo compatível com a média dos toleitos, à exceção dos óxidos de Ti e Mg, de valores baixos para estas rochas. Novamente Na_2O (muito baixo) e CaO (muito alto) mostram valores anômalos para rochas básicas em geral, sugerindo a ação de processos pós-magmáticos de alteração ou metassomatismo a partir das rochas granitóides adjacentes, com provável contaminação crustal. Não fossem os valores baixos de MgO e TiO_2 , o quimismo dos elementos principais possuiria maiores afinidades com o da média de basaltos de *riffs* continentais, o que é reforçado pelos teores de Cr, Co, Ba, Y e Zr, embora Ni mostre valores muito baixos.

Figura 21 - Diagramas de Harker para as rochas meta-ígneas da área mapeada (Simbologia-figura 17)

A única amostra de anfibolitos bandados analisada tem comportamento muito irregular e distinto das demais rochas metabásicas discutidas. Os valores de SiO_2 , K_2O (altos) e TiO_2 (baixo), apesar de compatíveis com rochas andesíticas de margem continental, contrastam com os altos valores de CaO , MgO e FeO^1 e com os baixos valores de Na_2O e Al_2O_3 . O comportamento irregular dos elementos menores ora indica compatibilidade com rochas básicas (e.g. baixo valor de Sr), ora mostra valores incompatíveis (baixos teores de Co, Cr, Ni, V e altos teores em Ba). Este conjunto de feições, associado à estreita relação destas rochas com as rochas calciossilicáticas do Grupo São Roque, parece evidenciar mistura com material sedimentar (metamargas), como aventado por COUTINHO *et al.* (1982). Com efeito, o padrão dos elementos maiores e menores analisados é bastante similar com aqueles das rochas calciossilicáticas bandadas da Serra de Itaberaba, analisadas por FRASCÁ *et al.* (1987).

O diagrama TiO_2 vs Zr (FIGURA 22) de PEARCE (1980) *apud* GASS (1982), discriminante de ambientes tectônicos de rochas básicas e intermediárias, mostra a tendência geral das rochas metabásicas que, em sua maioria plotam no campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB), enquanto as amostras de baixo-Ti referentes aos diopsídio anfibolitos e anfibolitos bandados caem no campo dos basaltos de arcos de ilhas.

FIGURA 22 - Diagrama TiO_2 vs. Zr (PEARCE *et al.*, 1980 *apud* GASS, 1982) para as rochas metabásicas do Grupo São Roque.

O padrão dos elementos das rochas metabásicas da área estudada, mostram, quando comparados com os padrões normalizados de THOMPSON *et al.*, (1984), algumas similaridades (FIGURA 23). Os anfibolitos bandados (SiAb), não fosse os mais baixos teores dos elementos litófilos (La, Ce e Sr) mostrariam uma curva similar à dos basaltos cálcio-alcálinos, enquanto os hornblenda anfibolitos, embora mostrem valores mais elevados para os litófilos mencionados, exibem grande diferença nos teores de K e Ba, não mostrando quaisquer afinidades com as curvas selecionadas. As grandes anomalias evidenciadas para o Nb evidenciam a baixa qualidade dos

dados analíticos para aquele elemento, produzindo valores incompatíveis com a média das rochas básicas em geral. Já os anfibolitos da região do Jaraguá têm padrões próximos aos dos basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB), embora destoem nos teores de Y e K, bem maiores.

FIGURA 23 - Padrão de elementos traços das rochas metabásicas do Grupo São Roque e padrões normalizados de basaltos (THOMPSON *et al.*, 1984).

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANITÓIDES ASSOCIADAS (Continua)

		Embasamento Pré São Roque			Grupo São Roque - Unidade Inferior											Suíte Granitóide Pré-Tectônica		
Amostra		γog		EGnb	SIA								SIAb	SIX	γ ₁ Br	γ ₁ Vr		
%		GS-14B	GS-204	GN-307A	GS-107	GS-501A	GS-625	GN-689	GS-146	GN-227	GN-999	GN-481	GS-586A2	GS-622A2	GS-519	GN-85	GN-508C	GN-320
SiO ₂		69,72	60,81	64,85	63,27	60,84	52,25	51,93	50,93	50,32	49,05	48,72	47,96	54,75	61,18	68,52	69,49	68,40
TiO ₂		0,47	0,72	0,69	1,18	0,38	0,99	0,83	0,84	0,94	0,76	0,37	0,95	0,35	0,78	0,42	0,25	0,24
Al ₂ O ₃		13,73	16,11	16,60	9,35	11,69	12,73	14,47	12,30	12,96	14,96	13,77	13,83	8,31	16,64	14,13	13,98	14,79
Fe ₂ O ₃		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO**		3,65	6,52	5,78	14,35	6,65	15,85	13,06	14,66	12,02	12,22	10,57	13,66	10,43	9,91	4,10	4,07	3,78
MgO		0,80	1,81	0,68	1,74	6,20	5,36	7,20	6,10	3,95	3,96	10,31	9,35	10,58	1,61	0,78	0,25	0,27
MnO		0,04	0,08	0,06	0,15	0,19	0,21	0,17	0,20	0,42	0,44	0,19	0,18	1,26	0,04	0,06	0,07	0,07
CaO		2,76	4,28	3,05	8,00	8,51	7,95	7,00	12,76	16,84	16,06	13,61	10,95	10,97	0,32	1,93	1,99	2,31
Na ₂ O		3,86	4,14	4,18	0,93	1,28	3,86	4,21	1,40	1,25	0,93	1,21	1,60	0,44	0,44	3,94	3,15	3,61
K ₂ O		4,53	3,55	3,08	0,18	3,58	0,28	0,18	0,04	0,39	0,57	0,34	0,34	2,24	5,07	5,28	6,40	6,26
P ₂ O ₅		0,23	0,53	0,48	0,23	0,16	0,11	0,11	0,09	0,07	0,07	0,07	0,16	0,32	0,05	0,21	0,07	0,09
P.P.C.		0,23	1,26	0,53	0,64	0,55	0,42	0,85	0,67	0,85	0,88	0,83	1,01	0,35	3,96	0,64	0,28	0,18
Nb ₂ O ₅		<0,10	0,03	<0,01	<0,10	<0,01	<0,01	0,08	<0,10	<0,01	<0,10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,10	<0,10
ZrO ₂		0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,06	0,06
H ₂ O ⁺		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRAÇOS (p.p.m.)																		
As		<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
Au		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B		46,00	228,00	39,00	13,00	-	-	52,00	56,00	39,00	94,00	16,00	-	-	-	36,00	82,00	40,00
Ba		1.172,00	1.889,00	1.268,00	245,40	478,00	160,10	84,00	22,00	740,10	85,77	122,80	127,30	594,10	420,30	406,50	1.580,00	154,00
Be		3,00	1,80	3,00	0,20	2,20	0,50	0,05	0,05	0,50	0,60	0,05	0,50	1,90	1,50	3,10	3,20	3,20
Bi		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co		5,00	9,00	7,00	29,00	18,00	48,00	48,00	41,00	27,00	41,00	45,00	58,00	33,00	20,00	5,00	2,00	3,00
Cu		10,00	5,00	14,00	17,00	15,00	206,00	222,00	160,00	268,00	374,00	288,00	140,00	22,00	10,00	8,00	8,00	11,00
Cr		17,00	16,00	10,00	15,00	75,00	23,00	168,00	105,00	89,00	70,00	218,00	96,00	27,00	101,00	17,00	15,00	11,00
Cs		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F		700,00	1.400,00	1.820,00	470,00	-	-	-	640,00	840,00	330,00	-	-	-	-	1.250,00	1.500,00	1.270,00
Ga		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li		26,00	39,00	30,00	8,00	11,00	16,00	29,00	10,00	15,00	19,00	13,00	26,00	17,00	97,00	25,00	24,00	23,00
Mn		328,00	635,00	500,00	1.129,00	1.451,00	1.654,00	1.312,00	1.585,00	3.238,00	3.403,00	1.466,00	1.433,00	9.764,00	338,00	446,00	563,00	521,00
Mo		5,00	5,00	5,00	5,00	1,00	1,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	1,00	1,00	1,00	5,00	5,00	5,00
Ni		9,00	7,00	11,00	11,00	38,00	48,00	85,00	64,00	56,00	61,00	169,00	234,00	34,00	32,00	18,00	9,00	7,00
Pb		31,00	13,00	66,00	16,00	-	-	31,00	28,00	22,00	39,00	45,00	-	-	-	34,00	37,00	57,00
Rb		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn		-	-	85,00	-	2,50	26,00	-	-	-	-	-	6,00	10,00	2,50	-	-	-
Sc		3,50	9,80	-	31,10	10,10	-	48,30	43,40	35,70	-	31,90	-	6,70	-	5,80	5,90	9,80
Sr		619,10	939,90	724,00	123,50	138,30	118,70	109,00	445,40	80,30	83,40	89,10	231,00	131,70	53,00	257,50	149,10	182,90
Ti		4.024,62	6.213,50	8.000,00	10.034,36	3.583,60	9.941,60	7.159,35	7.306,40	8.128,39	6.556,38	3.222,00	9.479,20	3.468,00	7.629,60	3.857,00	2.184,00	2.087,00
Th		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V		48,00	85,00	71,00	104,00	67,00	348,00	334,00	331,00	279,00	302,00	202,00	260,00	47,00	128,00	39,00	7,00	10,00
Y		11,40	19,70	20,00	42,00	19,00	27,70	21,40	22,10	17,50	18,40	10,80	17,90	38,00	33,80	21,00	42,80	43,20
W		<4,00	<4,00	<4,00	<4,00	-	-	-	<4,00	<4,00	32,00	-	-	-	-	<4,00	<4,00	<4,00
Zn		56,00	94,00	297,00	86,00	58,00	124,00	81,00	91,00	112,00	116,00	89,00	90,00	97,00	302,00	50,00	80,00	76,00
Zr		222,00	370,00	422,00	74,00	74,00	74,00	74,00	74,00	148,00	222,00	74,00	74,00	148,00	148,00	74,00	444,00	444,00
La		57,00	81,00	90,00	17,00	14,00	2,00	1,00	1,00	6,00	1,00	1,00	1,00	35,00	57,00	78,00	111,00	92,00
Ce		103,00	131,00	170,00	28,00	46,00	21,00	17,00	15,00	20,00	12,00	8,00	29,00	135,00	96,00	128,00	201,00	179,00

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe

TABELA 1 - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANITÓIDES ASSOCIADAS (Continuação)

Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica - Maciço de Mairiporã																			
Amostra	γ_2M_1				γ_2M_2			γ_2M_3	γ_2M_4						γ_2M_5				
%*	GN-437	GN-385	GN-447	GN-484	GN-404	GN-329	GN-439	GN-888A1	GN-405	GN-09AR	GN-431	GN-10AR	GN-436	GN-536	GN-451	GN-443	GN-444	GN-434B	GN-434
SiO ₂	69,44	68,75	68,75	64,84	72,05	68,18	68,00	67,70	69,93	69,73	68,32	67,77	67,52	65,67	69,71	69,65	69,59	69,35	68,49
TiO ₂	0,34	0,36	0,37	0,56	0,25	0,35	0,40	0,36	0,33	0,35	0,38	0,39	0,44	0,45	0,32	0,37	0,38	0,51	0,36
Al ₂ O ₃	14,81	14,22	14,79	15,24	14,17	14,94	14,75	14,77	14,43	14,32	14,47	15,15	15,09	15,02	14,89	14,87	14,56	14,50	15,04
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,88	-
FeO**	3,37	4,07	3,51	4,81	2,47	3,56	3,79	3,79	3,37	3,62	3,85	4,07	4,32	4,53	2,94	3,13	3,38	2,00	3,31
MgO	0,73	0,96	0,91	1,24	0,56	0,88	0,95	1,09	0,85	0,96	1,01	1,01	1,03	1,16	0,76	0,65	0,88	0,80	0,83
MnO	0,05	0,08	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
CaO	2,48	3,15	3,29	4,64	2,31	3,22	3,40	3,50	2,87	2,39	3,34	2,94	2,81	3,99	2,55	2,38	2,48	2,40	3,05
Na ₂ O	4,14	3,72	3,71	3,86	4,03	4,30	4,23	3,99	3,75	3,92	3,86	4,14	4,08	4,26	4,03	4,37	3,77	4,70	4,29
K ₂ O	4,11	3,96	4,04	3,93	3,52	4,22	3,85	4,24	3,87	3,87	4,14	3,73	3,85	4,11	4,38	3,88	3,88	4,20	4,30
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,21	0,32	0,18	0,21	0,23	0,21	0,18	0,23	0,23	0,27	0,32	0,27	0,16	0,23	0,30	0,19	0,18
P.P.C.	0,32	0,49	0,37	0,50	0,40	0,11	0,33	0,28	0,35	0,78	0,32	0,45	0,46	0,47	0,21	0,42	0,72	0,41	0,10
Nb ₂ O ₅	0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,02	<0,10	<0,01	0,06	0,01	0,02	0,13	0,02	0,03	<0,10	<0,01	0,02	<0,01	-	0,05
ZrO ₂	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	-	0,03
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,40	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
TRAÇOS (p.p.m.)																			
As	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,05	-
B	-	38,00	24,00	51,00	-	29,00	48,00	55,00	84,00	-	26,00	-	-	35,00	55,00	-	-	<10,00	48,00
Ba	1,00	901,70	1.709,00	1.483,00	795,00	1.508,00	1.808,00	1.693,00	894,70	1.337,00	1.378,00	1.450,00	1.772,00	1.639,00	1.681,00	1.628,00	1.324,00	1.720,00	1.728,00
Be	2,50	3,50	2,70	1,80	3,30	2,90	2,70	2,80	3,60	2,80	2,80	2,70	2,40	2,50	3,50	2,60	3,30	<2,00	2,80
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<10,00	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<20,00	-
Co	3,00	6,00	4,00	10,00	4,00	5,00	7,00	8,00	4,00	3,00	8,00	3,00	5,00	8,00	6,00	5,00	5,00	<5,00	5,00
Cu	10,00	16,00	15,00	25,00	10,00	13,00	63,00	17,00	10,00	9,00	12,00	12,00	21,00	18,00	11,00	10,00	7,00	7,00	17,00
Cr	12,00	13,00	10,00	9,00	10,00	15,00	12,00	16,00	10,00	11,00	11,00	13,00	16,00	19,00	11,00	8,00	10,00	10,00	11,00
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<10,00	-
F	-	-	-	-	-	690,00	-	-	-	-	-	-	-	840,00	-	-	-	690,00	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,00	-
Li	30,00	59,00	34,00	22,00	28,00	35,00	32,00	36,00	46,00	38,00	38,00	31,00	29,00	35,00	43,00	30,00	44,00	32,00	33,00
Mn	354,00	625,00	473,00	466,00	417,00	473,00	503,00	522,00	569,00	391,00	516,00	531,00	494,00	549,00	411,00	485,00	451,00	454,00	450,00
Mo	<1,00	5,00	5,00	5,00	<1,00	5,00	5,00	5,00	5,00	<1,00	5,00	5,00	<1,00	5,00	5,00	<1,00	3,00	<5,00	5,00
Ni	8,00	9,00	8,00	8,00	4,00	9,00	1,50	9,00	7,00	5,00	5,00	11,00	6,00	7,00	5,00	5,00	1,50	16,00	7,00
Pb	-	66,00	56,00	49,00	-	50,00	33,00	35,00	58,00	-	45,00	-	-	50,00	47,00	-	-	48,00	44,00
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	140,00	-
Sn	11,00	-	-	-	11,00	-	-	-	-	16,00	-	12,00	14,00	-	-	6,00	12,00	<5,00	-
Sc	4,00	5,50	4,80	4,50	3,80	6,10	4,80	6,50	5,00	5,00	5,50	5,30	5,10	4,80	4,30	3,30	5,50	5,00	4,80
Sr	786,30	727,60	930,40	868,50	610,00	859,00	984,90	778,70	696,00	636,70	805,80	726,60	799,70	901,90	905,20	713,50	675,60	1.270,00	966,60
Ti	3.352,40	3.131,00	3.193,00	4.844,17	2.543,20	3.041,00	3.458,00	3.084,00	2.666,00	3.468,00	3.318,00	3.930,40	4.392,80	3.870,00	2.727,00	3.699,20	3.814,80	3.060,00	3.078,00
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<15,00	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<15,00	-
V	25,00	42,00	39,00	62,00	32,00	39,00	43,00	49,00	38,00	31,00	46,00	47,00	45,00	49,00	34,00	37,00	38,00	80,00	36,00
Y	8,70	7,30	8,30	12,90	32,20	10,70	18,60	14,00	13,00	11,40	14,30	12,50	14,10	14,20	9,20	12,70	-	16,00	9,90
W	-	-	-	-	-	<4,00	-	-	-	-	-	-	-	<4,00	-	-	-	<15,00	-
Zn	64,00	87,00	77,00	81,00	45,00	74,00	87,00	67,00	61,00	63,00	79,00	72,00	84,00	88,00	91,00	75,00	64,00	68,00	80,00
Zr	148,00	222,00	296,00	296,00	148,00	296,00	370,00	222,00	222,00	148,00	222,00	222,00	222,00	296,00	296,00	222,00	222,00	460,00	222,00
La	29,00	43,00	53,00	38,00	49,00	52,00	68,00	40,00	19,00	49,00	44,00	57,00	49,00	63,00	36,00	25,00	32,00	51,71	48,00
Ce	91,00	81,00	83,00	87,00	59,00	101,00	123,00	83,00	38,00	44,00	92,00	44,00	105,50	105,00	71,00	69,00	55,00	106,70	92,00

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe.

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANÍTÓIDES ASSOCIADAS (Continuação)

		Suíte Granítica Sln- a Tardi-Tectônica Maciço da Cantareira																		
Amostra		γ_2C_1										γ_2C_2								
%*	GN-328	GN-808	GS-292A	GS-252	GN-482	GN-488A	GS-263	GS-173B	GN-264	GS-264B	GS-468A2	GS-385	GS-354A	GS-34B	GS-750D1	GN-488B	GN-638	GS-280A	GS-157	
SiO ₂	68,08	67,13	66,31	65,75	64,62	64,55	62,29	62,02	61,08	60,79	69,25	68,31	67,10	66,40	66,24	63,76	63,71	62,42	59,57	
TiO ₂	0,36	0,39	0,53	0,45	0,56	0,61	0,58	0,75	0,62	0,80	0,02	0,57	0,61	0,49	0,60	0,65	0,62	0,69	0,79	
Al ₂ O ₃	14,94	15,60	14,79	15,66	15,34	15,28	16,34	14,30	16,77	15,72	14,49	14,32	14,09	14,84	14,83	15,38	15,00	15,66	16,04	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO**	3,66	3,94	4,43	4,13	5,10	5,37	5,75	6,13	6,29	6,97	3,75	3,66	5,00	4,45	4,74	5,65	4,68	5,91	6,96	
MgO	0,95	1,01	1,23	1,29	1,21	1,54	1,68	1,87	1,89	1,81	0,88	0,86	0,96	0,06	1,31	1,84	1,31	1,61	2,21	
MnO	0,06	0,06	0,05	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	1,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,10	
CaO	3,55	2,87	3,55	3,29	4,67	3,79	3,88	4,28	4,32	5,08	2,84	2,83	3,27	3,35	2,80	3,97	4,41	4,59	4,67	
Na ₂ O	4,15	4,33	4,18	3,92	4,45	3,80	4,15	4,77	4,45	4,48	3,77	3,91	3,92	3,92	4,93	3,91	3,69	4,48	4,70	
K ₂ O	4,00	4,10	4,28	4,62	3,17	4,00	4,37	3,49	3,71	3,23	4,36	4,95	4,28	4,35	3,32	3,75	5,05	3,41	3,29	
P ₂ O ₅	0,23	0,27	0,34	0,27	0,39	0,32	0,41	0,44	0,39	0,62	0,30	0,30	0,39	0,25	0,30	0,41	0,27	0,48	0,62	
P.P.C.	0,01	0,29	0,31	0,35	0,39	0,66	0,50	1,87	0,39	0,44	0,28	0,25	0,33	1,01	0,87	0,81	0,99	0,68	1,05	
Nb ₂ O ₅	<0,10	<0,01	<0,10	<0,01	<0,10	<0,01	<0,01	<0,10	<0,01	0,03	<0,01	0,05	0,01	<0,10	<0,01	<0,01	<0,10	0,02	<0,10	
ZrO ₂	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,05	0,03	0,06	0,02	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
TRAÇOS (p.p.m.)																				
As	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
B	21,00	-	218,00	-	75,00	-	-	261,00	-	34,00	-	287,00	37,00	73,00	-	-	102,00	22,00	50,00	
Ba	1.374,00	1.966,00	1.146,00	1.497,00	885,80	1.569,00	2.273,00	1.340,00	1.772,00	1.485,00	1.074,00	1.161,00	1.031,00	1.480,00	979,00	1.606,00	2.347,00	1.764,00	1.577,00	
Be	2,90	7,60	1,90	2,70	3,60	1,70	2,00	1,40	2,10	1,80	2,10	1,70	1,50	1,40	1,90	1,60	1,40	2,10	2,10	
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Co	8,00	5,00	5,00	6,00	10,00	8,00	8,00	11,00	10,00	11,00	5,00	2,00	5,00	6,00	8,00	8,00	10,00	8,00	12,00	
Cu	8,00	27,00	16,00	2,00	30,00	13,00	11,00	14,00	17,00	16,00	8,00	7,00	13,00	7,00	12,00	14,00	19,00	13,00	7,00	
Cr	14,00	11,00	13,00	12,00	12,00	14,00	12,00	20,00	13,00	20,00	11,00	13,00	16,00	12,00	14,00	18,00	18,00	18,00	22,00	
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
F	750,00	-	1.000,00	-	1.250,00	-	-	960,00	-	1.100,00	-	1.400,00	1.050,00	540,00	-	-	540,00	1.200,00	1.200,00	
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Li	34,00	53,00	19,00	18,00	58,00	38,00	21,00	24,00	19,00	15,00	43,00	30,00	21,00	20,00	18,00	32,00	18,00	15,00	27,00	
Mn	474,00	477,00	424,00	503,00	617,00	555,00	575,00	557,00	623,00	600,00	415,00	358,00	366,00	446,00	461,00	567,00	483,00	526,00	801,00	
Mo	5,00	1,00	5,00	4,00	5,00	2,00	2,00	5,00	1,00	5,00	1,00	5,00	5,00	5,00	1,00	1,00	5,00	5,00	5,00	
Ni	10,00	5,00	10,00	13,00	4,00	8,00	11,00	11,00	9,00	13,00	9,00	8,00	10,00	9,00	9,00	12,00	6,00	7,00	11,00	
Pb	49,00	-	26,00	-	41,00	-	-	16,00	-	34,00	-	22,00	31,00	32,00	-	-	48,00	27,00	33,00	
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sn	-	16,00	-	8,00	-	13,00	2,50	-	2,50	-	8,00	-	-	-	9,00	12,00	-	-	-	
Sc	5,40	4,60	5,00	6,50	7,80	6,70	7,40	5,30	7,50	8,90	4,30	4,70	3,30	4,10	4,50	5,80	6,10	7,20	10,10	
Sr	820,40	810,30	758,90	789,40	673,00	737,50	817,40	643,20	859,20	977,80	536,30	38,20	672,70	687,20	633,20	783,10	664,00	933,30	954,50	
Ti	3.130,00	3.930,40	4.549,35	4.508,40	5.055,54	6.126,80	5.780,00	6.455,67	8.242,40	6.895,29	231,20	4.944,13	5.247,02	4.201,98	6.011,20	6.473,60	5.393,34	5.955,29	6.828,72	
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
V	44,00	46,00	60,00	58,00	57,00	79,00	72,00	88,00	80,00	88,00	50,00	52,00	61,00	55,00	65,00	83,00	73,00	79,00	91,00	
Y	15,50	12,60	16,10	13,40	39,40	13,10	25,20	13,90	16,60	23,90	10,00	10,80	11,80	11,70	12,00	18,00	12,60	20,40	21,30	
W	<4,00	-	<4,00	-	<4,00	-	-	<4,00	-	<4,00	-	<4,00	<4,00	<4,00	-	-	<4,00	<4,00	<4,00	
Zn	68,00	89,00	54,00	62,00	94,00	84,00	85,00	101,00	95,00	86,00	60,00	57,00	74,00	70,00	82,00	95,00	78,00	78,00	100,00	
Zr	222,00	222,00	222,00	148,00	296,00	148,00	222,00	370,00	222,00	444,00	148,00	370,00	296,00	148,00	148,00	222,00	222,00	370,00	370,00	
La	43,00	40,00	47,00	28,00	57,00	33,00	37,00	58,00	44,00	75,00	30,00	34,00	58,00	39,00	33,00	36,00	51,00	64,00	121,00	
Ce	81,00	93,00	85,00	55,00	104,00	76,00	85,00	103,00	95,00	132,00	52,00	68,00	101,00	66,00	63,00	69,00	83,00	116,00	137,00	

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANITÓIDES ASSOCIADAS (Continuação)

Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica - Maciço da Cantareira																			
Amostra	γ_2C_3								γ_2C_4	γ_2C_5									
%*	GS-414	GS-454A	GS-333	JC-737	GS-316B	GS-315	GS-316C	GS-316A	GS-337	GS-301	GS-28	GS-26A	GS-30	GS-216B	GN-714A1	GN-479	GS-761A3	GS-375B	GS-155
SiO ₂	71,87	71,78	70,59	70,52	70,40	70,02	89,05	88,43	89,18	89,59	88,28	88,20	87,42	87,13	87,01	86,75	86,49	86,07	86,14
TiO ₂	0,30	0,36	0,44	0,38	0,40	0,40	0,64	0,74	0,53	0,48	0,44	0,47	0,51	0,46	0,54	0,48	0,68	0,70	0,78
Al ₂ O ₃	13,85	13,62	13,68	14,11	13,90	14,41	14,00	14,24	13,98	13,87	14,07	14,32	14,39	14,70	14,73	14,83	14,73	14,89	15,89
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO**	2,88	2,89	3,22	3,26	3,35	3,22	2,00	5,19	3,84	3,65	4,10	4,13	4,37	4,32	4,19	4,15	5,46	4,91	8,21
MgO	0,63	0,56	0,70	0,73	0,70	0,76	0,78	1,36	0,81	0,75	1,08	1,16	1,13	1,36	1,14	1,01	1,59	1,38	2,74
MnO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,10
CaO	2,24	1,99	2,56	2,27	2,43	2,45	2,30	3,97	3,01	2,64	3,48	3,13	3,69	2,88	3,90	4,03	3,82	3,57	4,55
Na ₂ O	3,85	3,92	3,90	4,03	3,77	4,04	4,10	4,08	4,18	4,03	3,91	3,98	3,88	4,08	3,68	3,76	3,75	3,94	4,38
K ₂ O	4,06	4,46	4,24	4,23	4,46	4,19	4,80	3,18	3,77	4,16	3,61	4,04	3,57	4,19	4,35	4,34	2,57	3,61	3,63
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,25	0,18	0,25	0,18	0,19	0,39	0,30	0,27	0,30	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,32	0,48	0,60
P.P.C.	0,31	0,41	0,38	0,24	0,28	0,27	0,38	0,35	0,36	0,52	0,68	0,23	0,70	0,54	0,12	0,32	0,52	0,39	1,00
Nb ₂ O ₅	<0,01	<0,01	0,12	<0,01	<0,01	<0,01	-	0,03	<0,01	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,01	<0,10	<0,10	<0,01	0,01	<0,10
ZrO ₂	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	-	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRAÇOS (p.p.m.)																			
As	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
Au	-	-	-	-	-	-	<0,005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	64,00	-	44,00	-	10,00	-	35,00	26,00	36,00	32,00	189,00	-	63,00	38,00	-	148,00	51,00
Ba	691,50	887,90	771,40	905,50	1.131,00	976,00	1.050,00	1.047,00	919,30	1.169,00	1.006,00	1.121,00	1.213,00	1.416,00	1.307,00	1.288,00	882,40	1.455,00	1.738,00
Be	2,20	2,70	2,00	2,60	2,40	2,50	<2,00	1,70	2,30	2,40	1,70	2,40	1,60	2,90	1,90	1,80	2,30	1,90	1,50
Bi	-	-	-	-	-	-	<10,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	<20,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	4,00	2,00	2,00	4,00	3,00	5,00	6,00	8,00	5,00	4,00	5,00	6,00	5,00	8,00	9,00	7,00	10,00	8,00	14,00
Cu	4,00	7,00	15,00	11,00	13,00	11,00	10,00	12,00	13,00	9,00	15,00	6,00	11,00	7,00	16,00	11,00	12,00	10,00	19,00
Cr	13,00	8,00	15,00	8,00	11,00	10,00	9,00	14,00	14,00	17,00	13,00	15,00	13,00	15,00	15,00	10,00	17,00	20,00	22,00
Cs	-	-	-	-	-	-	<10,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	1.100,00	-	-	-	790,00	1.500,00	1.000,00	1.100,00	800,00	1.000,00	410,00	-	540,00	560,00	-	1.550,00	1.100,00
Ga	-	-	-	-	-	-	23,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	21,00	40,00	40,00	40,00	33,00	35,00	40,00	22,00	26,00	35,00	36,00	36,00	29,00	26,00	39,00	26,00	30,00	30,00	21,00
Mn	382,00	370,00	362,00	347,00	352,00	335,00	348,00	460,00	370,00	372,00	437,00	519,00	427,00	455,00	472,00	477,00	597,00	533,00	772,00
Mo	3,00	1,00	5,00	1,00	5,00	1,00	<5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	1,00	5,00	5,00	1,00	5,00	5,00
Ni	8,00	5,00	7,00	6,00	7,00	8,00	16,00	6,00	8,00	6,00	6,00	9,00	13,00	7,00	5,00	7,00	7,00	9,00	12,00
Pb	-	-	43,00	-	-	-	48,00	31,00	26,00	33,00	23,00	27,00	31,00	-	43,00	63,00	-	22,00	32,00
Rb	-	-	-	-	-	-	150,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	6,00	2,50	-	5,00	6,00	13,00	<5,00	-	-	-	-	-	-	13,00	-	-	10,00	-	-
Sc	2,80	3,10	3,20	2,90	2,90	2,90	<5,00	4,70	3,10	3,10	3,60	4,40	3,90	7,80	33,10	4,60	2,70	2,70	9,20
Sr	487,80	385,30	575,70	490,20	583,90	569,50	700,00	755,80	614,00	612,30	715,10	643,20	724,40	674,80	741,20	790,50	707,00	568,50	866,80
Ti	3.005,60	3.583,60	3.836,00	3.814,80	4.046,00	4.046,00	3.840,00	6.388,40	4.610,09	4.162,06	3.835,00	4.040,20	4.451,94	4.624,00	4.644,11	4.128,26	6.820,40	8.024,79	8.774,28
Th	-	-	-	-	-	-	<15,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	<15,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	35,00	31,00	38,00	42,00	43,00	42,00	80,00	79,00	54,00	49,00	51,00	57,00	58,00	48,00	59,00	51,00	78,00	75,00	96,00
Y	3,70	6,60	7,40	7,10	8,70	7,60	11,00	12,60	23,40	9,80	8,10	16,50	11,20	14,40	10,80	11,90	19,60	22,50	19,50
W	-	-	<4,00	-	-	-	<15,00	<4,00	<4,00	<4,00	<4,00	<4,00	<4,00	-	<4,00	<4,00	-	<4,00	<4,00
Zn	48,00	53,00	64,00	71,00	67,00	66,00	77,00	80,00	62,00	66,00	70,00	69,00	67,00	97,00	70,00	78,00	88,00	67,00	125,00
Zr	148,00	148,00	296,00	148,00	148,00	148,00	280,00	296,00	222,00	266,00	222,00	222,00	222,00	148,00	222,00	222,00	148,00	370,00	370,00
La	30,00	22,00	52,00	27,00	39,00	35,00	35,62	54,00	50,00	55,00	39,00	34,00	38,00	30,00	31,00	67,00	41,00	63,00	80,00
Ce	51,00	38,00	83,00	59,00	72,00	51,00	75,64	94,00	88,00	84,00	86,00	84,00	70,00	63,00	66,00	78,00	80,00	127,00	142,00

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe.

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANITÓIDES ASSOCIADAS (Continuação)

Suíte Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica - Maciço da Cantareira																			
Amostra		γ ₂ C ₆				γ ₂ C ₇									γ ₂ C ₈			γ ₂ C ₉	
%*		GN-240	GS-388C	GS-218B2	GS-468A1	GS-351	GS-390D	GN-1116	GS-454B2	GS-549A2	GN-640A2	GN-640A	GN-669B	GN-643	GS-745A1	GN-224	GN-472	GN-471	GS-454C
	SiO ₂	71,96	68,10	67,72	70,42	69,67	69,05	68,68	68,33	68,07	68,12	68,05	64,75	62,10	59,18	71,00	67,60	60,92	74,07
	TiO ₂	0,25	0,46	0,35	0,52	0,50	0,42	0,42	0,36	0,46	0,42	0,39	0,66	0,59	0,73	0,37	0,54	0,76	0,15
	Al ₂ O ₃	13,73	14,56	15,51	13,09	14,04	14,09	14,26	14,96	14,43	14,75	15,66	13,20	15,60	16,40	13,17	14,98	15,85	13,48
	Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	FeO**	2,29	3,76	3,38	4,36	3,66	3,63	3,56	4,52	4,35	4,25	4,13	5,90	5,82	7,57	3,29	4,24	5,97	1,87
	MgO	0,56	0,78	0,75	1,34	0,70	0,70	0,91	0,85	1,41	1,18	1,14	1,96	1,92	2,60	0,81	1,03	1,72	0,25
	MnO	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,09	0,10	0,13	0,05	0,07	0,08	0,03
	CaO	2,03	2,59	2,42	3,37	2,64	2,42	3,39	1,85	3,32	3,78	3,02	5,33	4,22	4,99	2,48	3,40	5,23	1,32
	Na ₂ O	3,92	3,73	4,22	4,04	4,11	4,43	3,80	4,80	3,80	4,11	4,35	3,60	4,02	4,14	4,04	3,65	4,11	4,23
	K ₂ O	4,52	5,29	4,73	2,11	3,99	4,63	4,41	4,08	3,49	4,42	4,43	3,49	4,38	3,34	4,01	3,88	4,13	4,34
	P ₂ O ₅	0,11	0,25	0,21	0,34	0,30	0,25	0,23	0,18	0,23	0,32	0,27	0,46	0,46	0,53	0,16	0,32	0,39	0,07
	P.P.C.	0,56	0,42	0,68	0,30	0,36	0,34	0,28	0,23	0,37	0,59	0,47	0,57	0,78	0,39	0,81	0,30	0,84	0,20
	Nb ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,10	<0,01	<0,10	<0,10	<0,01	-	<0,01	<0,10	<0,01
	ZrO ₂	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,06	0,03	-	0,03	0,04	0,01
	H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRAÇOS (p.p.m.)																			
	As	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
	Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B	49,00	133,00	-	-	23,00	35,00	49,00	-	-	90,00	-	51,00	101,00	-	49,00	-	41,00	-
	Ba	100,80	1.827,00	1.860,00	318,70	899,60	2.849,00	1.106,00	274,20	670,50	1.624,00	1.638,00	908,80	1.913,00	1.496,00	101,00	1.375,00	1.663,00	183,60
	Be	3,90	3,00	2,60	3,10	2,10	2,90	1,90	3,60	2,70	2,70	3,00	2,50	3,20	2,10	2,30	4,50	1,60	4,20
	Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Co	2,00	3,00	5,00	7,00	5,00	3,00	7,00	4,00	8,00	9,00	8,00	14,00	10,00	11,00	5,00	5,00	11,00	2,00
	Cu	7,00	10,00	13,00	14,00	11,00	14,00	11,00	5,00	21,00	23,00	17,00	18,00	15,00	19,00	12,00	10,00	19,00	4,00
	Cr	13,00	14,00	7,00	12,00	13,00	13,00	10,00	12,00	13,00	14,00	9,00	40,00	15,00	16,00	22,00	15,00	20,00	9,00
	Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	F	560,00	660,00	-	-	1.000,00	1.170,00	-	-	-	900,00	-	1.350,00	780,00	-	1100,00	-	470,00	-
	Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Li	45,00	20,00	18,00	58,00	28,00	28,00	29,00	53,00	25,00	52,00	56,00	39,00	68,00	22,00	73,00	23,00	30,00	19,00
	Mn	383,00	346,00	274,00	573,00	345,00	319,00	460,00	510,00	501,00	573,00	551,00	688,00	780,00	1.038,00	424,00	506,00	563,00	212,00
	Mo	5,00	5,00	3,00	1,00	5,00	5,00	5,00	1,00	1,00	5,00	1,00	5,00	5,00	3,00	5,00	1,00	5,00	5,00
	Ni	7,00	7,00	3,00	8,00	7,00	8,00	4,00	4,00	17,00	9,00	10,00	12,00	8,00	10,00	11,00	7,00	10,00	4,00
	Pb	40,00	38,00	-	-	36,00	40,00	32,00	-	-	58,00	-	53,00	44,00	-	43,00	-	28,00	-
	Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sn	-	-	13,00	9,00	-	-	-	2,50	11,00	-	6,00	-	-	7,00	-	8,00	-	2,50
	Sc	3,10	5,70	1,80	5,30	2,90	2,80	3,40	4,20	5,20	9,20	5,50	4,10	8,40	n.	5,6	5,50	4,40	2,00
	Sr	433,40	396,80	753,80	464,70	741,60	665,60	665,90	263,50	563,00	818,90	727,90	790,10	848,60	765,20	257,00	856,30	986,30	213,50
	Tl	2.193,00	4.003,00	3.468,00	5.202,00	4.288,95	3.607,00	3.661,00	3.583,80	4.624,00	3.662,00	3.930,40	5.669,77	5.105,56	7.282,80	3657,00	5.433,20	6.599,86	1.502,80
	Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V	30,00	42,00	37,00	56,00	49,00	34,00	44,00	51,00	61,00	49,00	46,00	90,00	66,00	96,00	44,00	59,00	67,00	21,00
	Y	5,30	13,70	13,30	10,00	11,50	11,90	12,50	6,00	9,40	24,40	23,40	19,50	63,00	21,00	7,6	19,00	13,80	3,20
	W	<4,00	<4,00	-	-	<4,00	<4,00	-	-	-	<4,00	-	<4,00	<4,00	-	<4,00	-	<4,00	-
	Zn	42,00	57,00	58,00	87,00	60,00	58,00	74,00	85,00	77,00	70,00	64,00	80,00	98,00	108,00	112,00	96,00	102,00	31,00
	Zr	74,00	74,00	148,00	222,00	296,00	74,00	148,00	148,00	148,00	370,00	148,00	370,00	444,00	222,00	148,00	222,00	296,00	74,00
	La	13,00	55,00	33,00	40,00	42,00	61,00	44,00	32,00	33,00	74,00	30,00	54,00	51,00	48,00	26,00	34,00	48,00	13,00
	Ce	31,00	106,00	67,00	71,00	84,00	108,00	78,00	55,00	55,00	81,00	60,00	108,00	106,00	95,00	47,00	71,00	96,00	24,00

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe.

TABELA I - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE, GRUPO SÃO ROQUE E INTRUSIVAS GRANITÓIDES ASSOCIADAS (Continuação)

TABELA 1 - ANÁLISES QUÍMICAS DE AMOSTRAS DE GRANITO																	
				Suíte Granitóide Tardi-Tectônica			Suíte Granitóide Pós-Tectônica								Maciço Morro de Perus		
				Maciço de Taipas			Maciços Turmalíferos de Perus										
Amostra		Enclaves		γ_3T_3	γ_3T_4	γ_3T_8	γ_4Tp							γ_4Mp			
%*		GS-761B1	GS-391A	GS-760C1	GS-389B	JC-691	GS-389C	JC-77A1	GS-386	GS-389E	JC-77A2	PR-1B	PR-1A	PR-2A	PR-1C	JC-1092C	JC-1092A1
	SiO ₂	76,48	85,38	60,08	72,82	69,05	58,42	75,80	74,98	74,79	74,46	74,35	74,22	74,78	65,86	71,51	71,00
	TiO ₂	0,37	0,38	0,73	0,70	0,49	1,51	0,06	0,05	0,04	0,10	-	-	-	-	0,44	0,37
	Al ₂ O ₃	8,82	13,28	15,72	12,11	14,45	12,96	14,30	13,75	12,98	14,20	14,80	14,20	13,60	18,30	13,80	14,28
	Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,30	0,80	0,51	0,28	0,05	1,60	-
	FeO**	7,21	7,19	7,02	5,03	3,85	10,59	1,22	1,59	1,06	0,42	-	-	-	-	0,20	2,54
	MgO	1,84	4,24	2,92	1,13	1,04	2,57	0,12	0,13	0,08	0,18	-	-	-	-	0,30	0,38
	MnO	0,16	0,16	0,10	0,07	0,06	0,14	0,03	0,16	0,02	0,02	-	-	-	-	0,04	0,04
	CaO	1,09	3,33	4,91	0,60	3,01	4,64	1,27	0,81	1,18	1,00	1,04	0,87	0,46	0,10	1,20	1,27
	Na ₂ O	1,68	1,71	3,87	3,90	4,27	3,44	5,57	4,04	4,85	5,80	4,50	4,20	3,30	3,60	4,80	4,31
	K ₂ O	1,77	3,35	3,72	2,99	3,04	4,37	1,54	3,94	4,78	2,00	4,42	5,72	7,40	11,80	5,10	5,06
	P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,44	0,44	0,27	0,96	0,11	0,07	0,02	0,10	-	-	-	-	0,13	0,11
	P.P.C.	0,73	0,87	0,52	0,43	0,46	0,39	0,18	0,47	0,20	0,40	0,29	0,28	-	0,19	0,88	0,62
	Nb ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,07	-	-	-	-	-	-	<0,01
	ZrO ₂	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,01	0,04	0,10	-	-	-	-	-	0,36	-
	H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,27	-	-	-	-	0,12	-
	H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	-	-	-	-	0,50	-
	S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,005	-	-	-	-	-	-
TRAÇOS (p.p.m.)																	
	As	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	-	-	-	-	<5,00	<5,00
	Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,005	-	-	-	-	<0,005	-
	B	-	360,00	-	77,00	-	39,00	-	2.781,00	83,00	1.600,00	-	-	-	-	12,00	-
	Ba	193,60	1.491,00	1.311,00	1.610,00	608,40	340,80	45,88	1.536,00	692,50	37,00	-	-	-	-	1.350,00	1.348,00
	Be	0,80	2,90	2,10	2,40	2,90	2,00	10,10	7,10	5,00	6,00	-	-	-	-	<20,00	3,40
	Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<10,00	-	-	-	-	<10,00	-
	Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<20,00	-	-	-	-	<20,00	-
	Co	13,00	12,00	14,00	3,00	6,00	12,00	0,50	0,50	1,00	<5,00	-	-	-	-	<5,00	2,00
	Cu	61,00	41,00	16,00	4,00	7,00	48,00	1,00	2,00	26,00	7,00	-	-	-	-	59,00	46,00
	Cr	58,00	79,00	34,00	15,00	11,00	19,00	5,00	10,00	11,00	6,00	-	-	-	-	5,00	9,00
	Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<10,00	-	-	-	-	<10,00	-
	F	-	1.050,00	-	900,00	-	1.250,00	-	1.100,00	350,00	170,00	-	-	-	-	670,00	-
	Ga	-	-	-	77,00	-	-	-	-	-	24,00	-	-	-	-	26,00	-
	Li	24,00	49,00	26,00	60,00	57,00	89,00	88,00	82,00	15,00	80,00	-	-	-	-	76,00	85,00
	Mn	1.220,00	1.279,00	798,00	532,00	483,00	1.114,00	196,00	1.252,00	117,00	161,00	-	-	-	-	644,00	309,00
	Mo	1,00	5,00	1,00	5,00	1,00	5,00	1,00	5,00	5,00	<5,00	-	-	-	-	<5,00	3,00
	Ni	32,00	48,00	20,00	8,00	6,00	11,00	4,00	1,50	1,50	7,00	-	-	-	-	17,00	5,00
	Pb	-	30,00	-	26,00	-	39,00	-	35,00	28,00	57,00	-	-	-	-	124,00	-
	Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	160,00	-	-	-	-	210,00	-
	Sn	10,00	-	7,00	-	2,50	-	6,00	-	-	<5,00	-	-	-	-	<5,00	8,00
	Sc	9,20	11,10	n.a	13,30	4,20	13,30	2,80	3,50	1,20	<5,00	-	-	-	-	<5,00	1,50
	Sr	81,70	106,70	776,10	496,50	553,00	406,50	27,70	789,50	98,70	14,00	-	-	-	-	780,00	419,30
	Tl	3.699,20	3.098,00	7.282,60	6.027,85	4.855,20	13.057,38	579,00	469,00	394,06	600,00	-	-	-	-	2.640,00	3.699,20
	Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<15,00	-	-	-	-	<15,00	-
	U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<15,00	-	-	-	-	<15,00	-
	V	62,00	71,00	109,00	71,00	53,00	158,00	1,00	3,00	8,00	14,00	-	-	-	-	55,00	23,00
	Y	20,70	21,10	18,60	14,10	12,90	29,50	28,80	35,30	1,20	30,00	-	-	-	-	<10,00	4,50
	W	-	<4,00	-	<4,00	-	<4,00	-	<4,00	<4,00	<15,00	-	-	-	-	<15,00	-
	Zn	77,00	80,00	80,00	73,00	77,00	171,00	47,00	50,00	14,00	23,00	-	-	-	-	255,00	61,00
	Zr	148,00	222,00	148,00	296,00	222,00	370,00	74,00	296,00	740,00	20,00	-	-	-	-	390,00	148,00
	La	20,00	37,00	30,00	42,00	34,00	161,00	8,00	20,00	9,00	6,82	-	-	-	-	47,37	27,00
	Ce	42,00	70,00	266,00	81,00	66,00	246,00	8,00	25,00	8,00	11,49	-	-	-	-	96,40	51,00

 γ_0g - Ortogneisses miloníticos

EGnb - Gnaisses bandados

SIA - Anfibolitos

SIAb - Anfibolitos bandados

SIX - Micaxistos

 γ_1Bf - Maciço Barroca Funda γ_1Vr - Maciço Vila dos Remédios γ_2M - Maciço de Mairiporã

1- Tipo Piratuba

2- Tipo Mairiporã

3- Tipo Canivete

4- Tipo Mandaqui

5- Tipo Tremembé

7- Tipo Santa Inês

 γ_2C - Maciço da Cantareira

1- Tipo Piratuba

2- Tipo Itaguassu

3- Tipo Canivete

4- Tipo Petrópolis

5- Tipo Mandaqui

6- Tipo Tremembé

7- Tipo Hortolândia

8- Tipo Santa Inês

9- Tipo Jaraguá

 γ_3T - Maciço de Taipas

1- Tipo Piratuba

2- Tipo Itaguassu

3- Tipo Hortolândia

4- Tipo Petrópolis

6- Tipo Tremembé

7- Tipo Piuma

8- Tipo Vista Alegre

 γ_4Tp - Maciços Turmalíferos de Perus γ_4Mp - Maciço Morro de Perus

* Dados corrigidos para 100%.

** Com exceção das amostras onde Fe₂O₃ foi dosado, os valores de FeO referem-se à soma dos óxidos de Fe.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(A)	(B)	(C)	I	II	III	IV		V	VI
												(a)	(b)		
SiO ₂	47,50	52,34	49,67	57,10	54,75	57,84	48,20	49,80	50,68	50,01	51,90	51,05	59,89	50,36	47,20
TiO ₂	1,37	0,70	0,84	1,00	0,35	0,87	1,84	1,88	1,49	1,00	0,80	1,14	0,10	1,48	1,95
Al ₂ O ₃	15,25	13,30	13,69	10,82	8,31	17,02	15,74	14,79	15,60	17,08	18,00	18,57	17,07	16,36	15,83
Fe ₂ O ₃	3,73	-	-	-	-	3,27	3,79	3,38	-	-	-	5,48	3,00	-	1,80
FeO	10,72	-	-	-	-	4,04	7,13	8,03	-	-	-	3,42	3,31	-	9,81
FeO ^t	14,45	11,86	12,12	14,50	10,43	7,31	10,82	11,41	9,85	10,01	9,56	8,90	8,31	9,07	11,21
MgO	8,52	7,88	3,95	3,92	10,58	3,33	6,73	7,30	7,69	7,84	6,77	5,54	3,25	7,36	7,34
MnO	0,11	0,18	0,43	0,17	1,28	0,14	0,20	0,18	-	0,14	0,17	0,18	0,12	0,18	0,02
CaO	10,81	19,20	16,45	10,38	10,97	8,79	9,47	10,36	11,44	11,01	11,80	8,87	5,87	10,84	12,27
Na ₂ O	1,77	2,43	1,09	1,16	0,44	3,48	2,91	2,37	2,68	2,44	2,42	3,98	3,95	3,38	2,82
K ₂ O	0,21	0,84	0,48	0,11	2,24	1,82	1,10	0,43	0,17	0,27	0,44	1,42	2,47	0,43	0,48
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,07	0,16	0,32	0,21	0,35	0,34	0,12	0,18	0,11	0,38	0,31	0,20	0,24
Ba	68,00	194,00	412,00	133,00	594,00	-	-	-	4-10,7	853,00	7-68	345,00	886,00	77,00	254-481
Ce	-	24,00	16,00	21,00	135,00	-	-	-	-	100,00	-	41,60	96,80	19,00	36-49
Co	56,80	43,00	34,00	35,00	33,00	-	-	-	40-50	-	-	29,60	18,80	-	-
Cr	104,00	115,00	79,00	80,00	27,00	-	-	-	278-528	20,00	55-177	67,90	48,40	270,00	67,00
Cu	185,00	174,00	321,00	98,00	22,00	-	-	-	-	58,00	-	30,00	40,00	-	-
Ni	148,00	115,00	58,00	37,00	34,00	-	-	-	132-214	43,00	2-27	67,90	38,60	64,00	20,00
Sr	75,50	11,50	72,00	285,00	131,00	-	-	-	88-106	732,00	101-121	806,00	648,00	212,00	342-488
V	214,00	242,00	290,00	217,00	47,00	-	-	-	257-262	-	-	187,00	125,00	-	247,00
Y	86,00	19,30	18,00	33,00	38,00	-	-	-	-	42,00	3-35	31,00	12,20	30,00	19-25
Zn	103,00	74,00	185,00	74,00	148,00	-	-	-	-	398,00	10-71	182,00	185,00	130,00	71-108

(1) Homblenda Anfíbolito do Jaraguá - Média de 20 amostras de Gomes *et al.* (1984)

(2) Homblenda Anfíbolito. Porção W da Folha Guarulhos - Média de 4 amostras

(3) Diopside Anfíbolito. Valor médio de 2 amostras

(4) Quartzo Anfíbolito. Valor médio de 2 amostras

(5) Anfíbolito bandado - 1 amostra

(A), (B), (C) - Média geral de rochas andesíticas, basálticas, toleíticas (Le Maitre, 1976)

I - Basaltos de Cadeia Meso-Atlântica (Melson *et al.* 1976 e Schilling *et al.*, 1983)

II - Toleitos de Açoalho Continental (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Thompson *et al.*, 1983) da bacia do Paraná.

III - Toleitos de Arco de Ilha (Jakes & White, 1972; Luff, 1982) Ilhas Sandwich.

IV - Basaltos (a) e andesitos (b) - Margem Continental Andina - (Ewart, 1982)

V - Basaltos de bacia retro-arco - East Escocia Sea (Saunders & Tarney, 1982)

VI - Basalto de rifts continentais - Naivasha, Kenya (Davies & McDonald, 1987; McDonald *et al.*, 1987)

TABELA II - VALORES MÉDIOS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS METABÁSICAS DO GRUPO SÃO ROQUE, DE ROCHAS BÁSICAS EM GERAL (LE MAITRE, 1976) E DE AMBIENTES TECTÔNICOS SELECIONADOS (EXTRAÍDOS DE WILSON, 1989)

4.2. ROCHAS GRANITÓIDES

4.2.1. Elementos Maiores e Traços

4.2.1.1. Aspectos Gerais

Os padrões de distribuição dos elementos maiores e traços das rochas granitóides analisadas mostram valores médios e extremos, além de algumas razões médias de interesse petroquímico, (TABELA III) apontando para uma evolução magmática complexa, com provável interação de variados processos petrogenéticos.

	γ_{OG} (n=2)		γ_1 (n=3)		γ_{2C} (n=55)		γ_{2M} (n=20)		γ_{3T} (n=3)		γ_{4Tp} (n=8)		γ_{4Mp} (n=2)	
	x	€	x	€	x	€	x	€	x	€	x	€	x	€
SiO ₂	65,3	60,9-69,7	66,8	68,4-69,4	66,4	56,1-74,1	66,7	64,8-72,0	66,7	58,4-72,6	73,8	66,0-75,6	71,3	71,5-71,0
TiO ₂	0,56	0,47-0,72	0,30	0,24-0,42	0,52	0,02-0,8	0,36	0,26-0,56	0,6	0,40-1,51	0,06	0,04-0,1	0,41	0,37-0,44
Al ₂ O ₃	14,9	13,7-16,1	14,2	14,0-14,8	14,72	13,09-16,77	14,67	13,17-15,24	13,15	12,11-14,45	14,71	13,0-16,3	14,04	13,6-14,3
FeO ¹	5,06	3,65-6,52	3,66	3,78-4,10	4,54	1,87-8,21	3,60	2,47-4,81	6,49	3,85-10,56	0,99	0,05-1,59	2,17	1,80-2,54
MgO	1,36	0,80-1,91	0,43	0,25-0,76	1,21	0,25-2,74	0,80	0,56-1,24	1,56	1,04-2,57	0,14	0,12-0,16	0,34	0,30-0,36
MnO	0,06	0,04-0,06	0,06	0,06-0,07	0,06	0,03-0,13	0,06	0,05-0,06	0,06	0,06-0,14	0,07	0,02-0,16	0,04	0,04-0,04
CaO	3,52	2,76-4,26	2,07	1,93-2,31	3,36	1,32-5,33	3,01	2,31-4,64	2,75	0,6-4,64	0,79	0,10-1,27	1,23	1,20-1,27
Na ₂ O	4,00	3,86-4,14	3,57	3,15-3,84	4,06	3,60-4,83	4,06	3,71-4,70	3,67	3,44-4,27	4,43	3,30-5,80	4,55	4,31-4,80
K ₂ O	4,04	3,55-4,53	5,98	5,28-6,40	4,03	2,11-5,29	3,99	3,52-4,36	3,46	2,99-4,37	5,26	1,54-11,8	5,06	5,06-5,10
P ₂ O ₅	0,36	0,23-0,53	0,12	0,07-0,21	0,32	0,07-0,62	0,23	0,16-0,32	0,56	0,27-0,96	0,09	0,07-0,11	0,12	0,11-0,13
B	137	46-226	53,0	36-62	76	10-267	39	10-84	56	39-77	1481	830-2781	12	12,0-12,0
Ba	1180	1172-1189	713	154-1580	1273	100-2649	1411	1-1817	853	340-1610	577	37-1536	1346	1348-1350
Be	2,4	1,8-3,0	3,2	3,1-3,2	2,4	1,4-7,6	2,7	1,8-3,6	2,4	2,0-2,9	7	5-10	2,7	2-3,5
Ce	117	103-131	169	126-201	80	24-142	77	38-123	131	66-246	13,6	8-25	51	51-51
Co	7	5-9	3,5	2-9	6,4	2-14	6,8	3-10	7	3-12	1,7	0,5-5	3,5	2,0-5,0
Cu	7,5	5-10	9	8-11	12,6	2-30	15,3	7-63	19	4-48	9	1-26	52	46-59
Cr	16,5	11-17	14	11-19	14	7-40	12	6-22	15	11-19	6	5-11	7	5-9
F	1050	700-1400	1340	1270-1500	967	410-1550	814	690-1100	1075	800-1250	540	170-1100	670	670-670
La	59	57-61	83	76-111	44,6	13-121	43	19-66	79	34-161	12	6-20	27	27-27
Li	32	26-39	24	23-25	31	15-68	37	22-73	66	57-89	66	15-86	80	76-85
Ni	8	7-9	12	7-18	8,3	3-17	7,1	1,5-16	9	8-11	3,5	1,5-7,0	11	5-17
Pb	22	13-31	43	24-57	36	16-63	48	33-66	32	26-39	40	26-57	124	124-124
Sc	-	-	-	-	8	2,5-16	11	5-16	2,5	2,5-2,5	5,5	5-6	6,5	5-8
Sr	6,6	3,5-9,8	7,0	5,6-9,6	5,4	1,6-33	4,8	3,3-6,5	10,2	4,2-13,3	3,2	1,2-5,0	3,2	1,5-5,0
Ti	779	616-939	196	144-257	670	36-877	807	496-1270	485	406-553	232	14-769	599	418-780
V	5119	4024-6213	2642	2087-3657	4734	231-7262	3392	2543-4844	7980	4855-13057	507	364-600	3169	2640-3699
Y	65	46-85	16	7-39	59	21-96	43	25-80	94	53-158	6,5	1-14	39	23-55
Zn	15,5	11-19	35	21-43	15	3-63	13	7-32	16	13-26	24	1-35	7	4,5-10
Zr	75	56-94	69	50-80	75,3	31-125	73,6	45-91	107	61-255	33,5	73-171	156	61-255
	296	222-370	320	74-444	243	148-460	222	74-444	295	222-370	262	20-740	264	148-380
K/N	1,02	0,85-1,17	1,70	1,34-2,03	1,00	0,52-1,42	0,96	0,87-1,06	0,81	0,71-1,27	1,31	0,27-3,26	1,12	1,06-1,17
AKNC	1,28	1,23-1,34	1,23	1,21-1,27	1,29	1,06-1,45	1,32	1,21-1,43	1,35	1,04-1,61	1,29	1,24-1,34	1,41	1,16-1,70
AKNC/AK-NC	2,64	2,21-3,07	3,60	3,69-3,97	2,66	2,03-3,45	2,69	2,29-3,22	2,80	2,44-3,36	5,16	2,66-11,27	4,46	4,03-4,86
KN/A	0,54	0,47-0,61	0,67	0,65-0,68	0,55	0,43-0,64	0,55	0,51-0,60	0,56	0,50-0,60	0,66	0,49-0,84	0,69	0,66-0,71
KN	8,0	-	8,56	-	8,90	-	8,04	-	7,32	-	8,7	-	8,6	-
KNC	11,56	-	11,63	-	12,26	-	11,05	-	10,07	-	10,49	-	10,63	-

x = Média

€ = Variação

n = número de amostras

KN = K₂O + Na₂O; KNC = K₂O + Na₂O + CaO; A = Al₂O₃

TABELA III - VALORES MÉDIOS, EXTREMOS E RAZÕES SELECIONADAS DE INTERESSE PETROQUÍMICO DAS SUÍTES GRANITÓIDES ESTUDADAS

As rochas granitóides da área definem suítes relativamente expandidas, em termos composicionais, que, quando plotadas em diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), alinham-se preferencialmente segundo o *trend* cálcio-alcálico (FIGURA 24). Neste diagrama, a maioria das amostras ocupa o campo das suítes magmáticas de ambientes compressoriais de PETRO *et al.* (1979), com aquelas dos maciços pós-tectônicos de Perus (γ_{4Tp}), Morro de Perus (γ_{4Mp}) e maciços pré-tectônicos da Barroca Funda (γ_{1Bf}) e Vila dos Remédios (γ_{1Vr}), englobadas na área comum aos campos extensional e compressional.

A dominância do caráter cálcio-alcálico é evidenciada, também, nos diagramas do índice

cálcio-álcalis vs. sílica de BROWN (1982) da FIGURA 25. Neste diagrama, as amostras mais diferenciadas mostram relativa afinidade com o campo dos granitos cálcico-alcálicos sintectônicos de Al Amar-Idzas (Arábia Saudita), estudados por LE BEL & LAVAL (1986).

FIGURA 24 - Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) das rochas granitóides da área, incluindo os campos dos ambientes tectônicos compressoriais (C) e extensionais (E) de PETRO *et al.* (1979).

A afinidade geral das rochas granitóides da área estudada com a série cálcio-alcálica granodiorítica (médio-K), é ilustrada no diagrama de LAMEYRE & BOWDEN, 1982 (FIGURA 26), sendo as especificidades discutidas adiante.

O diagrama da FIGURA 27 de SOARES *et al.* (1987), seguindo conceituação de SHAND (1927), expressa o quimismo eminentemente peraluminoso de todas as suítes estudadas. As razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ (A/KNC), com valores sempre maiores que 1,1 (CHAPPELL & WHITE, 1974) e os índices agpaíticos (total álcalis/ Al_2O_3), menores que 1, segundo valores médios contidos na TABELA III, reafirmam o caráter peraluminoso das diversas suítes, típico de fontes predominantemente crustais.

Os diagramas de Harker (óxidos vs. sílica), confeccionados de modo a englobar todas as suítes descritas (FIGURA 28), mostram tendências gerais indicativas de diferenciação magmática expressiva, embora a relativa dispersão de alguns óxidos constitua evidência de evolução magmática mais complexa, envolvendo, possivelmente, processos como mistura magmática,

assimilação, metassomatismo e alteração hidrotermal. As curvas dos óxidos MgO , CaO , TiO_2 , FeO^t apresentam forte correlação linear negativa, o mesmo ocorrendo, mais moderadamente, para as curvas de Al_2O_3 e MnO . Correlação positiva tênue e com relativa dispersão é apresentada pela curva de K_2O , mostrando, possivelmente, os efeitos de assimilação de encaixantes e auto-metassomatismo. Na_2O mostra dispersão muito acentuada. A grande dispersão apresentada para estes dois últimos elementos é sugestiva da diversidade e variação de teores das rochas originais fundidas e/ou assimiladas.

FIGURA 25 - Diagrama do Índice Cálcio-alcalis vs. Silica de BROWN (1982).

Tracejado: Campo da Série Cálcio-alcalina.

Traço-ponto: Campo dos granitos tardi-tectônicos cálcio-alcalinios da Arábia Saudita (LE BEL & LAVAL, 1986).

O comportamento dos óxidos maiores sugere comagmatismo para a sequência Taipas ($\gamma_3\text{T}$)-Cantareira ($\gamma_2\text{C}$)-Mairiporã ($\gamma_2\text{M}$)-Morro de Perus ($\gamma_4\text{Mp}$), com *trend* geral de diferenciação crescente na ordem exposta, embora o Maciço de Taipas apresente posição duvidosa. Neste, o relativo enriquecimento em MgO , TiO_2 e FeO^t e empobrecimento em Al_2O_3 e K_2O , contrastam com os valores mais baixos de CaO , que poderiam sugerir um caráter mais diferenciado em relação aos maciços da Cantareira e Mairiporã. A posição das amostras do granitos turmalíferos de Perus ($\gamma_4\text{Tp}$) no referido diagrama mostra o seu alto grau de diferenciação, porém, suas características mineralógicas, estruturais e químicas (como discutir-se-á a seguir) sugerem processo de evolução magmática peculiar, não implicando, necessariamente, que constituam resíduos tardios produzidos num último estágio de fracionamento magmático da sequência acima citada.

FIGURA 26 - DIAGRAMA QAP, COM AS SÉRIES MAGMÁTICAS DE LAMEYRE & BOWDEN (1982), PARA AS ROCHAS GRANITÓIDES DA ÁREA

FIGURA 27 - Diagrama A-KN vs. A/KNC (SOARES *et al.*, 1987) discriminando os campos das rochas peraluminosas (A), meta-luminosas (B) e peralcalinas (C)

Pouco se pode falar dos maciços pré-tectônicos (γ_1Bf e γ_1Vr), devido ao número reduzido de dados, embora o comportamento anômalo de MgO , TiO_2 , P_2O_5 e CaO , em relação ao *trend* geral, seja sugestivo de evolução magmática distinta. O número insuficiente de dados das rochas granitóides do Embasamento Pré-São Roque não permite qualquer consideração conseqüente em termos de processos evolutivos.

O diagrama de variação multicatiônica de DE LA ROCHE *et al.* (1980) da FIGURA 29 fornece indicações sobre o ambiente tectônico de alojamento das rochas granitóides analisadas. A figura mostra uma forte afinidade das diversas suítes com o campo 4, correspondente aos granitóides tardi-orogênicos, com parte das amostras dos maciços da Cantareira e Mairiporã ocupando o campo 3, relativos aos granitóides pós-colisionais (tipo Caledoniano de PITCHER, 1982). O campo 6 (dos granitóides ou mobilizados crustais) encerra quase todas as amostras dos granitóides turmalíniferos de Perus (γ_4Tp), com algumas incluídas no campo 4 e uma única no campo 5, dos granitos anorogênicos.

O comportamento dos elementos traços segue um padrão que confirma a tendência de comagmática, com crescente diferenciação para os maciços de Taipas, Cantareira, Mairiporã, Morro de Perus e Turmalíniferos de Perus, nesta seqüência. A FIGURA 30 sintetiza a variação dos elementos traços nos maciços supracitados. O empobrecimento contínuo de elementos litófilos com Ba e Sr, na ordem acima descrita, é compatível com o processo de cristalização fracionada de feldspatos e biotita, produzindo baixos teores nos diferenciados mais tardios. O mesmo se aplica a elementos granitófilos como Ce e La, cujo empobrecimento, ao lado do relativo enriquecimento em Li e Be (mais concentrados em frações tardias), são indicativos da diferenciação aventada. A

seqüência apresenta, ainda, crescente empobrecimento em Ni, Cr, V e Co em direção aos termos mais diferenciados. Os teores mais altos dos elementos calcófilos (Cu, Pb e Zn) parecem refletir hidrotermalismo mais acentuado, com presença de soluções sulfetadas, nos maciços Morro de Perus, Taipas, Mairiporã e Cantareira.

O diagrama ternário Rb-Ba-Sr (FIGURA 31) de EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975), em parte confeccionado com a utilização dos dados contidos em WERNICK *et al.* (1985), ilustra o grau de diferenciação das suítes granitóides, com as amostras dos maciços da Cantareira e Mairiporã ocupando, preferencialmente, o campo dos granitos anômalos, típico da atuação de processos mais complexos de evolução magmática (e.g. mistura de magmas, assimilação, metassomatismo etc.), com algumas amostras no campo dos granodioritos e granitos pouco diferenciados, enquanto amostras dos maciços turmaliníferos pós-tectônicos (γ_4 Tp) ocupam o campo dos granitos altamente diferenciados.

O incremento do grau de diferenciação nos maciços analisados pode ser observado pelo empobrecimento simultâneo de Ba e Sr, no diagrama cartesiano destes elementos (FIGURA 32).

A associação geral das rochas granitóides com o processo orogênico fica patente com a distribuição quase que total das amostras analisadas no campo dos granitóides colisionais e de arcos vulcânicos do diagrama Y vs. SiO_2 (FIGURA 33), de PEARCE *et al.* (1984).

FIGURA 28 - Diagramas de HARKER (1909) (SiO_2 vs. Óxidos) para as rochas granitóides da área estudada. (CONTINUA)

FIGURA 28 - CONTINUAÇÃO.

FIGURA 29 - Diagrama R1-R2 de variação multicatiônica de DE LA ROCHE et al. (1980).

4.2.1.2. Ortognaisses do Embasamento Pré-São Roque

Pouco se pode extrair dos dados químicos dessa unidade, pois apenas duas amostras foram da variabilidade da rocha fonte, como com a migmatização de uma das amostras (GS-14B).

Notável é o posicionamento geral das amostras dos ortognaisses do embasamento no diagrama de LAMEYRE & BOWDEN, 1982 (FIGURA 26), quando plotam no campo dos granitóides de fusão crustal, parte superpondo-se aos campos das séries cálcio-alcálinas granodiorítica (médio-K) e monzonítica (alto-K).

As razões médias A/KNC e $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$, respectivamente maior e menor que 1, ressaltam o caráter eminentemente crustal da unidade, sendo que ambas as amostras plotaram no campo 4 (granitos tardi-colisionais) do diagrama R1-R2 (FIGURA 29).

4.2.1.3. Granitóides da Suíte Pré-Tectônica (γ_1).

Foram analisadas três amostras, sendo duas do Maciço Vila dos Remédios (γ_1 Vr) e a outra do Maciço de Barroca Funda (γ_1 Bf). De restrita variação de sílica (68,4 a 69,4), mostram teor médio de K_2O alto, em relação à média das rochas graníticas de LE MAITRE (1976).

As amostras analisadas mostram teores médios em óxidos muito próximos àqueles do tipo-S do SE da Austrália (WHALEN et al., 1987), contidos na TABELA IV, particularmente do Batólito de Kosciusko (HINE et al., 1978), diferindo levemente nos valores mais altos de Na_2O e K_2O .

Quando comparadas com os demais granitóides da área, estas rochas mostram relativo

FIGURA 30 - FAIXAS DE VARIAÇÃO DOS TEORES DOS ELEMENTOS-TRAÇOS DAS ROCHAS GRANITÓIDES (EM P.P.M)

FIGURA 31 - Diagrama Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975). Campos dos dioritos (1), granitos-granodioritos (2), granitos anômalos (3), granitos normais (4) e granitos fortemente diferenciados (5).

FIGURA 32 - Diagrama Ba vs. Sr para as rochas granitóides estudadas.

empobrecimento de Mg, Ca e Na. Dentre os elementos-traços, mostram teores médios mais altos de La, Ce e Y e mais baixos de Ba, Sr e Co. Tais feições são compatíveis com graus avançados de diferenciação magmática e com natureza crustal para a fonte magmática original.

FIGURA 33 - Diagrama Y vs. SiO₂ (PEARCE *et al.*, 1984). Campos dos granitóides de arco vulcânico (VAG), colisionais (COLG) e intraplacas (WPG).

No diagrama QAP de LAMEYRE & BOWDEN (1982), a maioria das amostras plotam nos campos dos granitóides das séries cálcio-alcálinas de médio a alto-K. As amostras do Maciço da Vila dos Remédios mostram comportamento mais diversificado, com parte das amostras incluída no campo 5 (granitóides aluminosos de províncias alcalinas) e parte no campo 7, dos granitóides de fusão crustal.

No diagrama R1-R2 (FIGURA 29), as amostras dos maciços pré-tectônicos analisados plotam no campo dos granitos tardi-colisionais.

A razão média K₂O/Na₂O muito alta (1,70) é típica de mobilizados crustais e fortemente indicativa de fontes originais metassedimentares (WENRONG & HONGNIAN, 1985), sendo a razão média AKNC/AK-NC muito próxima daquelas encontradas por QINGHAO *et al.* (1985) para os granitos tipo-S do sul da China.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	72,3	65,9-75,11	70,27	73,36	69,17	73,61	73,99	74,84	68,65	68,09
TiO ₂	0,18	0,70-0,13	0,48	0,28	0,43	0,28	0,07	0,07	0,54	0,54
Al ₂ O ₃	14,15	12,05-14,9	14,10	13,45	14,33	12,40	14,72	14,43	14,55	15,73
Fe ₂ O ₃	1,91	1,03-0,18	0,56	0,36	1,04	1,24	0,83	0,54	1,23	1,38
FeO	-	4,42-1,10	2,87	1,73	2,29	1,56	-	0,29	2,70	2,73
MnO	0,04	0,03-0,07	0,06	0,04	0,07	0,06	0,02	0,04	0,06	0,06
MgO	0,37	2,56-0,43	1,42	0,58	1,42	0,20	0,16	0,07	1,14	1,74
CaO	1,33	3,41-0,96	2,03	1,28	3,20	0,75	0,48	0,08	2,68	3,83
Na ₂ O	3,49	1,84-2,80	2,41	2,81	3,13	4,07	4,10	3,80	3,47	3,75
K ₂ O	4,56	3,06-5,11	3,96	4,56	3,40	4,65	4,49	4,22	4,00	2,73
P ₂ O ₅	1,39	0,23-0,04	0,15	0,14	0,11	0,04	0,14	0,23	0,19	0,18
Ba	3,20	190-515	468	368	538	352	-	-	-	-
Ce	44	25-77	64	53	64	137	-	-	-	-
Co	-	3-18	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	2-21	11	4	9	2	-	-	-	-
Cr	-	5-87	-	-	-	-	-	-	-	-
La	23,7	12-37	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	13	4	7	<1	-	-	-	-
Pb	-	1,5-25,5	27	28	19	24	-	-	-	-
Sn	80	50-178	217	81	247	169	59	16	-	-
V	-	12-100	13	23	80	6	-	-	-	-
Y	22	27-40	32	33	28	75	-	-	-	-
Zr	-	-	165	136	151	528	-	-	-	-
Zn	-	17-93	62	44	29	120	-	-	-	-

- (1) Média das composições químicas - Granitos Tipo S - Maciço de Querigut (Pirineus) - FOURCADE & ALLÉGRE, 1981.
 (2) Faixa de variação - Granitos Tipo S - Batólito de Kosciusko (SE da Austrália) - HINE *et al.*, 1978.
 (3) Média de 578 amostras de granitos Tipo S - WHALEN *et al.*, 1987.
 (4) Média de 278 amostras de granitos Tipo S félsicos - WHALEN *et al.*, 1987.
 (5) Média de 991 amostras de granitos Tipo I - WHALEN *et al.*, 1987.
 (6) Média de 148 amostras de granitos Tipo A - WHALEN *et al.*, 1987.
 (7) Leucogranitos turmalíferos de Manaslu, Tibet - LE FORT *et al.*, 1981.
 (8) Leucogranitos turmalíferos de Plouarzel, Bretagne (França) - PICHAVANT & MANNING, 1984.
 (9) Média dos monzogranitos - LE MAITRE, 1976.
 (10) Média dos granodioritos - LE MAITRE, 1976.

TABELA IV - VALORES MÉDIOS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS GRANITÓIDES SELECIONADAS CITADAS NO TEXTO

4.2.1.4. Maciço da Cantareira (γ_2C)

A diversidade faciológica encontrada no Maciço da Cantareira é responsável por grande complexidade química. Composicionalmente, é o mais expandido dos corpos mapeados, com as 55 amostras analisadas mostrando grande variação em sílica (58,1 a 74,1) acompanhada por, praticamente, todos os outros elementos maiores (TABELA III) e traços (FIGURA 30). Os valores médios dos óxidos maiores apresentam um certo empobrecimento em Al₂O₃, CaO e MgO e significativo enriquecimento em K₂O, quando comparados com os valores médios de LE MAITRE (1976) para os granodioritos (TABELA IV), refletindo a relativa diferenciação e, provavelmente, os efeitos da assimilação de encaixantes e composições fortemente potássicas do fundido original.

Quando comparados com os dados do Batólito de Kosciusko (HINE *et al.*, 1978), os valores médios dos elementos analisados no Maciço da Cantareira, enquadram-se perfeitamente dentro da faixa de variação daquele corpo, apesar de mostrarem valores levemente mais altos para K₂O e Na₂O.

Em relação aos dados médios de WHALEN *et al.* (1987), dos granitóides dos tipos-I e -S do Cinturão Dobrado de Lachlan (SE da Austrália), contidos na TABELA IV, o padrão geral do Maciço da Cantareira apresenta comportamento dúbio, sugerindo uma natureza híbrida. Apesar da maioria dos seus valores médios ser muito similar àqueles do tipo-S, os valores de CaO e FeOⁱ, relativamente mais elevados, e o de SiO₂, um pouco menor, são mais compatíveis com os dados médios dos granitóides do tipo-I menos diferenciados. Da mesma maneira, valores de Na₂O similares só são encontrados nos tipos-I mais diferenciados. Em relação aos elementos-traços, o Maciço da Cantareira mostra concentrações bastante elevadas de Ba e Sr, em comparação com ambos os tipos (I e S), embora o padrão geral seja compatível com a média do tipo-S.

Os dados químicos do Maciço da Cantareira são os que mais evidenciam a atuação de mecanismo complexos de evolução magmática, por sua maior variação e dispersão, comparativamente aos demais corpos mapeados na área. O maciço apresenta maiores teores médios de Al_2O_3 e CaO , bem como menores teores médios de SiO_2 que os demais, indicando o grau menos avançado de diferenciação e, provavelmente, maior intensidade de assimilação de encaixantes, predominantemente pelitos aluminosos. Os valores médios relativamente elevados de MgO , $\text{FeO}^\dagger$, TiO_2 , P_2O_5 , Ce , Sr , V e Cr , reforçam seu caráter mais primitivo.

Ao nível interno, é notável o incremento do grau de diferenciação das fácies da borda para as fácies do centro do corpo, evidenciando o seu caráter diapírico. Assim fácies de disposição marginal como os tipos Mandaqui, Santa Inês e Hortolândia, apresentam, ao lado da fácies principal (Tipo Pirituba), valores médios mais elevados em MgO , CaO , $\text{FeO}^\dagger$, TiO_2 , P_2O_5 , Sr , Ba , Ce , Co , Cr , Ni , V , e Y , sendo relativamente mais pobres em SiO_2 , K_2O , Na_2O . Ao contrário estes elementos mostram valores médios mais baixos no grupo formado pelos tipos Tremembé, Petrópolis, Canivete e Jaraguá (este último com as características mais diferenciadas dentre todos), justamente aqueles que mostram relações de campo indicativas de natureza mais tardia. O tipo Itaguassu mostra características intermediárias dentre os dois grupos.

As amostras do Maciço da Cantareira, quando plotadas no diagrama QAP de LAMEYRE & BOWDEN (1982), da FIGURA 26, plotem, em sua maioria, no campo dos granitóides da série cálcio-alcalina de médio-K (ou granodiorítica), com boa parte delas superpondo-se ao campo dos granitóides de fusão crustal. Algumas raras amostras, de conteúdo mais reduzido em K-feldspato, plotam no campo cálcio-alcalino de baixo-K (ou trochjemítico).

As razões A/KNC (maior que 1,1) e AKNC/AK-NC (maior que 1,43) são indicativas de fontes magmáticas crustais para o Maciço da Cantareira (QINGHAO *et al.*, 1985). Por outro lado, o valor 1,00 para a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é considerado por WENRONG & HONGNIAN (1985) como típico para rochas híbridas, sendo o valor limite entre as rochas de contribuição mantélica dominante, com aquelas onde a contribuição crustal é mais significativa.

As três amostras de enclaves analisadas mostram comportamento bastante complexo dos seus dados químicos (TABELA I), refletindo as transformações diversificadas a que foram submetidas.

Um enclave microgranitóide máfico (GS-391B) possui valores mais baixos de CaO e $\text{FeO}^\dagger$ que rochas básicas em geral, sendo mais ricos em sílica e K_2O . Tais feições são sugestivas de mistura magmática incompleta (*magma mingling* de DIDIER, 1987) entre glóbulos máficos de porções intracrustais e material félsico da crosta fundida, mecanismo admitido por diversos autores para a formação deste tipo de enclaves (CANTAGREL *et al.*, 1984; SPARKS & MARSHALL, 1986; VERNON *et al.*, 1988).

A amostra GS-760C1 mostra textura microgranitóide mais desenvolvida, com quimismo compatível com uma mistura mais completa (*magma mixing*, de DIDIER, *op. cit.*), enriquecida em Si e Al e com valores mais baixos de Fe, Mg e Ca.

A amostra GS-761B1 representa um restito xistoso, mostrando sensíveis modificações químicas, quando comparados com micaxistos do Grupo São Roque (GS-519), possuindo altos valores de sílica e valores muito baixos de K_2O e Al_2O_3 . O caráter básico original é sugerido pelo teores de Ba e Sr (baixos) e de Cr e Ni (relativamente altos para metassedimentos), embora apresentem valores muito baixos de Fe, Mg, Ca e Ti.

Os dados dos enclaves, quando dispostos nos diagramas de Harker (FIGURA 29), mostram comportamento bastante aleatório em relação aos *trends* gerais, embora as amostras GS-391B e GS-760C1, por vezes, apresentem alguma proximidade. Tal comportamento é coerente com a

natureza não comagmática dos enclaves descritos e grau variável de mistura entre os materiais máficos e félsicos.

4.2.1.5. Maciço de Mairiporã (γ_2M)

As vinte e uma amostras do Maciço de Mairiporã analisadas, incluem-se num intervalo de variação de SiO_2 (64,8 a 72,0) menor que as amostras do Maciço da Cantareira. A análise dos teores médios e faixas de variação dos elementos maiores e traços contidos na TABELA III e FIGURA 30 evidencia, também, menor dispersão.

As feições acima, associadas ao exame do comportamento das amostras do Maciço de Mairiporã nos diagramas de variação de HARKER (FIGURA 28) e Rb-Ba-Sr de EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) da FIGURA 31, permitem concluir por um grau mais avançado de diferenciação para este corpo em relação ao da Serra da Cantareira, possivelmente com os mecanismos de fracionamento magmático predominando na evolução magmática, com menor interferência de processos mais complexos.

A associação das amostras do Maciço de Mairiporã com a série cálcio-alcálica de médio-K (ou granodiorítica) é evidenciada no diagrama QAP de LAMEYRE & BOWDEN (1982), da FIGURA 26, onde a quase totalidade das amostras é englobada no campo 3. Neste diagrama, a ausência de superposição com o campo dos granitóides de fusão crustal parece relacionada à pouca assimilação de encaixantes, como sugerido pela escassez de xenólitos e enclaves submicáceos.

A assinatura química média das amostras do maciço é compatível com a média dos monzogranitos de LE MAITRE (1976), possuindo bastante similaridade com os termos granitóides moderadamente diferenciados do Batólito de Kosciuszko (tipo-S) do SE da Austrália (HINE *et al.*, 1978) cujas faixas de variações dos elementos são ilustradas na TABELA IV. Os teores médios dos diversos elementos, quando comparados com as médias dos granitóides dos tipos I e S de WHALEN *et al.* (1987), sugerem um caráter híbrido, com ligeiras diferenças nos valores de SiO_2 (mais baixo) e Na_2O (mais elevado), mais compatíveis com o tipo-I, enquanto valores um pouco mais altos de Cu, Pb e Zn mostram maior coerência com granitóides do tipo-S. K_2O , Ba e Sr apresentam valores muito elevados para ambos os tipos comparados.

A razão média K_2O/Na_2O (0,99) reforça o caráter híbrido sugerido acima, embora a razão AKNC/AK-NC (2,69) esteja no intervalo admitido por QINGHAO *et al.* (1985) para os granitos do tipo-S do SE da China.

Em relação aos demais corpos mapeados, o Maciço de Mairiporã apresenta algumas peculiaridades importantes. A maior pobreza em TiO_2 é compatível com a menor quantidade de titanita observada no campo e em seções delgadas. A relativa pobreza em K_2O , registrando a menor assimilação de encaixantes e quantidades mais reduzidas de megacristais de K-feldspato nos litotipos porfiróides. Os teores elevados em Sr, Ba e Y reforçam seu caráter mais primitivo, enquanto valores médios maiores em Cu, Pb e Zn podem estar relacionados ao hidrotermalismo mais acentuado.

As fácies texturais-petrográficas mapeadas não mostram tendência de diferenciação tão clara quanto no Maciço da Cantareira, porém os tipos Mandaqui, Hortolândia e Pirituba mostram os maiores valores de FeO , MgO , CaO e TiO_2 , com mais baixos valores em sílica, sugerindo um caráter mais primitivo. Os tipos Tremembé e Canivete são os mais diferenciados, embora o último apresente valores relativamente baixos de SiO_2 .

4.2.1.6. Maciço de Taipas (γ_3T)

Embora as únicas três amostras analisadas quimicamente (TABELA I) possuam caráter

relativamente localizado, o comportamento geral dos elementos no Maciço de Taipas é sugestivo de natureza menos diferenciada, em relação aos demais maciços da área. Porém, a quantidade limitada de dados e a grande variação dos teores dos elementos nas amostras, torna perigosa qualquer comparação ao nível de média.

A amostra GS-389B refere-se a monzogranito da fácies inequigranular de borda (tipo Hortolândia), sendo mais rica em FeO^+ , TiO_2 e P_2O_5 que os valores médios dos demais maciços o que, junto à relativa pobreza em K_2O e altos valores de Ba e Sr, sugerem menor grau de diferenciação, ressalvada a incoerência com tal assertiva do alto conteúdo em sílica e escassez de CaO. São peculiaridades da amostra a razoável quantidade de titanita e opacos (principalmente titano-magnetita). Por outro lado, as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,77) e A/KNC (1,62) indicariam, respectivamente, contribuição mantélica expressiva e dominância de natureza crustal para a fonte, segundo critérios de WENRONG & HOGNIAN (1985) e QINGHAO *et al.* (1985).

A amostra JC-691 (granodiorito porfiróide do tipo Petrópolis) já apresenta teores dos elementos analisados bastante próximos à média dos valores para o Maciço da Cantareira, com exceção do Na_2O , um pouco mais elevado, sugerindo um grau de diferenciação mais avançado que a amostra GS-389B. Novamente, as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,71) e A/KCN (1,40) indicam contribuição mantélica importante, mas caráter crustal predominante para o magma original.

A amostra GS-389C refere-se a um monzogranito equigranular do tipo Tremembé, com relações intrusivas nas demais fácies, que mostra características químicas bastante anômalas. Nota-se uma certa incompatibilidade entre o baixo valor de SiO_2 com a quantidade modal de quartzo e com a classificação obtida pela relação entre quartzo e feldspatos (IUGS, 1973), podendo, tal fato, refletir problemas analíticos. Porém, os valores dos demais elementos indicam um incipiente grau de diferenciação.

Dentre os óxidos, FeO^+ apresenta altíssimo valor para a média das rochas ácidas, enquanto os valores de MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 são relativamente altos, quando comparados com as demais rochas granitóides analisadas. Quanto aos traços, os baixos valores de Ba, simultâneo a um tênue empobrecimento em Sr e os relativamente altos valores de La e Ce são indicativos de frações tardias de cristalização fracionada. Pequeno enriquecimento em Zn, Cu e V podem estar ligados a soluções aquosas percolantes.

No diagrama QAP de LAMEYRE & BOWDEN (1982), da FIGURA 26, as amostras do Maciço de Taipas evidenciam um quimismo cálcio-alcálico de médio K. Duas amostras do tipo Vista Alegre, filoniano tardio, plotam no campo da série dos granitóides cálcio-alcálicos de alto-K (ou monzonítica), enquanto uma amostra de tonalito equigranular fino (tipo Riuma), também filoniano tardio, plota no campo da série cálcio-alcálica de baixo-K (ou trochjemítica).

4.2.1.7. Maciço Morro de Perus ($\gamma_4\text{Mp}$)

Foram analisadas duas amostras desse maciço referentes a um leucomonzogranito equigranular (JC-1092C) e a um microsienogranito alaskítico (JC-1092A1). Ambos representam as frações mais tardias do maciço, ocorrendo o último na forma de vênulas irregulares. Ambas as amostras apresentam-se com microfraturas preenchidas por sulfetos variados.

A composição química dessas amostras são muito similares, mostrando teores de SiO_2 , K_2O e Na_2O bem mais elevados e de FeO^+ , MgO e CaO bem mais baixos que as amostras dos demais maciços analisados, refletindo o maior grau de diferenciação. Valores ainda relativamente elevados de Ba e Sr, podem significar contaminação, enquanto o enriquecimento em La e Ce, realçam o seu caráter de frações tardias de cristalização fracionada, em magma crustal.

A percolação de soluções hidrotermais, responsáveis pelo preenchimento de microfraturas e

disseminações sulfetadas pode explicar os valores relativos mais elevados em Cu, Pb e Zn.

O caráter eminentemente crustal do magma é evidenciado pelas razões K_2O/Na_2O (1,17 e 1,06) e A/KCN (1,34 e 1,24). As amostras analisadas mostram boa compatibilidade com os termos mais diferenciados do Batólito de Kosciusko (HINE *et al.*, 1978). Apresentam, também, perfeita compatibilidade com a média dos granitóides do tipo-S félsico (TABELA IV) contida em WHALEN *et al.* (1987).

As amostras das fácies porfiróides e inequigranulares plotam, respectivamente, nos campos das séries cálcio-alcálinas de médio e alto-K, de LAMEYRE & BOWDEN (1982), FIGURA 26, enquanto amostras das fácies equigranulares finas, plotam no campo 5, típico dos granitóides aluminosos de províncias alcalinas.

4.2.1.8. Maciços Turmaliníferos de Perus (γ_4Tp)

Foram analisadas oito amostras destes corpos (TABELA I), contando-se, ainda, para efeito das interpretações, com mais dez amostras existentes na literatura prévia (WERNICK *et al.*, 1985).

O padrão litoquímico destes corpos mostra diversas peculiaridades, não somente em relação aos demais maciços da área, como em relação às rochas granitóides em geral, como pode ser observado através da comparação dos seus dados com a composição média dos monzogranitos de LE MAITRE (1976), contida na TABELA IV.

O teor em sílica varia de 74,2 a 75,6, embora a amostra PR-1C (referente a granito gráfico micropegmatítico) reduza a média apresentada na TABELA X. Outras especificidades são os anormalmente baixos valores de MgO , CaO , TiO_2 , FeO^+ e P_2O_5 , coexistindo com valores elevados de Na_2O e K_2O . Dentre os elementos traços, o altíssimo teor de boro é a peculiaridade mais notável, sendo muito característicos os baixos valores em Ba e Sr (ilustrando o alto grau de diferenciação). Os baixos valores de Sc, F, Co, Cr, Ni e V evidenciam o caráter crustal marcante. Os intervalos de variação dos teores dos elementos menores apresentados na TABELA III e FIGURA 30 mostram-se mais expandidos pela influência da amostra GS-386, provinda de material intrudido em granitóide porfiróide do Maciço de Taipas (γ_3T), provavelmente refletindo alguma contaminação.

As razões médias K_2O/Na_2O (1,31) e A/KNC (1,29) são indicativas do caráter eminentemente crustal e natureza peraluminosa dos corpos turmaliníferos, com a variação no teor de Ba refletindo a heterogeneidade da distribuição deste elemento no material fundido.

Na FIGURA 26, de LAMEYRE & BOWDEN (1982), boa parte das amostras plotam no campo dos granitóides da série cálcio-alcálica de médio-K, algumas superpondo-se ao campo dos granitóides de fusão crustal. Uma das amostras (GS-389E), referente a quartzo sienito de textura gráfica plota no campo dos granitóides aluminosos típicos de províncias alcalinas. Porém, o padrão geoquímico peculiar descrito acima não encontra similaridade nos maciços cálcio-alcálicos crustais utilizados para comparação (TABELA IV). Os valores médios dos granitos tipo-S mais diferenciados do Batólito de Kosciusko (HINE *et al.*, 1978) e de Querigut, nos Pirineus franceses (FOURCADE & ALLEGRE, 1981) mostram pouca analogia, o mesmo sucedendo com os valores médios dos tipo-S félsicos de WHALEN *et al.* (1987).

WHALEN *et al.* (*op.cit.*) ressaltam a semelhança das composições químicas entre os granitos tipo-S félsicos e os do tipo-A (anorogênicos) de LOISELLE & WONES (1979). Embora algumas feições geoquímicas dos granitos turmaliníferos de Perus (altos SiO_2 , Na_2O+K_2O , Fe/Mg) pudessem sugerir a correlação com granitos do tipo-A de séries mais aluminosas, os baixos valores de F, Y, Zr, Ga e do total de terras-raras, aliados à ausência de enclaves máficos e de rochas vulcânicas associadas, inviabilizam tal possibilidade.

Porém, são notáveis as similaridades geológicas, estruturais, composicionais e químicas dos

granitos de Perus, com os leucogranitos turmalíferos pós-tectônicos de Manaslu, Nepal (Himalaias superiores) estudados por LE FORT (1981) e de Plouarzel-Bretagne (França), descritos por COUNTURIE & CAEN-VACHETTE (1980), que constituem corpos isolados, estreitamente relacionados às fases tardias de tectônica colisional. A marcante identidade dos dados químicos fica patente no exame comparativo com os dados dos teores médios daqueles corpos (TABELA IV), extraídos de PICHAVANT & MANNING (1984).

4.2.2. Padrão dos Elementos Terras-Raras

A análise dos padrões dos elementos terras-raras (ETR) nas investigações de natureza petrogenética deve-se ao seu relativo imobilismo com relação aos efeitos do metamorfismo, embora tenham alguma mobilidade em relação ao intemperismo e alterações hidrotermais e metassomáticas (HANSON, 1978, HUMPHRIS, 1984).

Foram efetivadas quatro análises para ETR nas rochas granitóides da área estudada, correspondendo a amostras selecionadas dos maciços da Cantareira, Mairiporã, Morro de Perus e Turmalíferos de Perus, cujos dados analíticos estão expressos na TABELA V. Os padrões de ETR obtidos estão ilustrados na FIGURA 34, onde foram plotados os valores normalizados segundo o condrito de EVENSEN *et al.* (1978).

FIGURA 34 - Padrão dos elementos terras-raras de rochas granitóides da área. Valores normalizados segundo o Condrito de EVENSEN *et al.* (1985).

As amostras dos maciços da Cantareira, Mairiporã e Morro de Perus mostram padrões bastante semelhantes, na forma de linha descendente para a direita, sem anomalia significativa de Eu, enriquecidos em terras-raras leves (ETRL) de 150-200 vezes em relação ao condrito e empobrecidos em terras-raras pesadas (ETRP) de 4 a 10 vezes.

Os valores relativos de ETRL dos maciços de Mairiporã e Morro de Perus sugerem grau de fracionamento magmático levemente mais elevado para estes maciços, em relação ao Maciço da Cantareira, sugestão expressa nas razões ETRL/ETRP e $(La/Lu)^n$. Os mais baixos valores em ETRP nos maciços da Cantareira e Mairiporã e o maior fracionamento de ETRP no Maciço Morro de Perus, podem ser explicados, respectivamente, pelo maior grau de assimilação de encaixantes no primeiro

e pela cristalização fracionada da granada (mineral de forte afinidade com ETRP), no último.

	γ_2M GN-4348	γ_2C GS-316C	γ_4Tp JC-77A2	γ_4Mp JC-1062C	Condrito de Evensen
La	51,71	35,82	6,82	47,37	0,2446
Ce	108,7	75,84	11,49	98,40	0,8379
Nd	43,42	32,81	4,78	39,90	0,4738
Sm	8,59	5,64	1,75	5,92	0,1540
Eu	1,53	1,31	0,13	1,31	0,0580
Gd	3,76	3,23	2,27	2,89	0,2043
Dy	2,04	1,83	3,52	1,29	0,2541
Ho	0,39	0,31	0,58	0,17	0,0567
Er	0,99	0,77	1,39	0,46	0,1860
Yb	0,67	0,56	1,30	0,34	0,1651
Lu	0,13	0,105	0,15	0,06	0,0253
Σ ETR	217,93	157,82	34,18	196,11	
ETRL	209,95	151,02	24,87	190,9	
ETRP	7,98	6,80	9,21	5,21	
ETRL/ETRP	26,30	22,32	2,71	36,64	
(La/Sm) ⁿ (1)	4,84	3,97	2,45	5,04	
(Gd/Lu) ⁿ (1)	3,59	3,82	1,88	5,97	
(La/Lu) ⁿ (1)	41,28	35,2	4,72	82,06	
Eu ⁿ /Eu* (2)	0,86	0,86	0,20	0,85	

(1) Valores normalizados segundo o condrito de EVENSEN *et al.* (1976)

(2) $Eu^* = (Sm + Gd)^{n/2}$

TABELA V - ANÁLISES QUÍMICAS DE PARÂMETROS PETROQUÍMICOS SELECIONADOS DOS ELEMENTOS TERRAS-RARAS DE ROCHAS GRANITÓIDES DA ÁREA ESTUDADA

Os três maciços acima mostram moderado fracionamento de ETRL e de ETRP, expressos nas razões $(La/Sm)^n$ e $(Gd/Lu)^n$, e os valores da razão Eu^n/Eu^* próximos a 1 indicam a ausência de anomalia negativa de Eu significativa.

Os padrões para os maciços Cantareira, Mairiporá e Morro de Perus são bastante similares àqueles encontrados por KEQIN *et al.* (1984) para os granitos da Série Sintexia da China. Tais padrões são indicativos de granitóides cálcio-alcálinos associados a zonas de subducção, de derivação híbrida, (fontes crustais, com contribuição mantélica).

O padrão sem anomalia de Eu e alta razão ETRL/ETRP sugerem granada e/ou hornblenda como fase residual, exigindo pouco ou nenhum plagioclásio residual nas rochas-fontes, o que é compatível com uma origem a partir de fusão de rochas da crosta inferior como gnaisses quartzo-feldspáticos e metagrauvacas, ou mesmo, rochas básicas e granulitos máficos. TU *et al.* (1980), estudando granitos crustais do sul da China, encontram padrões similares em granitos afetados por metassomatismo, enquanto corpos normais tinham pequena anomalia de Eu.

A amostra JC-77A2, de turmalina granitos de Perus fornece um padrão de ETR totalmente diferente, sugerindo mecanismos petrogenéticos distintos para a sua evolução magmática.

Nos granitóides turmaliníferos de Perus, o total de ETR é significativamente menor e há um relativo equilíbrio nas quantidades de ETRL e ETRP, expresso nas baixas razões ETRL/ETRP (2,71) e $(La/Lu)^n = 4,72$. A significativa anomalia de Eu ($Eu^n/Eu^* = 0,2$) é indicativa da remoção de plagioclásio do magma parental. O fracionamento de ETRL $(La/Sm)^n$ mostra-se levemente superior ao de ETRP $(Gd/Lu)^n$.

O padrão descrito para os turmalina granitos de Perus é similar aos dos granitóides da Série de Transformação de KEQIN *et al.* (1984), que incluem granitóides associados a zonas de colisão continental, com derivação por refusão de material eminentemente crustal. CULLERS & GRAFF (1984) associam a este padrão uma evolução magmática calcada em duas etapas distintas, envolvendo fusão de fonte enriquecida em feldspato e sua posterior cristalização fracionada. Granada é admitida na fonte para explicar o relativo equilíbrio entre ETRL e ETRP, enquanto o

relativo empobrecimento no total de ETR pode ser explicado pela interação com fases fluidas residuais (VIDAL *et al.*, 1982).

Os leucogranitos de Manaslu, Tibet, oriundos de fusão parcial de seqüências predominantemente metapelíticas, possuem padrões bastante semelhantes em ETR aos corpos de Perus, embora mostrem anomalias de Eu um pouco menos pronunciadas (LE FORT, 1981; VIDAL *et al.*, 1984).

Os granitóides pós-tectônicos do tipo-A, de uma maneira geral, possuem padrões de curva de ETR muito similares aos descritos para os turmalina granitos de Perus, com equilíbrio de ETRL e ETRP e anomalia significativa de Eu. Porém, o total de ETRL é muito maior (cerca de 300 vezes o valor do condrito). Este padrão é muito constante, sendo apresentado pelos granitos pós-tectônicos da Nigéria (BOWDEN & KINNAIRD, 1984) e do Escudo Árabe (HARRIS, 1985). CHIODI FILHO *et al.* (1989) referem-se a padrões similares nos granitos Guaraú e Mandira (OLIVEIRA, 1989), da região SE de São Paulo.

O diagrama dos valores de La-Ce-Y normalizados ao condrito (FREY *et al.*, 1968) pode ser usado para simular o padrão geral de fracionamento de ETR, devido às similaridades geoquímicas do Y com os elementos finais da série dos lantanídeos.

A FIGURA 35 mostra os diagramas La-Ce-Y, confeccionados com os teores médios nas rochas granitóides da Folha Guarulhos, onde são representadas faixas de variação de teores normalizados entre as amostras das diversas suítes identificadas. Os ortognaisses do Embasamento Pré-São Roque e os maciços pré-tectônicos de Barroca Funda e Vila dos Remédios (FIGURA 35a, b) mostram padrões descendentes, com valores de ETRL de 200 a 300 vezes-condrito, e total de ETR um pouco maiores que a faixa de variação dos Maciços da Cantareira e Mairiporã (FIGURAS 35c, d). Nestes últimos, o padrão geral discutido acima é confirmado para, praticamente, todas as fácies, com o Maciço da Cantareira mostrando variações maiores que o de Mairiporã no total de ETR. O padrão é similar para as rochas do Maciço de Taipas (FIGURA 35e), excetuando-se a tendência mais rica em ETR das fácies equigranulares tardias (tipo Tremembé). Os maciços Morro de Perus e turmaliníferos de Perus confirmam o padrão descrito acima para o conjunto das terras raras (FIGURA 35f).

FIGURA 35 - DIAGRAMAS La-Ce-Y PARA AS ROCHAS GRANITOÍDES

CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

5.1.1. Embasamento Pré-São Roque

As estruturas primárias são feições raras nas rochas gnáissicas e migmatíticas do Embasamento Pré-São Roque, obliteradas que são pelo metamorfismo e deformação.

O único registro destas estruturas refere-se à **estratificação reliquiar** (S_r) observada nos gnaisses e quartzitos alternados da unidade EGNq, em afloramentos da Rodovia Fernão Dias, no extremo norte da folha mapeada (e.g. ponto GN-506). Nestas rochas o bandamento composicional é dado por bancos decimétricos de gnaisses quartzosos alternados com quartzitos em disposição plano-paralela. A passagem transicional entre leitos sucessivos, marcada pela variação do conteúdo de quartzo e micas, com sutis variações granulométricas da base para o topo, são indicativas de estrutura sedimentar herdada.

5.1.2. Grupo São Roque

Nos metassedimentos do Grupo São Roque, as estruturas primárias mais comuns são as de natureza intra-estratal, representadas principalmente, pelos vários tipos de estratificações e laminações reliquias. Os principais parâmetros de reconhecimento do acamamento são a ritmicidade e as variações de coloração, composição e granulometria.

A **estratificação plano-paralela** é reconhecida, principalmente, graças ao bandamento composicional. O melhor exemplo reside nas unidades de filitos bandados (SsFb), onde se alternam leitos decimétricos silticos e argilosos, realçados por diferenças de coloração. Também nas rochas metarrítmicas (SsMr) e metareníticas bandadas (SsMt), as diferenças composicionais e granulométricas entre camadas psamíticas e pelíticas evidenciam o acamamento reliquiar (FOTO 38). Nas rochas calciossilicáticas, bandas anfíbolíticas xistosas finas escuras alternam-se com bandas quartzo-feldspáticas grossas e claras, provavelmente refletindo a estratificação original (FOTO 29).

A **estratificação gradacional** é relativamente comum em litotipos psamíticos das unidades SsMr, SsMt, SiQ e SiMc. Em camadas centimétricas de metarenitos bandados da região de Mairiporá (e.g. ponto GN-544) e do Juqueri (e.g. ponto GN-755), níveis microconglomeráticos gradam da base para o topo, para arenitos médios a finos. Gradações em metassiltitos intercalados em filitos bandados da unidade SsFb podem ser observadas em afloramentos na Estrada Velha de Campinas (ponto CJ-83, por exemplo).

Em rochas metapelíticas das unidades SiFv, SiX, SiXp e SiXm, onde há ausência de estruturas primárias, a estratificação gradacional ocorre, por vezes, em intercalações metareníticas subordinadas, constituindo um importante subsídio para a reconstituição estratigráfica. Não são raras, também, passagens de frações siltosas para argilosas em filitos laminados, acompanhadas de sutis variações de coloração.

Estratificações cruzadas de pequeno porte foram observadas no quartzito da Serra da Pirucaia e em metarenitos da unidade SsMr, na região de Franco da Rocha-Mairiporá (ponto GN-250).

Raras marcas de ondas de amplitudes centimétricas foram observadas em filitos bandados da unidade SsFb e metarenitos da unidade SsMt. Em alguns filitos bandados, delgados leitos (milimétricos) que preenchem depressões centimétricas em níveis siltosos, foram interpretados

como estruturas do tipo *flaser*, denotando prováveis variações localizadas na energia de sedimentação.

Não foram observadas estruturas inter-estratais (como as de origem por corte e preenchimento, marcas de objetos etc.), embora algumas irregularidades e cavidades preenchidas por material arenoso de grã média em metarenitos finos da unidade SsMr possam representar estruturas de deslizamento (ponto GN-30, na estrada Mairiporã-Franco da Rocha). Nesta mesma unidade, a ocorrência de lâminas pelíticas contorcidas e perturbações centimétricas pode ser atribuídas a deformações penecontemporâneas como laminações convolutas.

Nas rochas meta-ígneas básicas a intermediárias não foram observadas estruturas do tipo *pillow-lavas*, descritas em outras áreas do Grupo São Roque (FIGUEIREDO *et al.*, 1982; BERGMANN, 1988, 1990). Nódulos argilosos subcentimétricos em anfíbolitos da região da Vila Clarisse (JC-1003) e do bairro dos Veigas (GS-103) podem representar amígdalas preservadas. Por outro lado, o caráter listrado, com colorações variadas, tão peculiar aos anfíbolitos bandados (SiAb) e metatufos líticos e vítreos da região de Taipas (ponto GS-289 da unidade SiTu), podem representar distintos eventos de deposição piroclástica (ANDREIS, 1990).

5.1.3. Rochas Granitóides

As estruturas primárias em rochas granitóides são associadas principalmente ao fluxo magmático primário. A identificação destas feições tem como critério fundamental o reconhecimento de tramas internas que não apresentam deformação intracristalina de natureza plástica, significando que foram adquiridas em meios relativamente fluidos, bem como elementos geométricos sem relação com a estruturação tectônica regional impressas por deformações singenéticas ou pós-alojamento (KUIRONG, 1985).

Em áreas polideformadas, o efeito das deformações tectônicas sucessivas torna bastante difícil o reconhecimento de estruturas primárias atribuídas a processos que envolvam apenas rotação e translação de cristais e orientação de formas intramagmáticas.

Na área em questão as principais feições relacionadas ao fluxo magmático observadas referem-se às foliações paralelas aos contatos, à orientação de megacristais e ao achatamento de enclaves.

As foliações de fluxo são definidas pelo alinhamento de minerais primários, sem envolver recristalização, sendo as biotitas e feldspatos mais suscetíveis a este processo. No Maciço da Cantareira estas foliações estão presentes na porção norte, particularmente nas fácies bandadas do tipo Santa Inês (FOTO 21), onde o alinhamento das biotitas acompanha o contorno irregular dos contatos do maciço e associa-se à orientação do quartzo e feldspatos pouco deformados. Embora biotitas possam, também, alinhar-se em condições sólidas, esta foliação é distinguida daquela de natureza regional: 1) pela localização preferencial nas bordas, 2) orientação bastante variável (apesar de relativamente constantes na escala de afloramentos), mas, geralmente paralelas às foliações das encaixantes e 3) pelas deflexões que configura no entorno dos enclaves. Na porção sul do Maciço da Cantareira, a intensa deformação por falhamentos oblitera bastante tais feições, o mesmo sucedendo nas bordas do Maciço de Mairiporã.

Exemplo notável de estrutura de fluxo é encontrado nas bordas dos corpos turmalíferos de Perus (FOTO 30), quando o alinhamento dos minerais primários é realçado pela presença de turmalinas prismáticas confinadas em "camadas" de distintos conteúdos, definindo um proeminente bandamento dobrado assemelhado a estruturas migmatíticas.

A orientação de megacristais de microclínio é feição típica de borda, ocorrendo mais comumente em rochas da fácies bandada (tipo Santa Inês), na porção NNE do Maciço da Cantareira,

possuindo menos expressão nas bordas do Maciço de Mairiporã. Por vezes, esta orientação tende a definir zonas de maior concentração de megacristais que podem simular tênues acamamentos. BATEMAN (1985) sustenta que a orientação de megacristais se dá em materiais com até 70% de material cristalino, possuindo comportamento ainda típico do estado líquido.

Enclaves achatados têm sido abusivamente utilizados na literatura geológica como indicadores de deformação em granitóides, embora o achatamento e alongação sejam, na maioria das vezes, feições oriundas do fluxo magmático (VERNON *et al.*, 1988). Enclaves microgranitóides cristalizam antes do magma granítico (DIDIER, 1987), mas possuem comportamento reológico similar ao material hospedeiro, durante o fluxo magmático.

Nos maciços da Cantareira e Mairiporã, se observa a presença de enclaves microgranitóides cada vez mais achatados no sentido centro-bordas dos corpos. Nas bordas, apresentam orientação do eixo maior de alongação paralela aos contatos do corpo, enquanto em direção ao centro perdem paulatinamente a orientação preferencial. Da mesma maneira o grau de alongação é maior nas bordas que no centro (alcança 15:1), o que reflete a intensidade de fluxo magmático. Sua abundância é reduzida em termos mais diferenciados dos maciços sin- a tardi-tectônicos, inexistindo nas suítes granitóides tardias.

Os restitos submicáceos parecem ter comportamento similar aos enclaves microgranitóides, no que tange à orientação preferencial nas bordas e alongação, porém o alto grau de assimilação torna imprudente qualquer generalização.

Os xenólitos são encontrados em maior quantidade nas bordas, escasseando em direção ao centro do Maciço da Cantareira, sendo praticamente inexistentes no Maciço de Mairiporã. Por vezes, apresentam-se intensamente achatados nas zonas de borda e paralelizados aos contatos. Exemplos notáveis ocorrem nas pedreiras Santana (FOTO 31) e aterro sanitário de Vila Albertina, na borda SE do Maciço da Cantareira, onde hipoxenólitos de metassedimentos assumem formas tabulares e alongações de até 40:1. Ao exame em seções delgadas, os xenólitos xistosos referidos, mostram incipiente deformação plástica e recristalização. Epixenólitos angulosos ou irregulares e arredondados são mais comuns no Maciço da Cantareira, denotando incorporação em níveis mais rasos de alojamento, com menor contraste de ductilidade.

5.2. ESTRUTURAS SECUNDÁRIAS

Incluem foliações, lineações, dobras, falhas, juntas e fraturas.

5.2.1. Foliações

O termo foliação é aqui utilizado conforme conotação genérica e abrangente de HOBBS *et al.* (1976), englobando as diversas feições planares relacionadas à deformação. O termo clivagem é aplicado às estruturas de várias origens que possuem, como ponto em comum, a fissilidade ao longo dos planos de foliação.

5.2.1.1. Foliações Secundárias em Rochas Metamórficas

Foram observadas na área mapeada as seguintes foliações:

5.2.1.1.1. BANDAMENTO GNAÍSSICO (S_N)

Ocorre nas unidades do Embasamento Pré-São Roque. Nos gnaisses bandados da unidade EGnb, caracteriza-se por bandas biotíticas escuras, de textura granolepidoblástica que se alternam bruscamente com bandas quartzo-feldspáticas claras de textura granoblástica. Este tipo de foliação ocorre, também, em núcleos paleossomáticos dos migmatitos metatexiticos (EMtx). Na unidade

EGnq, os paragneisses quartzosos apresentam transição de bandas decimétricas acinzentadas escuras, de grã grossa, para quartzitos biotíticos cinza claros de grã média.

5.2.1.1.2. CLIVAGEM ARDOSIANA E XISTOSIDADE (S_1)

A clivagem ardosiana e a xistosidade, conforme conceituação adotada no presente trabalho, correspondem às clivagens contínuas finas e grossas, respectivamente, no sentido de POWELL (1979), tendo como critério de distinção a possibilidade de visualização, a olho nu, dos minerais orientados.

A clivagem ardosiana afeta principalmente metapelitos (filitos e ardósias), sendo muito comum sua disposição paralela à estratificação reliquiar (S_0), associadas a flancos transpostos de dobras intrafoliais. Apresentam dois tipos de morfologia: uma anastomosante, onde domínios lenticulares ricos em quartzo intercalam-se em domínios de filossilicatos (sericita) e outro de aspecto contínuo, formado unicamente por micas paralelas. Os primeiros são mais comuns em filitos laminados da unidade SiFv e bandados da unidade SsFb, bem como em níveis metapelíticos da unidade SsMr, gradando freqüentemente, por aumento de granulação para xistosidades, particularmente nas bordas dos maciços granitóides, por efeito de recristalização termal. O segundo tipo é mais comum em filitos adjacentes a zonas de cisalhamento, sendo encontrados nos filitos sericíticos cinza e grafitosos da unidade SiFv e em níveis de ardósias da região do Morro Grande.

A xistosidade é definida não só pela orientação paralela de micas, mas, também, de outros minerais não-placóides. Encontrada em micaxistos das unidades SiXp, SiX e SiXm, é relativamente comum em níveis metareníticos micáceos das unidades SiMc e SsMr (FOTO 38), além de litotipos anfibolíticos da unidade SiA. A conspicua ocorrência de grãos submilimétricos achatados de quartzo, entre os planos de xistosidade, pode simular um bandamento diferenciado, fato comum em micaxistos das regiões de Caieiras e Francisco Morato. Os efeitos de transposição podem, por vezes, serem observados em dobras intrafoliais subcentimétricas de veios de quartzo.

Foliações finas em rochas calciossilicáticas e quartzíticas das unidades SiCs e SiQ, definidas pela orientação de minerais prismáticos e micáceos, foram, em função do critério granulométrico citado acima, designadas como clivagem ardosiana ou xistosidade.

5.2.1.1.3. CLIVAGENS DE CRENULAÇÃO (S_2 E S_3)

A clivagem de crenulação, definida por planos de cisalhamento paralelos a flancos de microdobras simétricas ou assimétricas, possui morfologia muito variável, em função do espaçamento entre os planos e tamanho de microdobras. Na área estudada, foram identificados dois tipos de clivagens de crenulação superpostas, designados de S_2 e S_3 .

A primeira clivagem de crenulação (S_2) possui ampla distribuição por toda a área mapeada, imprimindo, em diversas regiões, a estruturação principal ENE-WSW marcante. Ocupam posição plano-axial em dobras de estilo, dimensões e atitudes variáveis.

Nas unidades de micaxistos, o espaçamento submilimétrico de S_2 é bastante comum, sendo, em geral, difícil a observação à vista desarmada. Microscopicamente exibem dobras fechadas de décimos a centésimos de milímetro, caracterizando o tipo discreto definido por GRAY (1977a e 1977b).

Em filitos, S_2 apresenta como feição característica a presença de forte bandamento diferenciado (FOTO 32) definido pela alternância de níveis submilimétricos a milimétricos de quartzo (adjacente ao plano de clivagem) e filossilicatos (no interior do micrólito), atribuíveis a processos de recristalização seletiva (SOLE-SUGRANES, 1976) ou diferenciação metamórfica (CARNEIRO & LIMA, 1990). Tais feições são encontradas, principalmente, em filitos e metarrilitos da região entre

Franco da Rocha e Mairiporã e em xistos da região de Caieiras. Nos contatos entre litotipos metapelíticos e metapsamíticos da unidade SiXm ou em tetos pendentes hornféisicos endurecidos do Maciço da Cantareira é possível perceber-se a passagem da clivagem de crenulação S_2 para clivagens de fratura, pelo aumento do espaçamento entre os planos de cisalhamento.

A segunda clivagem de crenulação (S_3) tipifica-se por um espaçamento milimétrico, às vezes centimétrico. De atitude geralmente verticalizada, possui orientação geral NNE a SSW, ocupando posição plano-axial em dobras abertas ou ondulações de comprimento de onda centimétrico a hectométrico. Esta foliação é observada em praticamente todas as unidades litológicas mapeadas, ocorrendo mais conspicuamente nas regiões centro-norte e noroeste da área, sendo sua influência denotada pela sinuosidade do *trend* regional imposto pelas foliações descritas anteriormente, como pode ser visto no mapa de estruturas anexo (DESENHO 2).

Em rochas filíticas é freqüente sua gradação para clivagem de fratura, enquanto em micaxistos é bastante comum a ocorrência de *kink-bands* de espaçamento centimétrico. Em rochas quartzíticas o espaçamento pode alcançar dezenas de centímetros, caracterizando fraturas e juntas.

Não foi observado bandamento diferenciado associado à clivagem de crenulação S_3 .

5.2.1.1.4. CLIVAGENS DE FRATURA (S_3 E S_4)

São foliações definidas por micrólitos separados por fraturas de espaçamento inferior a 5cm, segundo conceituação de PRICE & HANCOCK (1972 *apud* POWELL, 1979), correspondendo ao que POWELL (*op.cit.*) denominou de clivagem disjuntiva. Sua principal característica, na área em questão, é a pouca penetratividade e a grande variação de espaçamento, em função direta do litotipo afetado.

Em metapelitos, os espaçamentos são da ordem de 1cm e ocorrem freqüentes gradações de clivagens de fratura para clivagens de crenulação (principalmente S_3 , menos freqüentemente para S_2). Em rochas metapsamíticas, calciossilicáticas e hornféisicas este espaçamento é menor e as gradações menos comuns, sendo comum a passagem para sistemas de juntas ou refração dos planos de clivagem pela progressiva mudança de orientação.

Nas proximidades de Perus e de Mairiporã podem ser observadas juntas e fraturas inclinadas a verticais, com espaçamento inferior a 5 cm de orientação NNW-SSE, que, por vezes, dispõem-se em posição plano-axial de ondulações e dobras suaves, caracterizando clivagem de fratura muito pouco penetrativa, aqui designada de S_4 .

5.2.1.1.5. FOLIAÇÕES MILONÍTICAS E CATACLÁSTICAS

As foliações miloníticas e cataclásticas foram definidas em função da predominância relativa dos processos de recristalização e neoformação de minerais em condições dúcteis (nas primeiras) ou de trituração e moagem em condições rúpteis (nas últimas). No primeiro caso, a feição mais comum é a ocorrência de megaclastos deformados e alongados envoltos em matriz quartzo-feldspática fina, recristalizada e orientada. No segundo caso, a feição mais comum é dada por uma massa rochosa moída, pulverizada, envolvendo clastos, parcial ou totalmente deformados, com moagem e arredondamento nas bordas.

A intensidade destes processos é variável e dependente do litotipo afetado, condicionando distintos termos texturais e estruturais já discutidos anteriormente (item 3.6.).

As foliações miloníticas e cataclásticas são encontradas nas adjacências das principais zonas de cisalhamento da área mapeada, onde mostram forte paralelismo com as demais superfícies planares descritas anteriormente. Freqüentemente associam-se a uma transposição, evidenciada pelo deslocamento de veios de quartzo e mobilizados quartzo-feldspáticos e por vezes encontram-

se dobradas, com a variedade de estilos e atitudes dos diversos eventos de dobramentos atuantes na área.

5.2.1.2. Foliações Secundárias em Rochas Granitóides

As foliações secundárias em rochas granitóides desenvolvem-se durante a deformação regional sincinemática ou no período pós-alojamento, atuando sobre corpos já em estado sólido.

Durante o alojamento dos corpos granitóides, em condições de alta temperatura e moderadas pressões, a deformação ainda possui caráter plástico exibindo feições diagnósticas de ductilidade predominante. Esta deformação é principalmente não-coaxial e o cisalhamento simples é o modelo que melhor se adapta às suas características (BLUMENFELD & BOUCHEZ, 1988).

As foliações encontradas nos maciços da Cantareira (mais penetrativas) e de Mairiporã são definidas pelo alinhamento e deformação de minerais placóides e prismáticos, impresso pelo principal evento de deformação regional atuante na área. São caracterizadas por plaquetas de biotitas circundando megacristais de K-feldspato, freqüentemente alongados e estirados. Exemplos notáveis residem nos granitóides da fácies ortognáissica (tipo Mandaqui), que são mais comuns nas bordas SSE dos corpos. Nestes litotipos, o estiramento dos megacristais de K-feldspato origina ocelos subcentimétricos, envolvidos por finos agregados da matriz, caracterizando feições milonito-gnáissicas a blastomiloníticas. Possivelmente, neste caso houve a superposição de deformações tectônicas contemporâneas e posteriores ao alojamento sobre feições de fluxo primário, hoje mascaradas.

Os critérios de distinção entre as foliações tectônicas daquelas oriundas do fluxo magmático consiste na identificação de feições de recristalização e deformação plástica de minerais (agregados de quartzo recristalizados, extinção ondulante, *kinks* e fraturamento de feldspatos). Feição típica é a continuidade e regularidade da foliação por todo o corpo, sua passagem através de enclaves microgranitóides e xenólitos e a existência de pontos tríplexes de foliações (PATTERSON *et al.*, 1989) na porção terminal NE do Maciço da Cantareira.

No Maciço de Taipas, as foliações tectônicas devidas ao evento regional principal de deformação são mal caracterizadas, restringindo-se a poucas evidências em rochas da fácies inequigranular (tipo Hortolândia), sendo mais comuns feições de deformação pós-alojamento do corpo.

As deformações originadas pós-alojamento dão origem a feições predominantemente rúpteis ou rúpteis-dúcteis, gerando foliações miloníticas localizadas. São encontradas indistintamente em todos os maciços granitóides da área, sendo o único tipo de foliação secundária dos maciços pós-tectônicos de Perus, Morro de Perus e Juqueri.

5.2.2. Lineações

Diversos tipos de lineações são encontradas nas rochas da área, destacando-se os eixos de dobras, as lineações de intersecção, as estrias de cisalhamento, as lineações minerais e as elongações de objetos deformados.

5.2.2.1. Eixos de Dobras

Os eixos de dobras são lineações muito penetrativas e excelentes indicadoras das propriedades geométricas das dobras maiores. São muito comuns na forma de charneiras de microdobras das crenulações ou dobras de pequena escala. São raros os eixos de dobras da estratificação reliquiar (L_1) observados, sendo mais comuns eixos L_2 e L_3 de dobras da xistosidade (ou clivagem ardosiana) e da crenulação. As rochas metapelíticas e metapsamíticas são as mais

apropriadas para a observação destas estruturas.

5.2.2.2. Lineações de Intersecção

As lineações de intersecção possuem grande importância para a Análise Estrutural. Geralmente muito penetrativas, são paralelas aos eixos das dobras, quando definidas pelo cruzamento da foliação plano-axial com a superfície dobrada, possibilitando desta maneira medidas indiretas daqueles eixos.

As lineações de intersecção L_1 , entre a xistosidade (ou clivagem ardosiana) S_1 e a estratificação reliquiar S_0 , são pouco comuns na área mapeada devido ao freqüente paralelismo entre as superfícies citadas. Em raras observações, mostram-se com atitudes muito variáveis, em função da superposição de eventos sucessivos de deformação.

As lineações de intersecção L_2 correspondem ao cruzamento da clivagem de crenulação S_2 com a xistosidade (ou clivagem ardosiana) S_1 . São muito comuns em metapelitos da região norte da área, possuindo espaçamento muito reduzido em rochas portadoras de bandamento diferenciado. São freqüentemente oblíquas à estratificação reliquiar S_0 e seu aspecto é de pequenas linhas corrugadas. Orientam-se principalmente na direção NE-SW, com caimento variável, mostrando suaves ondulações.

As lineações de intersecção L_3 são pouco freqüentes em razão da pequena presença da clivagem de crenulação S_3 , cuja intersecção com S_2 as define. Raras observações foram efetuadas em xistos da região norte da área.

5.2.2.3. Estrias de Cisalhamento (L_c)

As estrias de cisalhamento são muito comuns em planos de falhas das diversas zonas de cisalhamento, indicando a direção de movimentação ao longo daquelas superfícies, e ocorrem em posição subhorizontal ou com baixo caimento. São praticamente inexistentes em litotipos metapelíticos e mais comuns em rochas graníticas, gnáissicas e quartzíticas. Raras lineações de baixo caimento, indicando movimentação inversa, podem ser encontradas nos extremos N e NW da área (e.g. pontos CJ-864, GN-813, GN-360) cuja variação de atitudes evidencia deformações posteriores. Estrias verticais são vistas em espelhos de falhas mesoscópicas localizadas (principalmente em rochas granitóides), como na Pedreira Tremembé (ponto GS-218).

5.2.2.4. Lineações Minerais (L_m)

As lineações minerais identificadas na área referem-se principalmente à orientação dos eixos maiores de porfiroblastos alongados de sillimanitas, estauroilitas e, mais raramente, de granadas, da unidade SiXp. Nestes casos esta orientação, por vezes, acompanha a xistosidade, entre cujos planos os cristais se posicionam, mas na maioria dos casos guarda orientação diversa dos eixos de dobras. Este comportamento variável das atitudes, possivelmente devido à rotação de cristais ou à recrystalização sob certa orientação preferencial, limitam a utilização deste tipo de lineação na Análise Estrutural.

Merecem menção lineações minerais oriundas da orientação dos eixos maiores de feldspatos oclares paralelamente à foliação milonítica de rochas ortognáissicas do Embasamento Pré-São Roque (yog) e nas fácies ortognáissicas do tipo Mandaqui nos maciços da Cantareira e Mairiporá.

5.2.2.5. Lineações por Elongação de Objetos Deformados

Estas lineações dependem da orientação e natureza da deformação, guardando relações angulares diversas com os eixos de dobras.

Lineações devidas à orientação de seixos deformados foram vistas unicamente nos metaconglomerados da região de Taipas (ponto GS-446), enquanto raros *boudins* de quartzo em litotipos metapelíticos são esparsamente observados (FOTOS 05 e 29).

A orientação dos eixos maiores de enclaves achatados (microgranitóides, submicáceos e, mais raramente, xenolíticos) definem uma lineação de orientação às vezes homogênea ao nível de afloramento, mas variável em escalas menores, devido à sua origem por fluxo magmático, como discutido anteriormente.

5.2.3. Dobras

As dobras observadas nos diversos locais foram, através da observação dos distintos elementos da trama mesoscópica, reunidas em determinados grupos que guardam, entre si, similaridades morfológicas, geométricas e de aspectos genéticos. Posteriormente, estes conjuntos foram ordenados cronologicamente e comparados geograficamente, fornecendo indicações de amarração a determinados episódios regionais. Portanto, conforme conceituação de HOBBS *et al.* (1976), grupos de dobras foram separados com base no seu estilo, passando através de critérios de superposição a constituir distintas gerações, que, correlacionadas no tempo e espaço, podem corresponder a fases de dobramentos.

5.2.3.1. Dobras no Embasamento Pré-São Roque

A escassez de afloramentos constitui forte obstáculo ao reconhecimento do padrão dos dobramentos no Embasamento Pré-São Roque.

Em afloramentos isolados de gnaisses bandados (EGnb) e paragneisses quartzosos (EGnq) na região de Terra Preta (Mairiporã) e ao longo da Rodovia Fernão Dias, no extremo norte da folha, foram observadas dobras métricas, fechadas a cerradas, localmente isoclinais a intrafoliais, do bandamento gnáissico, atribuíveis a um evento genérico D_{n+1} . Com os ápices ligeiramente espessados a angulosos (classe 1C de RAMSAY, 1967), possuem tênue xistosidade em posição plano-axial, associada a uma clivagem de transposição ou gradando para uma foliação milonítica. A orientação é variável. No ponto GN-509 podem ser vistos eixos subhorizontais e planos-axiais inclinados a verticalizados sendo, porém, mais comuns encontrar-se, ambos, verticalizados, configurando dobras neutras e inferindo a presença de, no mínimo, um evento anterior (D_n) de dobramentos. Raras dobras, mal caracterizadas, em núcleos paleossomáticos gnáissicos de metatexitos intemperizados, podem se referir a eventos ainda mais antigos que D_n .

Possivelmente do grupo D_{n+1} , são as dobras observadas em afloramentos de gnaisses do Embasamento Pré-São Roque, na Rodovia Fernão Dias, a cerca de 1 km além do limite norte da área estudada, onde são vistos eixos curvos (embora contidos no plano-axial), caracterizando dobras em bainha (*sheath folds*), atribuíveis a deformações progressivas rotacionais (COBBOLD & QUINQUIS, 1980). A superfície dobrada é um bandamento gnáissico, com uma foliação milonítica em posição plano-axial.

O grupo D_{n+2} corresponde a dobras de ápices pouco espessados, eixos subhorizontais e planos-axiais verticalizados a inclinados, em biotita gnaisses bandados. Uma crenulação é visível somente nas bandas mais xistosas, gradando para uma clivagem de fratura, nas bandas mais quartzosas. A orientação é variável, com os eixos ondulados, em atitudes ENE-SSW (visíveis no DESENHO 2, em área adjacente a Falha de Pedra Vermelha). Estas ondulações são decamétricas, não possuindo clivagens plano-axiais visíveis e caracterizam o grupo aqui denominado de D_{n+3} . Seus eixos são inclinados a subhorizontais, de direção N-S a NNE-SSW, com planos axiais verticalizados.

Pode-se, ainda, mencionar dobras de fluxo, desarmônicas e ptigmáticas, em veios feldspáticos de migmatitos (EMbx) ou em ortognaisses miloníticos (γ og). Nestes últimos, são freqüentemente intrafoliais, com foliação milonítica em posição plano-axial (e.g. ponto GS-427, na Pedreira Firpavi, em Guarulhos).

5.2.3.2. Dobras no Grupo São Roque

5.2.3.2.1. GRUPO DE DOBRAS D_1

Compreende dobras definidas pela foliação plano-axial do tipo xistosidade ou clivagem ardosiana (S_1), afetando a estratificação reliquiar (S_0). São dobras cerradas a fechadas, freqüentemente isoclinais de ápices espessados e flancos pouco adelgaçados (tipo 1C de RAMSAY, 1967), sendo comum o isolamento de regiões apicais por transposição. Têm dimensões centimétricas a métricas, embora dobras maiores sejam sugeridas pela presença de xistosidades subhorizontais, em áreas de micaxistos da região do Ribeirão do Cavalheiro, em Caieiras.

As dobras D_1 são encontradas com pouca freqüência, sendo mais comuns em litotipos calciossilicáticos bandados, filitos bandados e laminados e metapsamitos com intercalações xistosas (FIGURA 36 e FOTO 33). Não foram vistas em micaxistos, anfibolitos e quartzitos, devido à dificuldade de identificação de S_0 . A orientação das dobras observadas é muito variável, em função dos efeitos dos dobramentos superpostos.

Em rochas calciossilicáticas da região de Perus (e.g. ponto GN-712), dobras D_1 , métricas, intrafoliais e recumbentes, realçadas pela transposição de níveis quartzo-feldspáticos, que isolam ápices, com foliação plano-axial não identificada. No Parque Nações Unidas (centro-leste da folha) as rochas calciossilicáticas mostram dobras D_1 , métricas a decamétricas, de atitudes variáveis, configurando dobras reclinadas, recumbentes e inclinadas com caimento, com notável clivagem

ardosiana plano-axial (e.g. ponto JC-684).

Em rochas filíticas (SiFv e SsFb), as dobras D_1 são intrafoliais e não têm dimensões superiores a centimétricas. São raramente observáveis em litotipos metarrítmicos das unidades SsMr e SsMt em escala de afloramento. Dobras inversas decamétricas, de eixos subhorizontais e planos axiais inclinados, podem ser vistas na Estrada de Santa Inês (Mairiporã), no ponto GN-194, mostrando superposição de dobramentos posteriores (FIGURA 38).

Nos xistos da região do Ribeirão do Cavalheiro (Caieiras), a incidência de atitudes subhorizontais para as superfícies S_1 medidas, sugere a existência de dobras D_1 recumbentes, em níveis estruturais inferiores, possivelmente alçados pela movimentação inversa da Falha de Caieiras.

5.2.3.2.2. GRUPO DE DOBRAS D_2

As dobras D_2 são as mais comuns na área, sendo definidas por uma clivagem ardosiana ou xistosidade (S_1) como superfície deformada, tendo a clivagem de crenulação S_2 em posição plano-axial (FOTO 33). Nas rochas metapelíticas, S_2 associa-se, comumente, a um bandamento diferenciado, enquanto em litotipos metapsamíticos, calciossilicáticos e miloníticos podem constituir uma clivagem de fratura pouco espaçada. Estas dobras são, na maioria das vezes, reconhecidas quando afetam a estratificação reliquiar (S_0), geralmente paralelizada à S_1 .

As dimensões das dobras D_2 variam de centimétricas a quilométricas e, morfologicamente, mostram perfis fechados a abertos (comuns nos litotipos metapsamíticos), localmente cerrados (principalmente nas proximidades de zonas de cisalhamento ou dos contatos com os maciços granitóides). Os ápices pouco espessados, geralmente arredondados a pouco angulosos e os flancos ligeiramente adelgaçados caracterizam a classe 1C de RAMSAY (1967) como o tipo mais comum. Dobras das classes 1B, raramente 1A, podem ser vistas, localmente, em litotipos metapsamíticos. Dobras similares das classes 2, centimétricas, foram observadas em metapelitos da região de Parada de Taipas (e.g. ponto JC-53).

A orientação dos elementos de trama das dobras D_2 é variada, em função da atitude das estruturas anteriores. Porém, é muito marcante a presença de eixos subhorizontais a pouco inclinados, com caimento oscilando para ENE ou WSW e planos axiais normais a pouco inclinados, de direção predominante WSW-ENE. Tal situação é muito comum na região entre Franco da Rocha e Mairiporã (FIGURA 38). Dobras com flancos invertidos são relativamente comuns na região de Perus e Taipas e nas bordas do maciço granitóide de Mairiporã, sendo também observadas nos quartzitos da Serra da Pirucaia (FOTO 34). Dobras D_2 recumbentes e reclinadas são comuns a sul do Maciço de Taipas (FOTO 35), como no ponto JC-692 a leste da Fábrica Voith, enquanto dobras verticais não foram observadas.

5.2.3.2.3. GRUPO DE DOBRAS D_3

As dobras D_3 ocorrem, principalmente, na porção norte da área, configurando dobras abertas a suaves ondulações que afetam os eixos e superfícies axiais das gerações D_1 e D_2 , observadas tanto na escala de amostra de mão até na escala regional. Suas dimensões são hectométricas a centimétricas, possuindo perfis isópacos, de isógonas convergentes (classe 1B, de RAMSAY, 1967).

A foliação plano-axial de D_3 é uma clivagem de fratura (S_3) de espaçamento variável, sendo comum a ausência de foliação plano-axial. Em alguns afloramentos de xistos da região norte da folha, esta foliação é uma clivagem de crenulação espaçada.

As dobras D_3 são normais ou inclinadas com caimento, reclinadas ou verticais, com planos axiais sub-verticais a muito inclinados (de direção NNE a N-S), embora mostrem inclinações menores em tetos pendentes hornféisicos no Maciço da Cantareira. Os eixos possuem mergulhos

variáveis, em função direta da atitude das superfícies dobradas, sendo, geralmente, muito inclinados a sub-verticais, com caimento para NNE.

Em metapelitos da porção norte, foram observados *kink-bands* centimétricos, em flancos de dobras da geração D_3 , com eixos paralelos aos eixos das dobras maiores e, por vezes, conjugados a eixos de direção NW-SE.

5.2.3.2.4. GRUPO DE DOBRAS D_4

São definidas por suaves ondulações de dimensões decamétricas a quilométricas, de eixos e planos axiais muito inclinados a verticais (FOTO 36), caracterizando dobras neutras reclinadas a verticais. A projeção dos seus traços axiais em superfície fornece uma direção predominantemente NW-SE, e os raros eixos medidos têm caimento para NW. Inexiste foliação plano-axial, mas, por vezes, percebe-se um sistema de juntas espaçadas, paralelas ao plano-axial.

Esta geração de dobras é pouca penetrativa em escala regional, possuindo distribuição geográfica sugestiva de associação com as intrusões granitóides.

5.2.4. Zonas de Cisalhamento, Falhas e Fraturas

As feições geológicas e estruturais da área estudada encontram-se fortemente modeladas por eventos pluri-episódicos de cisalhamento que deixaram como registros extensas faixas de deformações dúcteis e/ou rúpteis (conforme o nível estrutural exposto), caracterizadas pela ocorrência de rochas miloníticas e cataclásticas. Tais faixas (ou zonas de cisalhamento), quando individualizadas em escalas menores, têm sido representadas como traços contínuos e, comumente designadas como falhas. Em escalas maiores, mostram (como ilustrado no DESENHO 2) padrão bastante complexo, definindo feixes de zonas de cisalhamento menores e alternância de faixas mais deformadas com zonas anastomosadas mais preservadas.

Neste trabalho (DESENHOS 1 e 2), foram representadas com traços contínuos as zonas de maior deformação, utilizando-se da designação falha para aquelas com registros de processos rúpteis de deformação.

5.2.4.1. Principais Zonas de Cisalhamento

A FIGURA 37 procura representar os limites aproximados das principais zonas de cisalhamento da área mapeada.

Zona de Cisalhamento de Jundiuvira - Configura uma faixa na porção norte da folha, onde diversas falhas e zonas de cisalhamento menores definem um complexo padrão anastomosado, com interseções, encurvamentos e seccionamentos. Possui forma geral ligeiramente encurvada, com direção aproximada E-W, com várias inflexões e ramificações para NE-SW (e.g. falhas da Barroca Funda, Pedra Vermelha e dos Remédios). A largura total da faixa deformada é variável, tendo um máximo na região de Francisco Morato de aproximadamente 10 km, sendo mais estreita (não mais que 1,5 km), quando cortada pela Rodovia Fernão Dias, a norte de Mairiporã.

No seu interior, a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, apresenta alternância de faixas bastante deformadas (de dimensões decimétricas a hectométricas) com outras, onde as feições originais das rochas afetadas ainda são relativamente preservadas. Estas, embora de difícil delimitação foram individualizadas no Mapa Geológico (DESENHO 1). O metamorfismo dinâmico alcançou condições de anatexia localizada, originando uma profusão de mobilizados quartzofeldspáticos e pegmatóides que percolam, generalizadamente, as fraturas.

A coexistência de feições de cataclase e recristalização e de tectonitos do tipo LS (marcados pela ocorrência de foliação e lineação, no sentido de DAVIS (1984, *apud* HASUI & COSTA, 1988)

definem um caráter predominantemente dúctil-rúptil para toda a faixa deformada, embora, localizadamente, possam dominar feições de um ou outro tipo. Estas feições são identificadas, principalmente, nas rochas quartzo-feldspáticas (granitóides e gnaisses), sendo obliteradas em metapelitos, onde, por vezes, não se percebe a continuidade da faixa deformada.

FIGURA 37 – PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO DA ÁREA ESTUDADA

A natureza da movimentação é predominantemente transcorrente, com feições de estiramento e encurtamento, estrias de cisalhamento horizontalizadas a pouco inclinadas e foliações miloníticas verticalizadas. A presença de lineações com mergulhos de até 15°, de estruturas sigmoidais e virgação de falhas menores, assim como o desnivelamento de blocos, por vezes preservando pacotes de metassedimentos (como no extremo NE da folha), sugerem um rejeito dextral oblíquo para a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira (CAMPOS NETO & BASEI, 1983b). Tais feições, associadas aos arrastos de unidades, assimetria de dobras, constituem indicadores cinemáticos de rotação (SIMPSON, 1986), sugerindo a atuação de processo de cisalhamento dúctil não coaxial heterogêneo.

Algumas movimentações inversas e cavalgamentos restritos foram identificados pela presença de milonitos de baixo (e variado) ângulo, associados a discordâncias estruturais. Tal é o caso de pequenos segmentos na porção NW da folha, que parecem limitar lascas de empurrão,

com vergência geral para norte, alçando rochas granitóides deformadas. Na região de Vargem Grande, a leste de Francisco Morato, a disposição paralela destas lascas parecem indicar leques imbricados cortados por falha transversal de direção NE (possivelmente do tipo *tear shear zones*, no sentido de HASUI & COSTA, 1988). Nesta região, mas ao norte da Falha de Jundiuvira, o sentido de cavalgamento é inverso. Esta feição é típica de retro-empurrões (*back thrusts* de BUTLER, 1982), com desenvolvimento de zonas triangulares.

Zona de Cisalhamento de Mairiporã - É definida por faixa de aproximadamente 2km de largura, desenvolvida com direção E-W desde a região de Caieiras, infletindo para NE entre os maciços granitóides da Cantareira e Mairiporã, passando pela cidade de Mairiporã e prolongando-se para o extremo NE da folha. As falhas de Caieiras e de Mairiporã representam as zonas de maior deformação da faixa descrita.

As feições gerais desta faixa são de difícil observação, dado o caráter metapelítico predominante das rochas afetadas. Na região de Mairiporã, há nítida paralelização das foliações S_1 e S_2 e fechamento do perfil das dobras nas proximidades da Falha de Mairiporã, enquanto na região do Morro Grande (W de Caieiras) são vistos cataclasitos quartzosos e ultracataclasitos passando a ardósias. Tais feições denotam um caráter rúptil-dúctil para a Zona de Cisalhamento de Mairiporã.

Embora a verticalização e o encurvamento das estruturas permitam inferir uma movimentação transcorrente, com rejeito dextral, a presença de foliações horizontalizadas e inversão de camadas (perfil A-A' do DESENHO 1) na região do Ribeirão Cavalheiro, em Caieiras, são sugestivas de movimentação inversa neste trecho da Falha de Caieiras.

Zona de Cisalhamento do Mandaqui - É definida por uma faixa compreendida entre duas zonas de maior deformação (falhas do Mandaqui e do Rio Jaguari). Estende-se desde a região norte da Capital, com direção NE-SW, passando pela Serra da Pirucaia e a SE de Mairiporã, possuindo largura máxima de 2,5km, a sul do Loteamento Hortolândia. No seu interior pode-se notar diversas zonas menos deformadas, cujas delimitações aproximadas são representadas no DESENHO 1.

As feições de recristalização intensa e estiramento, denotam um caráter eminentemente dúctil, atestado pela conspicua presença de milonito-gnaisses e blastomilonitos. Tais feições podem ser observadas nas bordas do Maciço da Cantareira, nas proximidades da Rodovia Fernão Dias (e.g. pontos GS-29, GS-30, GS-31 e GS-32) e em ortognaisses da Pedreira Firpavi (pontos GS-427, GS-428, GS-54). Foliações verticalizadas e lineações de estiramento subhorizontais realçam o rejeito direcional, com sentido não definido, embora restritas áreas com mergulhos de baixo ângulo registrem movimentação inversa subordinada.

Zonas de intensa deformação existem entre São Paulo e Guarulhos. A Falha do Rio Jaguari, tida como continuidade da Falha de Taxaquara (BISTRICHI *et al.*, 1981; CAMPOS NETO & BASEI, 1983b) encontra-se mascarada pela ocupação urbana e cobertura sedimentar cenozóica, mas mostra alinhamento fotogeológico NE-SW, desde a região do Tucuruvi, na Capital, até a área urbana de Guarulhos. Na altura da Vila Galvão, apresenta duas ramificações para NE (falhas do Cabuçu e dos Veigas), em cujas porções centrais as foliações apresentam-se verticalizadas, embora, novamente, movimentações inversas localizadas tenham sido detectadas.

No alinhamento E-W da drenagem, desde a região de Taipas, passando pelo Horto Florestal, até o bairro do Tremembé (Falha do Tremembé de ALMEIDA, 1955), não foram observados registros de milonitização. Num dos raros afloramentos existentes (GS-218, na antiga Pedreira Tremembé) os milonitos observados possuem direção NE-SW, sugerindo continuidade da Falha do Barro Branco, embora falhas mesoscópicas de rejeito vertical de direção E-W tenham sido também observadas.

Diversos alinhamentos menores são representados no DESENHO 2, bem como extensos alinhamentos fotogeológico assumiram caráter de falha inferida.

5.2.4.2. Fraturas

Um sistema de fraturamento NE-SW, subvertical, possui bastante expressão na área, atingindo quase todos os litotipos presentes. Nas rochas graníticas da Cantareira, Mairiporã e Taipas, estas fraturas abrigam grande parte dos veios de aplitos e pegmatitos quartzo-feldspáticos observados, sugerindo sua associação com a fase final de resfriamento dos maciços granitóides. Na região entre Caieiras e Mairiporã, este sistema possui estreita relação com as ondulações e dobras D_3 . Por vezes, estas rochas intrusivas fissurais tardias alojam-se em sistema subhorizontal de fraturas, observado em quase todas as pedreiras do Maciço da Cantareira.

Um outro sistema de fraturas importante apresenta atitudes NW-SE, subvertical, e abriga grande parte dos pegmatitos turmaliníferos no seio do Maciço da Cantareira, que corta os aplitos acima referidos. Estas fraturas parecem, também, condicionar as intrusivas turmaliníferas de Perus, onde se associam às ondulações D_4 .

5.2.4.3. A Recorrência e Sucessão dos Eventos de Cisalhamento

Embora a recorrência no tempo dos diversos eventos de cisalhamento mascare as feições de superposição, algumas considerações podem ser feitas sobre sua ordenação relativa e relação temporal com as gerações de dobras identificadas.

A presença de uma lineação de estiramento dobrada em rochas migmatíticas e ortognáissicas do Embasamento Pré-São Roque na região ao norte da área mapeada, levou HASUI (1986) a relacioná-la com evento antigo (possivelmente arqueano) de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, por deformação não-coaxial heterogênea. Raras lineações desta natureza, na região central dos maciços ortognáissicos da região de Guarulhos, preservadas de deformações posteriores e a ocorrência de dobras em bainha nos gnaisses ao norte da área mapeada, podem estar relacionadas ao evento descrito por HASUI (*op.cit.*).

A removimentação de antigas zonas de fraqueza, imprimindo um estilo marcadamente transcorrente para as zonas de cisalhamento da região, teve grande recorrência no tempo. Uma componente vertical importante pode ser imaginada para os estágios iniciais de cisalhamento, associada à deposição na Bacia São Roque.

Milonitos afetados por dobras dos grupos D_2 e D_3 são bastante comuns (CARNEIRO, 1983; CAMPOS NETO & BASEI, 1983a) na região da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira. Por outro lado, o paralelismo das foliações S_1 e S_2 dos metapelitos na região de Mairiporã, bem como à milonitização da borda SE do Maciço da Cantareira constituem efeitos desta transcorrência e apontam para pulsos recorrentes no tempo.

As dobras inversas e cavalgamentos identificados são interpretados por CARNEIRO (*op.cit.*) como sin- D_1 . Com efeito, os milonitos de baixo ângulo possuem forte paralelismo com S_1 nas regiões onde foram constatados (e.g. nas regiões de Vargem Grande, em Francisco Morato) e sua associação com as rochas do embasamento ou porções basais do Grupo São Roque, permite supô-los como equivalentes de níveis estruturais inferiores dos milonitos de alto ângulo. Algumas falhas inversas mesoscópicas foram observadas em metapelitos, com disposição paralela à S_2 (e.g. ponto GN-14, em Franco da Rocha, FOTO 37).

No entanto, a modelagem atual da área deve-se, principalmente, aos episódios de transcorrência, para os quais as relações de campo indicam uma idade relativa pré- D_3 .

Pequenas transcorrências de direção NE e caráter rúptil dominante, de rejeitos centimétricos a hectométrico, deslocando inclusive faixas miloníticas, parecem relacionar-se ao fraturamento sin- S_3 descrito acima. Sua representação macroscópica, por exemplo, na região da Vila dos Remédios (extremo NE da folha) pode ser observada nos DESENHOS 1 e 2.

Falhamentos verticais, de pequenas dimensões e atitudes próximas a E-W, são bastante comuns em quase todos os litotipos, particularmente na região da Capital, ao sul da folha, devendo relacionar-se à tafrogênese formadora da Bacia de São Paulo, no Terciário. Não foram encontradas evidências de movimentação normal nos limites da bacia, devido à cobertura coluvionar e ocupação urbana. A reativação normal de falhas antigas e basculamento de blocos parece, também, a explicação mais palpável para a sedimentação cenozóica junto a falhas de Mairiporã (Estrada Franco da Rocha-Mairiporã). Do mesmo modo, a preservação de metassedimentos epizonais da Unidade Superior do Grupo São Roque, em toda a faixa entre as zonas de cisalhamento de Mairiporã e Jundiuvira, é sugestiva da movimentação diferencial daquele bloco.

5.3. PADRÕES DE SUPERPOSIÇÃO DAS ESTRUTURAS

Os distintos grupos de dobras identificados obedecem uma relação de sucessão temporal, definida a partir da observação de critérios de superposição. A superposição de foliações plano-axiais e do padrão de interferência de dobras, o levantamento em detalhe de afloramentos selecionados e o estudo estatístico de domínios homogêneos foram os principais critérios utilizados neste trabalho para a identificação dos padrões de superposição das estruturas. Tais procedimentos desenvolveram-se em diferentes escalas (mesoscópica, macroscópica e microscópica) seguindo linha de abordagem sugerida por TURNER & WEISS (1963) para Análise Estrutural.

5.3.1. Análise Mesoscópica

Compreendeu a observação de foliações superpostas e dos padrões de interferência de dobras.

5.3.1.1. Superposição de Foliações

Não são muito comuns os casos de superposição entre S_0 e S_1 , dado o seu paralelismo. Isto é possível, em charneiras de algumas dobras intrafoliais de rochas bandadas ou na passagem de bandas metapelíticas para metapsamíticas, quando há alguma obliquidade (FOTO 38). Por outro lado a superposição da clivagens de crenulação S_2 e de fratura S_3 (FOTO 33, FIGURA 36) sobre S_0 é bastante comum.

Os exemplos mais comuns de superposição de foliações são devidos às crenulações S_2 cortando a xistosidade S_1 de metapelitos, realçadas por dobras subcentimétricas apertadas. Na região entre Franco da Rocha e Mairiporã, estas foliações possuem direções paralelas, mas forte divergência de mergulhos, permitindo pronta distinção da superposição, encontrando-se, ambas, afetadas por uma clivagem de fratura (S_3).

Por raras vezes, em litotipos xistosos da região a NE de Francisco Morato, são detectadas duas clivagens de crenulação (S_2 e S_3), afetando a xistosidade S_1 . O exame das feições morfológicas e as atitudes são os critérios determinantes para a vinculação daquelas clivagens aos grupos de dobras (D_2 e D_3) correlatos.

5.3.1.2. Padrões de interferência de dobras

Os padrões de interferência de dobras de mesma escala, ao nível de afloramentos, passíveis de aplicação da classificação de RAMSAY (1967), são escassos na área. Nos raros casos, a ausência de um bandamento composicional realçante e a inadequação dos ângulos de corte dos afloramentos se constituem em entraves à sua observação.

Os padrões de interferência entre as dobras D_1 e D_2 são bastante similares aos dos tipo 3

(laço) de RAMSAY (*op.cit.*), sugerindo um caráter originalmente inverso a recumbente para D_1 (FIGURA 36). Padrões intermediários entre os tipos 2 (cogumelos) e 3 (laços) e entre os tipos 2 e 1 (domo e bacia) são mais comuns na interferência entre dobras D_2 e D_3 . Em metarritmitos da Estrada de Santa Inês (Mairiporã), pode se observar dobras D_2 redobradas por D_3 , originando padrões próximos ao tipo 3. Por vezes, quando os eixos de D_2 e de D_3 são aproximadamente ortogonais (FIGURA 38), o padrão, em planta, é similar ao tipo 1 (domos e bacias).

FIGURA 38 - Bloco-diagrama esquemático de afloramento de metarritmitos (ponto GN-194) da unidade SsMr, na Estrada Mairiporã-Franco da Rocha. Dobra reclinada D_1 com dobras D_2 (menores) impressas em seus flancos. Em planta, é reconstituído o padrão de interferência entre D_2 e D_3 similar ao Tipo 1 (domos e bacias) de RAMSAY (1967).

Padrões de interferência em dobras de escalas diferentes são os mais comuns na área, sendo comumente reconhecidos pelas virgações e variações de atitude dos eixos e traços axiais das dobras afetadas. Nos metarritmitos do ponto GN-194, são observados dobramentos de traços axiais de D_1 , afetados por dobras D_2 , de menores dimensões (FIGURA 38). Ondulações de eixos de dobras D_2 , devido a dobras D_3 (de maiores dimensões) superimpostas, são comuns em quase todos os litotipos da área (FOTO 34). Tais padrões são muito claros ao nível macroscópico, pela observação no mapa de estruturas (DESENHO 2) das ondulações dos traços axiais das dobras D_2 , por ação de

D_3 ou D_4 , posteriores. Padrões de interferência entre D_3 e D_4 não foram diretamente observados.

5.3.2. Análise Macroscópica

Corresponde ao estudo do arranjo espacial de estruturas mesoscópicas visíveis em grandes corpos de rochas ou configurações de dimensões não passíveis de observação ao nível de afloramento. Inclui como procedimentos principais o mapeamento das formas dobradas em detalhe de afloramento e o estudo estatístico de domínios homogêneos.

5.3.2.1. Levantamento em Detalhe de Afloramentos

Diversos afloramentos foram investigados em detalhe com o objetivo da reconstituição das formas dobradas e entendimento das relações geométricas das estruturas planares e lineares presentes, através da medição sistemática dos seus diversos elementos de trama mesoscópica.

No ponto GN-195, na Estrada de Santa Inês (Mairiporã), representativo do padrão geral de dobramentos na região, bandas decimétricas metassílicas finas e fílicas mostram-se dobradas e redobradas (FIGURA 39), com um padrão de superposição similar ao tipo 3 (laços) de RAMSAY (1967). Alguns traços de continuidade de camadas foram inferidos no campo, devido à obliteração por alteração. O perfil da dobra é aparente, pois o corte forma ângulo agudo com o plano perpendicular ao eixo da dobra.

A análise efetuada no afloramento citado evidencia dobras métricas da geração D_2 , onde a superfície afetada é uma clivagem ardosiana (S_1), paralela à estratificação reliquiar (S_0). São dobras de eixos subhorizontais a pouco inclinados ora para NE, ora para SW, planos-axiais inclinados a subverticais com direção NE-SW predominante. O perfil é simétrico a ligeiramente assimétrico, fechado a cerrado, com ápices pouco espessados (classe 1C, de RAMSAY, *op.cit.*). Um ápice isolado na porção central do afloramento sugere dobra intrafolial de S_0 , porém não foi possível perceber-se a presença de xistosidade S_1 devido o caráter arenoso.

O diagrama de S_1 mostra concentrações de polos nos quadrantes NNE e SSW, sugerindo uma guirlanda com eixo de baixo mergulho na direção WNW-ESE. Pode-se creditar a ausência de polos nos quadrantes NW e SE (como era de se esperar a partir da observação do diagrama de L_2) a processo de medida centrado preferencialmente nas porções visíveis das dobras e a grande dispersão verificada à ação dos dobramentos D_3 . A quantidade de medidas de L_1 não foi suficiente para qualquer observação.

Uma clivagem de crenulação S_2 é encontrada em posição plano-axial, associada a bandamento diferenciado marcante. O diagrama de S_2 esboça uma guirlanda com eixo de alto caimento, como a interseção dos planos S_2 e S_3 induziriam a esperar, embora a quantidade de medidas de L_3 tenha sido insuficiente para caracterizá-lo. Os traços axiais de D_2 mostram-se encurvados e virgados devido à superposição de dobras suaves a ondulações decamétricas D_3 , (com clivagem de fratura S_3 plano-axial), que são responsáveis pela variação observada para WSW e ENE nas atitudes dos eixos L_2 , registrada no diagrama estereográfico respectivo da FIGURA 39.

No afloramento JC-684, no bairro do Jaraguá, levantado em detalhe por CARNEIRO (1983), dobras reclinadas D_2 superpõem-se nos flancos de dobras D_1 , maiores. No local, pode-se constatar o perfil fechado e similar das dobras D_1 .

5.3.2.2. Estudo Estatístico de Domínios Homogêneos

Os elementos de trama escolhidos na definição dos domínios homogêneos analisados foram as superfícies plano-axiais e eixos de dobras D_2 , em função do seu comportamento geográfico relativamente homogêneo, caráter cilíndrico desta geração de dobras e sua importância na

estruturação geral da área. O procedimento incluiu a definição de 15 sub-domínios, cuja análise estatística do comportamento dos seus elementos de trama permitiu a escolha dos quatro domínios maiores aqui enfocados (FIGURA 40).

FIGURA 39 - Bloco-diagrama esquemático do afloramento GN-195 (Estrada Mairiporã-Franco da Rocha) onde leitos alternados de filitos e metassiltitos realçam dobras D_2 de traços axiais ondulados por D_3 . Diagramas estereográficos dos elementos de trama medidos ilustram o padrão geral (ver texto). A continuidade das camadas e sua projeção em planta foram inferidas (quando tracejada) em algumas porções do afloramento.

O domínio 1 (Mairiporã) apresenta, na FIGURA 41, diagramas dos polos de S_1 e S_2 , mostrando grande dispersão, embora fique patente seu paralelismo. Ambos esboçam guirlandas sugerindo dobras D_1 e D_2 simétricas, relativamente fechadas (D_2 um pouco mais abertas), de planos axiais inclinados e de direção predominantemente ENE-WSW. S_2 mostra uma guirlanda sugerindo dobras D_3 de planos axiais subverticais ENE-WSW. O eixo π para D_2 mostra mergulho baixo para ENE com ondulações para SW, coincidindo com um máximo de L_2 . Já para D_3 , o diagrama sugere um caráter subhorizontal para os eixos, não confirmado pela escassez e dispersão de dados de L_3 . O proximidade das direções de S_1 e S_2 está relacionada à ação paralelizante da Zona de Cisalhamento de Mairiporã.

Os escasso dados de S_3 são sugestivos de leve arqueamento, denotando a direção NNE-SSW para os seus planos axiais, enquanto S_4 apresenta direções NW-SE, com mergulhos altos para SW ou NE. A ação destas ondulações (D_4) parece responsável pela dispersão em torno de um eixo verticalizado dos polos de S_1 , S_2 e S_3 , bem como pelas ondulações de L_2 . Infelizmente, a ausência de medidas dos eixos (L_4) desta geração de dobras de escala macroscópica não permite certeza para esta suposição.

FIGURA 40 - Localização dos domínios estruturais referidos no texto. 1- Mairiporã. 2- Jaraguá-Perus. 3- Vargem Grande-Vila dos Remédios. 4- Caieiras-Francisco Morato.

O domínio 2 (Jaraguá-Perus) inclui dados das regiões das bordas S e N (sub-domínios J e K, respectivamente) do Maciço de Taipas, que exerce forte influência nas configurações mostradas nos diagramas da FIGURA 42. Os polos de S_0 mostram grande dispersão, embora sugiram uma

disfarçada guirlanda, indicativa de dobras abertas, de planos axiais WNW-ESE, de eixos π subhorizontais ou levemente inclinados para SE, como sugerem os parcos dados de L_1 .

Os dados de S_1 têm dispersão relacionada à existência de dobras assimétricas e inversas em ambas as bordas do maciço granitóide, cuja convergência de planos axiais (vergências para NNE na borda sul e para SSW, na borda norte) indicam intrusão em estrutura antiformal D_2 . O eixo π sugerido (de caimento para SE), encontra um máximo de concentração correspondente no diagrama de L_2 , embora a pouca quantidade de dados e a dispersão impliquem em reservas.

Os polos de S_2 (também muito dispersos) esboçam uma guirlanda sugestiva de dobras D_3 relativamente abertas de planos axiais muito inclinados NE-SW. O eixo π (mergulhando para SE) sugerido não se mostra contido no plano de S_3 que apresenta um máximo de concentração indicando uma direção principal NE-SW. Todas as superfícies planares analisadas mostram razoável dispersão em torno de um eixo subvertical, possivelmente relacionados aos dobramentos tardios, porém a ausência de dados de L_3 e L_4 não permite confirmar tal assertiva.

O domínio 3 (Vargem Grande-Vila dos Remédios) cujos diagramas estão contidos na FIGURA 43 apresenta dados de S_0 em quantidade insuficiente para qualquer análise, devido à predominância de litotipos metapelíticos. Os polos de S_1 esboçam uma disfarçada guirlanda sugerindo dobras D_2 relativamente abertas, assimétricas, com direção aproximada ENE-WSW para os planos axiais, inclinados para SE. Eixo π com caimento, predominantemente, para NE podem ser inferidos, possuindo correspondente máximo de concentração no diagrama de L_2 . As concentrações de S_2 sugerem dobras D_3 assimétricas com planos axiais próximos à direção E-W.

A grande dispersão de S_3 poderia ser atribuída tanto à superimposição sobre superfícies prévias de atitudes variáveis devido ao redobramento, como pela dificuldade de sua distinção das foliações S_4 . Nesse domínio, parecem coexistir clivagens de fratura com direções NE-SW e NW-SE, conjugadamente, ambas verticalizadas. O insuficiente número de dados de L_3 , se levado em consideração, mostraria total incoerência com o eixo π subhorizontal sugerido pelo diagrama de S_2 .

Finalmente, as concentrações de S_4 (identificadas, neste domínio, somente pela orientação) realçam a direção NW-SE, subvertical, porém dobras D_4 não foram encontradas. De qualquer maneira, estas deformações tardias, mesmo não individualizadas, poderiam ser responsáveis pela marcante dispersão em torno de eixos verticais das foliações S_1 e S_2 .

O domínio 4 (Caieiras-Francisco Morato) mostra na FIGURA 44 uma grande dispersão dos polos de S_0 , embora possa sugerir, grosseiramente, dobras assimétricas, de plano axial ENE-WSW, de alto mergulho. As escassas medidas de L_1 são muito dispersas, não permitindo confirmar o eixo π , moderadamente inclinado para SW, sugerido pelo diagrama de S_0 .

A foliação S_1 , embora enormemente dispersa, mostra dois máximos de concentração evidenciando dobramentos D_2 relativamente abertos, de tendências holomórficas, visíveis nos traços axiais representados no DESENHO 2. A direção predominante do plano axial é ENE-WSW, com eixo π sugerindo caimento mais comum para NE. Os dados de L_2 mostram dois máximos de concentração: ENE e WSW. A grande dispersão na parte central do diagrama de S_1 e de L_2 pode ser atribuída, conjuntamente, tanto à ação das dobras D_3 e D_4 (reclinadas a neutras), como às freqüentes medidas em áreas de terminações de dobras D_2 , de comportamentos comumente cônicos, com eixos de maior inclinação.

A foliação S_2 já mostra menor dispersão, sugerindo dobras de plano axial ENE-WSW, com eixo π sugerindo caimento para NE. S_3 mostra concentrações difusas, indicando ondulações a dobras suaves reclinadas D_4 , de planos axiais NE-SW, enquanto os máximos de concentração de S_4 indicam direção NW-SE, subvertical. A dispersão de S_2 e S_3 em torno de um eixo subvertical, pode ser, novamente, atribuída à ação de D_4 , apesar das dimensão hectométrica destas ondulações impedir medidas diretas de L_4 .

Diagramas estereográficos para o domínio Mairiporã

FIGURA 41

Diagramas estereográficos para o domínio Jaraquá-Perus

FIGURA 42

Diagramas estereográficos para o domínio Vargem Grande - Remédios

FIGURA 43

Diagramas esteográficos para o domínio Caiaras - Francisco Morato

FIGURA 44

5.3.3 Análise Microscópica

A observação de seções delgadas dos metamorfitos do Grupo São Roque teve, nesta escala de análise, o objetivo de caracterizar os elementos de trama mesoscópica e seus padrões de superposição ao nível microscópico, ressaltando a correspondência das relações entre ambas as escalas. Permitiu, ainda, estudar a correlação cronológica entre os eventos de deformação e a porfiroblastese de diversos minerais, relacionada aos eventos metamórficos.

A estratificação reliquiar (S_0) é, por vezes, identificada na forma de gradações no tamanho dos grãos de quartzo ou pela alternância de bandas submilimétricas quartzosas e micáceas. A xistosidade ou clivagem ardosiana (S_1), pôde, amiúde, ser vista em posição paralela ou oblíqua a S_0 (e.g. GN-268). As microdobras cerradas de S_1 , de ápices arredondados e com flancos bordejados por fraturas de espaçamento milimétrico, são as feições microscópicas principais da clivagem de crenulação S_2 . Comumente, S_2 associa-se a um bandamento diferenciado, onde leitos submilimétricos micáceos ocupam posição central no micróliton, com leitos quartzosos adjacentes ao fraturamento. Em algumas de lâminas de micaxistos (e.g. GN-139 e GN-23), observa-se uma segunda clivagem de crenulação (S_3) afetando S_2 , definindo microdobras abertas a suaves ondulações.

A análise cronológica entre o crescimento e/ou recristalização de porfiroblastos com as foliações identificadas, que a FIGURA 45 procura sintetizar, teve como critérios as relações da margem dos cristais com a matriz e entre S_i (superfícies internas definidas por inclusões) e S_e (superfície externa definida pelas foliações da rocha). Os tipos de relações encontradas são muito diversificados, devido ao fato dos eventos metamórficos possuírem duração no tempo maiores que os eventos deformacionais, geradores dos elementos de tramas (MATTAUER, 1976) e que precedem picos metamórficos.

Os padrões de porfiroblastese observados foram comparados com aqueles dos trabalhos clássicos de ZWART (1962), SPRY (1969) e VERNON (1977, 1978), embora com os cuidados necessários com as generalizações indiscriminadas, como sugeridos pela revisão de critérios contidas em trabalhos mais recentes (WILLIAMS, 1985; JOHNSON, 1990).

Porfiroblastos de sillimanita têm, geralmente, orientações dos eixos maiores paralelas, raramente oblíquas à S_1 , sendo comumente afetadas pela crenulação S_2 , sugerindo um caráter sin- a pós- S_1 e pré- S_2 .

Os cristais de granada possuem relações similares aos de sillimanita, porém em uma lâmina de micaxisto (GS-101), foi observado um cristal de granada, aparentemente truncando uma superfície de crenulação, podendo sua blastese ter se estendido ao período de formação, ou imediatamente posterior de S_2 , ou, mesmo, representar uma segunda geração sin- a pós- S_2 .

Porfiroblastos de estaurolita são geralmente afetados e paralelizados à S_2 . Na lâmina GN-139 ocelos deste mineral têm elongação maiores e superfícies S_i oblíquas à S_2 , sendo porém controlados pelos níveis quartzosos do bandamento diferenciado. Já na lâmina GN-23, S_2 deflete em torno de cristais de estaurolita, que possui S_i oblíquo à S_e . CARNEIRO (1983) descreve estaurolitas envolvendo cristais de granada, demonstrando a maior duração da porfiroblastese das primeiras. As feições acima permitem supor uma natureza sin- a pós- S_1 e pré- a sin- S_2 para ambos os minerais.

Opacos são comumente envolvidos por biotitas, ambos alongando-se segundo S_1 e afetados por S_2 . Por vezes, possuem disposição oblíqua à S_1 , (lâmina GN-20), sendo possível que parte dos cristais tenha origem detrítica pré- S_1 e parte tenha cristalizado durante o período sin- a pós-formação de S_1 . Uma geração tardia de opacos é mostrada meso- e microscopicamente em metassedimentos dos pontos GN-755 e GN-705, onde piritas e magnetitas, respectivamente, dispersam-se caoticamente, aparentemente controladas pela clivagem de fratura S_3 e, possível-

mente, relacionadas a hidrotermalismo. Uma geração tardia de biotitas é sugerida por CARNEIRO (*op.cit.*), quando descreve recuperação destas micas em charneiras de microdobras D_3 .

Os cristais prismáticos de turmalina observados no presente trabalho cortam discordantemente todas as foliações observadas (lâminas GS-101, JC-02A, JC-681, embora CARNEIRO (*op.cit.*) reporte-se ao seu paralelismo com a foliação S_3 . O mesmo ocorre com os porfiroblastos subcentimétricos de muscovita encontrados em hornfels metapelíticos ou em metarenitos próximos às bordas dos Maciço da Cantareira (ponto GN-200), dispersos sem relação aparente com qualquer foliação.

A origem a partir de metassomatismo por soluções enriquecidas em boro e potássio é admitida para a turmalina e muscovita, em contraposição à ação de metamorfismo de contato, pelo fato de recrystalização e crescimento tão acentuados não ocorrerem em muscovitas que definem a xistosidade destas rochas.

Nas rochas anfíbolíticas de borda dos Maciços Turmaliníferos de Perus, foi observado o crescimento estático de diopsídio, atribuído por CARNEIRO (*op.cit.*) ao metamorfismo de contato (possivelmente pós- S_3). Cristais de diopsídio ocorrem em anfíbolitos de tetos pendentes do Maciço da Cantareira (GN-225, GN-227), podendo possuir as mesmas origens, pois não foram observadas quaisquer relações com foliações.

FIGURA 45 - RELAÇÕES ENTRE CRESCIMENTO DE PORFIRO-BLASTOS E AS FOLIAÇÕES METAMÓRFICAS

5.4. FASES DE DOBRAMENTOS

5.4.1. Grupo São Roque

A correlação estrutural entre as gerações de dobras identificadas no Grupo São Roque foi

efetuada segundo critérios propostos por PRICE & COSGROVE (1990) e PARK (1983), através de comparação e determinação das relações temporais, com estabelecimento de sucessões locais. Desta maneira foi possível identificar quatro fases de dobramentos superpostas, cujas características estão sumarizadas no QUADRO VII. Este número deve ser entendido como mínimo, pois é freqüente em áreas polideformadas de baixo grau o mascaramento de fases de deformação por homoaxialidade, superposição de deformações pouco intensas (que podem não deixar registros), bem como obliteração de fases anteriores por superposição de fases mais intensas (MATTAUER, 1976; SÁ & HACHSPACKER, 1982, 1983).

A Fase de Dobramentos F_1 possui grande dispersão dos seus elementos de trama e não configura grandes estruturas preservadas, sendo definida por dobras mesoscópicas similares (tipo 1C de RAMSAY, 1967) de S_0 , com uma xistosidade S_1 plano-axial, expondo-se em raras zonas apicais de D_1 .

O comportamento de F_1 é variável em função do nível estrutural e estratigráfico afetado. Em níveis inferiores formou dobras isoclinais a intrafoliais, de forte inclinação do plano axial, com freqüente caráter recumbente a reclinado, associadas a restrito aloctonismo e inversões de camadas. Já nos níveis superiores, predominam dobras inversas e assimétricas. Tal comportamento parece sugerir mecanismos de cisalhamento dúctil não-coaxial de baixo ângulo nos níveis inferiores, com gradação para ângulos maiores em níveis superiores, ou mesmo, deformação progressiva, com levantamento simultâneo do nível estrutural e atenuação da deformação nos níveis mais rasos (HOPGOOD, 1980).

Alguns autores (CAMPOS NETO & BASEI, 1983a; BERGMANN, 1988) referem-se a uma provável fase mais antiga, quando descrevem a xistosidade aqui chamada de S_1 , afetando uma outra xistosidade preexistente. Na área da Folha Guarulhos tal fato não foi observado. Porém, o reduzido número de observações da superposição S_1 X S_0 , associada à dificuldade de explicação por redobramentos superpostos para raras dobras D_1 de planos axiais verticais, faz com que não se descarte a possibilidade acima levantada, podendo esta fase mais antiga estar obliterada, na área em questão, por deformação posterior mais intensa ou, mesmo, homoaxialidade.

A Fase de Dobramentos F_2 é a responsável principal pela estruturação regional da área, configurando as estruturas maiores representadas no DESENHO 2. São definidas por dobras do grupo D_2 , afetando S_1 , tendo uma clivagem de crenulação ou bandamento diferenciado S_2 em posição plano axial. As dimensões são centimétricas a quilométricas, o perfil é variável, de fechado a aberto, simétrico a assimétrico, predominantemente do tipo 1C (com tipos 1A, 1B e 2, subordinados) de RAMSAY (1967). Dobras cerradas são encontradas na região de bordas dos maciços granitóides e adjacências das principais zonas de cisalhamento.

A forte incidência de planos axiais verticalizados a muito inclinados e eixos subhorizontais nas dobras D_2 , bem como de paralelismo comum entre as direções de S_2 e S_1 , sugerem um caráter originalmente recumbente a pouco inclinado para as dobras D_1 , com D_2 superimpondo-se homoaxialmente. Tais direções são mais comuns em níveis estratigráficos inferiores, enquanto dobras inversas e até reclinadas ocorrem com mais freqüência nas porções superiores.

As direções principais associadas a F_2 , podem ser observadas no DESENHO 2, com os traços axiais das macroestruturas D_2 e foliações S_2 , assumindo uma estruturação ENE-WSW. Os eixos alternam seu caimento ora para NE, ora para SW, por efeito das deformações posteriores. Embora não sendo possível a caracterização da vergência geral de F_2 , há uma sugestiva inclinação dos planos axiais das estruturas maiores em direção aos maciços granitóides mapeados, instalados em prováveis estruturas antiformais (HASUI et al., 1980).

A Fase de Dobramentos F_3 expressa-se regionalmente nas ondulações dos eixos, foliações e traços axiais de F_2 (DESENHO 2), causadas pelas dobras abertas a suaves, reclinadas a neutras e

de perfil isópaco do grupo D_3 . A foliação plano axial (S_3), nem sempre observada, é uma clivagem de fratura, mais raramente, uma clivagem de crenulação.

A incidência da fase F_3 é mais intensa na porção norte da área, sendo suas direções principais de tendência NNE-SSW, com eixos, mais freqüentemente, mergulhando para SW. A variação restrita de atitudes de S_3 parece associar-se tanto a uma refração de clivagem, como à ação de deformações tardias. Interessante lembrar que, ao nível de faixa dobrada esta clivagem de fratura S_3 sofre uma forte virgiação, com direções próximas a E-W descritas na região do Sinclínio de Pirapora (BISTRICHI, 1982; ALMEIDA *et al.*, 1984), a ENE-WSW na região entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais (CARNEIRO, 1983), aproximando-se de N-S nas folhas Piracaia e Igaratá (CAMPOS NETO *et al.*, 1983).

A Fase de Dobramentos F_4 não possui penetratividade ao nível regional, sendo definidas por suaves ondulações hectométricas das estruturas preexistente. São dobras do grupo D_4 , reclinadas a neutras, comumente sem foliação plano-axial visível, com traços axiais NW-SE e eixos mergulhando para NW. Sua estreita associação geográfica com os maciços granitóides sugere uma vinculação genética àqueles corpos, indutores de deformações tardias. Por outro lado, a presença de *kink-bands* centimétricos conjugados, com eixos de direções similares às de F_3 e F_4 , deixam em aberto a possibilidade destas estruturas repetirem-se ao nível macroscópico, vinculadas ao mesmo evento deformacional. Mega-*kink-bands* quilométricos relacionados a deformações tardias, em cinturão dobrado de baixo grau metamórfico, foram descritos por POWELL *et al.* (1985), no sul da Austrália (Lachlan Fold Belt).

FASES CARACTERÍSTICAS DAS DOBRAS	F_1	F_2	F_3	F_4
TIPO	Cerradas a isoclinais. Intra-foliais. Tipo 1C. Assimétricas a inversas.	Fechadas a abertas. Inversas a assimétricas. Tipo 1C (1A, 1B e 2).	Ondulações a dobras suaves. Isópacas.	Ondulações.
DIMENSÕES	cm a m.	cm a km.	dm a km.	Hectométricas a decamétricas.
CLASSIFICAÇÃO	Variável. Predominância de dobras neutras (recumbentes, reclinadas).	Normais c/ calimento, inclinadas. Raras dobras neutras.	Neutras (verticais a reclinadas).	Reclinadas a neutras. Associadas a <i>kink-bands</i> .
SUPERFÍCIE DOBRADA	Estratificação retilinear (S_0).	S_0, S_1 .	S_0, S_1, S_2 .	S_0, S_2, S_3 .
SUPERFÍCIE PLANO-AXIAL	Xistosidade ou clivagem ardosiária (S_1).	Clivagem de crenulação (S_2).	Clivagem de fratura ou de crenulação (S_3).	Raras clivagens de fraturas ou juntas.
EIXOS	Dobrados. Forte calimento.	Pouco inclinados. Calimento oscilando para ENE e WSW.	Verticais a muito inclinados para SW.	Forte calimento para NW.
MACROESTRUTURAS	Não detectadas.	Diversas. Hectométricas a quilométricas.	Ondulações e vergações das estruturas de F_2 .	Vergação de estruturas F_2 .
ORIENTAÇÃO GERAL	Variável.	ENE/WSW (traços axiais).	NNE-SSW (traços axiais).	NW-SE.
VERGÊNCIA GERAL	Indefinida.	Em direção aos corpos granitóides.	Indefinida.	Indefinida.
PADRÕES DE INTERFERÊNCIA		$D_1 \times D_2$ = Tipo 3 (laços).	$D_2 \times D_3$ = Tipos 3 (laços), 2 (cogumelos) e 1 (domos e bacias).	$D_3 \times D_4$ - Não observados.
OBS.	$S_0 // S_1$.	- Homoaxial à F_1 . - $S_1 // S_2$ próximo às zonas de cisalhamento		Fase não penetrativa regionalmente. Refração de clivagens S_4 .

QUADRO VII - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS FASES DE DOBRAMENTOS DO GRUPO SÃO ROQUE NA ÁREA.

5.4.2. Embasamento Pré-São Roque

Os poucos padrões de interferência observados nas rochas de alto grau do Embasamento

Pré-São Roque, ao norte da área, não permitem a caracterização das fases superpostas de dobramentos. Porém, os distintos grupos de dobras identificados, descritos no item 5.2.3.1., possuem características muito próximas às quatro gerações reconhecidas por MORALES *et al.* (1985), na Folha Atibaia (ao norte) e por BATISTA *et al.* (1986) na Folha Jundiá (a NW), representativas de quatro distintas fases de dobramentos.

Por outro lado, as características em termos de estilo (forma, classificação e natureza das dobras e seus elementos de trama) e de orientação (foliações, eixos, traços e superfícies axiais) dos grupos de dobras D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} permitem correlacioná-los às fases F_1 , F_2 e F_3 , atuantes no Grupo São Roque. Uma fase mais antiga (F_n) é inferida a partir dos eixos e plano-axiais verticalizados das dobras D_{n+1} .

Importante ressaltar que, caso comprovada a vinculação genética das dobras em bainha, encontradas em gnaisses da Rodovia Fernão Dias, à geração D_{n+1} , teríamos uma forte evidência de processos de cisalhamento dúctil não-coaxial de baixo ângulo associados à fase de dobramentos F_1 .

CAPÍTULO 6 - METAMORFISMO

6.1. GENERALIDADES

A superposição de eventos dispostos em pulsos ou fases sucessivas e condicionando distintas paragêneses de equilíbrio configura um quadro polifásico e plurifacial para o metamorfismo da área estudada. Variando da fácies xisto verde a anfibolito (grau médio a forte no embasamento e fraco a médio nas supracrustais, segundo conceituação de WINKLER, 1977), o metamorfismo mostra, grosseiramente, polaridade de NNW para SSE.

É comum a disposição marginal às rochas granitóides de litotipos portadores de assembléias minerais significativas de maior grau metamórfico, alçados que foram com o processo intrusivo. A forte lenticularização de unidades litológicas e a intensidade dos fenômenos de cisalhamento, paralelizando e justapondo blocos de diferentes níveis estruturais, associadas à relativa escassez de minerais-índices, dificultam sobremaneira o traçado de isógrads.

Eventos de metamorfismo de contato são relacionados às intrusões dos maciços sin- a tardi-tectônicos (Cantareira, Mairiporã e Taipas) e pós-tectônicos (turmaliníferos de Perus). Nos primeiros, o baixo contraste termal entre intrusão e encaixante, em níveis estruturais inferiores, resultou na formação de reduzida auréola de metamorfismo em zonas de borda e em tetos pendentes. Em Perus, a restrita auréola termal deve-se às reduzidas dimensões da intrusão e ao médio grau metamórfico das encaixantes.

O metamorfismo dinâmico, provocado pela recorrência dos diversos episódios de cisalhamento atuantes na área, tem maior expressão em rochas quartzo-feldspáticas de níveis inferiores, sendo permeado por fenômenos de recristalização e neoformação de minerais, além de anatexia local geradora de mobilizados quartzo-feldspáticos de restritas dimensões. Em níveis superiores, observa-se a ocorrência de processos diaforéticos em áreas adjacentes às principais falhas, com percolação de soluções hidrotermais e alteração secundária de minerais.

Procurar-se-á, a seguir, descrever as principais assembléias minerais encontradas e seu significado metamórfico, objetivando-se, posteriormente, traçar um quadro evolutivo dos diversos eventos metamórficos ocorrentes na área, correlacionando-os às fases de deformação.

6.2. ASSEMBLÉIAS MINERAIS E FÁCIES METAMÓRFICAS

6.2.1. Embasamento Pré-São Roque

As associações minerais das rochas do Embasamento Pré-São Roque são indicativas de um regime metamórfico em fácies anfibolito, correspondendo aos graus médio e forte de WINKLER (1977).

Paragêneses significativas de grau médio podem ser encontradas em rochas xistosas da unidade Ex ou núcleos paleossomáticos xistosos, gnáissicos e anfibolíticos de migmatitos das unidades EMtx e EDtx, sendo exemplificadas, respectivamente, pelas associações:

(a) quartzo + muscovita + biotita ± sillimanita
(b) hornblenda + plagioclásio + quartzo ± biotita

Ainda do grau médio, quase no limite com o grau forte podem ser consideradas as seguintes paragêneses, respectivamente, em rochas gnáissicas e quartzíticas das unidades EGNb e EGNq:

- (c) quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita
 (d) quartzo + plagioclásio + biotita ± andaluzita

O limiar do grau forte é marcado segundo WINKLER (*op.cit.*) com o aparecimento da associação mineral K-feldspato + Al_2SiO_5 , possivelmente como produto da desintegração da muscovita ($\text{MUSCOVITA} + \text{QUARTZO} = \text{K-FELDSPATO} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$), definindo, em gnaisses bandados e anfibolíticos, as seguintes paragéneses:

- (e) quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita + sillimanita ± cordierita
 (f) hornblenda + quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita.

O metamorfismo em fácies anfibolito incidente no Embasamento Pré-São Roque culmina com migmatização generalizada, melhor representada na área da Folha Atibaia, ao norte da área aqui enfocada (OLIVEIRA *et al.*, 1985). A presença de estruturas migmatíticas homófanos a estromatíticas sugerem a fusão parcial e diferenciação metamórfica como processos predominantes, caracterizando um sistema relativamente fechado para as transformações ocorridas (ASHWORTH, 1985). Segundo WINKLER (*op.cit.*), a anatexia de gnaisses define o começo do metamorfismo de grau forte quando a pressão d'água for maior que 3,5 kb. Uma segunda fase de migmatização é observada pela presença de neossomas pegmatóides intrudidos na forma de vênulas e bolsões, caracterizando possível injeção magmática em sistema relativamente aberto, acompanhado de provável metassomatismo potássico evidenciado pela restrita formação de estruturas oftalmíticas.

Eventos retrometamórficos tardios são indicados pela extensiva sericitização de aluminossilicatos e formação de diversos minerais secundários (epídoto, clorita, muscovita e carbonatos, principalmente).

6.2.2. Grupo São Roque

As associações paragenéticas reconhecidas no Grupo São Roque são indicativas de metamorfismo regional em fácies xisto verde a almandina-anfibolito (COUTINHO, 1972) ou aos graus fraco a médio de WINKLER (*op.cit.*), envolvendo moderadas condições de pressão.

6.2.2.1. Rochas metapelíticas e metapsamíticas

Nas unidades dos metapelitos (SiFv, SiX, SiXp e SiXm), dos quartzitos (SiQ) e dos metarritmitos superiores (SsMr, SsMt), as principais associações minerais encontradas são as seguintes:

- (a) sericita + quartzo ± clorita ± grafita
 (b) quartzo + muscovita + biotita
 (c) quartzo + muscovita + biotita + granada (almandina)
 (d) quartzo + muscovita + biotita + estaurolita
 (e) quartzo + biotita + sillimanita ± muscovita
 (f) quartzo + biotita + sillimanita + plagioclásio
 (g) quartzo + biotita + sillimanita ± granada

As associações (a) e (b) são típicas da fácies xisto-verde ou grau baixo, representando, respectivamente, as zonas da clorita (onde se encaixa a paragéneses sericita + quartzo, comum nos metarritmitos da Unidade Superior do Grupo São Roque) e da biotita. A associação (c) representa

um incremento de temperatura, com o aparecimento da granada almandina.

THOMPSON & NORTON (1968, *apud* WINKLER, 1977) sugerem uma origem para a granada a partir da reação $\text{CLORITA} + \text{MUSCOVITA} + \text{QUARTZO} = \text{ALMANDINA} + \text{BIOTITA} + \text{H}_2\text{O}$, em condições acima de 4 kb de pressão de fluidos e 500°C de temperatura, nos limites entre os graus fraco e médio.

A associação expressa em (d), marcando o aparecimento da estauroлита, define o início do grau médio, sendo a blastese da estauroлита explicada por HOSCHEK (1969) pela reação $\text{CLORITA} + \text{MUSCOVITA} = \text{ESTAUROLITA} + \text{BIOTITA} + \text{QUARTZO} + \text{H}_2\text{O}$, a 4 kb de pressão e 540°C ou 7 kb e 565°C.

A zona da sillimanita é caracterizada pelas associações (e), (f) e (g), com o surgimento daquele mineral-índice podendo ser explicado através da reação $\text{ESTAUROLITA} + \text{MUSCOVITA} + \text{QUARTZO} = \text{SILLIMANITA} + \text{ALMANDINA} + \text{BIOTITA} + \text{H}_2\text{O}$.

O metamorfismo de contato nos metapelitos manifesta-se pelo endurecimento e compactação da rocha, perda de anisotropia (mascaramento de foliações) e aumento de granulação pela recristalização dos filossilicatos, transformando filitos em xistos finos e, estes, em xistos grosseiros. A formação de muscovitas porfiroblásticas parece associada a evento metassomático tardio, descartando-se a ação termal, pois muscovitas da foliação permaneceram incólumes. Tais soluções seriam enriquecidas em potássio e boro (este responsável pela extensiva turmalinização tardia das encaixantes).

6.2.2.2. Rochas anfíbolíticas

Nas rochas anfíbolíticas das unidades SiA e SiAb o grau fraco de metamorfismo é representado pela assembléia

(a) actinolita + plagioclásio (albita) + epidoto

reconhecida em epidoto-anfíbolitos de tetos pendentes (GS-586, GN-225). O grau médio, correspondendo ao fácies almandina-anfíbolito de TURNER & VERHOOGEN (1960), é definido pelo aparecimento de oligoclásio e representado na área pelas seguintes paragêneses:

(b) Hornblenda (actinolita) + oligoclásio $\pm$ quartzo $\pm$ epidoto (GS-586, GS-591, GN-1169)

(c) Hornblenda (actinolita) + oligoclásio $\pm$ quartzo $\pm$ biotita $\pm$ microclínio (GS-501A, GN-622A1)

(d) Hornblenda (actinolita) + andesina + diopsídio + quartzo $\pm$ biotita $\pm$ microclínio (GN-225, GN-227)

Um incremento na temperatura de metamorfismo pode ser depreendido a partir do aumento do teor de anortita dos plagioclásios (WENK & KELLER, 1969 *apud* WINKLER, 1977) no sentido de (b) para (d). Com efeito, a presença de diopsídio reflete ação de metamorfismo termal sobre tetos pendentes anfíbolíticos. A ocorrência simultânea de feições como zoneamento de plagioclásios (núcleos mais cálcicos), texturas mais grossas e estruturas mais maciças, presença de hornblenda castanhas nas bordas dos granitóides em Vila Clarisse, bem como o relativo enriquecimento em SiO_2 é sugestiva de metamorfismo de contato.

A presença de microclínio e biotita reflete a ação de metassomatismo tardio a partir de soluções potássicas hidrotermais que agiram sobre os granitóides. Outras transformações aloquímicas são reconhecidas pela muscovitização/sericitização e epidotização secundárias.

6.2.2.3 Rochas metacarbonáticas

Nas unidades metacarbonáticas (SiCs, SiQcs e SiMm), as assembléias indicativas de grau fraco de metamorfismo (zona da clorita) ocorrem nos mármore calcíticos:

a) calcita + clorita + tremolita + quartzo (GS-133)

A assembléia (a) seria originada pela reação $\text{DOLOMITA} + \text{QUARTZO} + \text{H}_2\text{O} = \text{TREMOLITA} + \text{CALCITA} + \text{CO}_2$ que parece ocorrer a 580°C e 5 kb (METZ & PUHAN, 1970 *apud* WINKLER, 1977).

Na zona da biotita, ainda no grau fraco, próximo aos limites do grau médio, reconhecem-se as seguintes assembléias:

(b) calcita + tremolita + muscovita $\pm$ flogopita (JC-77b)

(c) Actinolita (tremolita) + plagioclásio (albita) + quartzo $\pm$ calcita $\pm$ epidoto (em calciossilicáticas)

O equilíbrio da associação (c) é alcançado entre 350 e 475°C, a uma pressão de 4 a 5 kb (LIOU *et al.*, 1981).

O aparecimento do diopsídio é possivelmente explicado pela reação $\text{TREMOLITA} + \text{CALCITA} + \text{QUARTZO} = \text{DIOPSÍDIO} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, cujo equilíbrio se dá a 4 kb e 600°C (METZ, 1970, *apud* WINKLER, 1977) que, associado ao aumento da basicidade dos plagioclásios, marca a passagem para o grau médio de metamorfismo, onde são indicativas as seguintes assembléias de minerais:

d) actinolita + plagioclásio (labradorita) + diopsídio + quartzo + flogopita $\pm$ epidoto $\pm$ microclínio

e) quartzo + hornblenda + plagioclásio (labradorita) + sillimanita + granada $\pm$ microclínio (em quartzitos calciossilicáticos)

Na assembléia (e) a presença conjunta de K-feldspato, sillimanita e granada é sugestiva da passagem para o grau forte, embora não possa ser descartada uma pretérita natureza detrítica para o K-feldspato.

O metamorfismo de contato nestes litotipos é de difícil caracterização dado o grau metamórfico preexistente. Algumas evidências surgem pela constatação da presença de minerais típicos. Nas imediações de Perus, observa-se o crescimento estático de diopsídio em rochas calciossilicáticas. Para a formação de clinopiroxênios durante metamorfismo, SPEAR (1981 *apud* LIOU *et al.*, 1981) sugere uma temperatura de 670 a 710°C a uma pressão máxima de 5 kb.

6.3 METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO

Os eventos metamórficos atuantes na faixa São Roque (embasamento e supracrustais), na área mapeada, podem ser correlacionados às fases de deformação reconhecidas, como se tenta ilustrar, resumidamente, no QUADRO VIII. Dentre os critérios utilizados para esta correlação, as feições de ordem microestrutural assumem um papel fundamental.

No Embasamento Pré-São Roque, os escassos dados estruturais conduzem à interpretação da existência de uma fase genérica de deformação pré-F₁, pois eixos verticalizados inferem um provável evento de dobramentos anterior, não observado na área. A fase pré-F₁ associa-se a metamorfismo regional em fácies anfibolito (grau médio a forte) com processos de diferenciação metamórfica originando um bandamento gnáissico e migmatização (um ou mais eventos) generalizada, incluindo anatexia localizada. Relaciona-se a este processo a blastese de aluminossilicatos (andaluzita, sillimanita e cordierita) em associação com K-feldspato.

EVENTOS DE DEFORMAÇÃO	EVENTOS METAMÓRFICOS
<p>Pré-F₁</p> <ul style="list-style-type: none"> - Dobras D_n - mesoscópicas fechadas a intrafoliais. Reclinadas a neutras. - Foliações miloníticas ou xistosidade de transposição plano-axial. 	<ul style="list-style-type: none"> - Formação de alumino-silicatos (andaluzita, sillimanita, cordierita) em associação com K-feldspato. - Diferenciação metamórfica originando bandamento gnáissico. - Migmatização de sistema fechado e anatexia localizada.
<p>F₁</p> <ul style="list-style-type: none"> - Dobras D₁ - Mesoscópicas fechadas a intrafoliais inversas a recumbentes. - Xistosidade ou clivagem ardosiana (S₁) plano-axial. - Falhas inversas e cavalgamentos localizados. 	<ul style="list-style-type: none"> - Recristalização de quartzo e micas em metapelitos. - Crescimento de porfiroblastos de granada, sillimanita, opacos e estauroilitas. - Migmatização localizada de sistema aberto em níveis inferiores.
<p>F₂</p> <ul style="list-style-type: none"> - Dobras D₂ - Centimétricas a quilométricas. Fechadas a abertas. Flancos invertidos frequentes. Homoxiais a D₁ ou produtos finais de deformação progressiva. - Clivagem de crenulação (S₂) plano-axial. - Intrusões sintectônicas de granitóides. 	<ul style="list-style-type: none"> - Continuidade do crescimento de porfiroblastos de estauroilita e opacos. - Metamorfismo de contato restrito com recristalização de filosilicatos em metapelitos. - Bandamento diferenciado por dissolução por pressão e redistribuição de quartzo. - Formação de agregados de biotita ao redor de opacos.
<p>F₃</p> <ul style="list-style-type: none"> - Dobras D₃ - Suaves a abertas ou leves ondulações decimétricas a hectométricas. - Clivagem de crenulação ou de fratura (S₃) plano-axial, nem sempre presente. - Intrusões tardi-tectônicas. 	<ul style="list-style-type: none"> - Recuperação de micas em zonas de charneira de D₃. - Formação de K-feldspatos nas rochas granitóides e feldspatização de bordas. - Blastese de porfiroblastos de turmalina e muscovita por aporte de B e K metassomático. - Sericitização generalizada de alumino-silicatos.
<p>F₄</p> <ul style="list-style-type: none"> - Deformações tardias. - Ondulações hectométricas. - Clivagem de fratura (S₄), juntas e fraturas não penetrativas e raramente plano-axiais. - Crenulações locais e "kink-bands". - Intrusões pós-tectônicas. - Transcorrências generalizadas. 	<ul style="list-style-type: none"> - Metamorfismo de contato com crescimento estático de diopsídio junto aos turmalina-granitos de Perus. - Metamorfismo dinâmico. Cataclase e diaforesse em zonas de falhas. - Percolação de soluções hidrotermais-pneumatóliticas. Alteração hidrotermal e formação de minerais secundários.

QUADRO VIII - ASSOCIAÇÃO ENTRE OS PRINCIPAIS EVENTOS DEFORMACIONAIS E METAMÓRFICOS DESCRITOS NA ÁREA

Concomitantemente com os dobramentos da fase F₁, o evento metamórfico de recristalização de quartzo e micas origina a foliação S₁ (xistosidade e clivagem ardosiana), remobilizando quartzo em veios hidrotermais e formando uma primeira geração de opacos (principalmente sulfetos), marcando uma primeira fase de metamorfismo regional. O pico deste evento metamórfico é pós-F₁, com associações de fácies anfíbolito (grau médio) definidas pela blastese de opacos, granadas, estauroilitas e sillimanitas.

Condições mais drásticas de metamorfismo ocorrem em níveis estruturais mais profundos, com migmatização local em regime de sistema aberto (predominam os processos de injeção magmática e metassomatismo). Esta migmatização afeta o embasamento e as porções basais das supracrustais.

Durante a fase F₂ de deformação há a formação de uma clivagem de crenulação (S₂), estreitamente ligada a bandamento diferenciado oriundo de mecanismos de dissolução por pressão e redistribuição local de quartzo.

Relações microestruturais entre foliações e porfiroblastos mostram o desenvolvimento de

estauroilitas e opacos desde o período pós- F_1 até o início de F_2 , além de granadas sin- a pós- F_2 . Agregados de biotita fina encontram-se relacionados aos opacos, como observado por CARNEIRO *et al.* (1984c).

O restrito metamorfismo de contato associado às intrusões dos granitóides da Cantareira e Mairiporã não parece condicionar paragêneses específicas, limitando-se ao cozimento, perda de anisotropias e recristalização de filossilicatos nas auréolas termais.

O período pós- F_2 até sin- F_3 parece corresponder ao intervalo principal do evento de feldspatização das encaixantes nas bordas N e NE do Maciço da Cantareira, concomitante à extensiva blastese dos megacristais de microclínio nas rochas granitóides.

A fase F_3 , marcada pela formação de uma clivagem de crenulação (ou de fratura) S_3 , é associada à recuperação de micas em charneiras de dobras D_3 . Relaciona-se, ainda, à fase F_3 a porfiroblastese de turmalinas e muscovitas em metapelitos, possivelmente devida ao metassomatismo causado por soluções enriquecidas em B e K, bem como a extensiva sericitização retrometamórfica que afeta todas as unidades da área enfocada.

As deformações tardias, por vezes marcadas por uma clivagem de fratura (S_4) são contemporâneas ao restrito metamorfismo de contato associados às intrusões pós-tectônicas e responsável pelo crescimento estático de diopsídio em rochas calciossilicáticas. Seguem-se falhamentos de caráter rúptil e fraturamento generalizado, por onde afluem soluções residuais tardias portadoras de sulfetos e responsável por alterações de baixa temperatura.

CAPÍTULO 7 - MAGMATISMO GRANITÓIDE: ASPECTOS GENÉTICOS E TECTÔNICOS

7.1. GENERALIDADES

A integração dos diversos aspectos das rochas granitóides pode fornecer subsídios para o entendimento de natureza original do magma e evolução petrogenética. Tal entendimento tem sido fundamental para a definição da ambiência tectônica pretérita e da história de evolução crustal dos terrenos analisados, tendo servido de escopo para diversas propostas de classificação e sistematização genéticas e tectônicas (CHAPPEL & WHITE, 1974; ISHIHARA, 1977, 1981; WANG *et al.*, 1980; DIDIER *et al.*, 1982; PITCHER, 1983; PEARCE *et al.*, 1984; WU LIREN, 1985; CHAOQUN, 1985, dentre outras).

Além dos tradicionais critérios morfológicos, estruturais, texturais e composicionais, parâmetros como a natureza dos enclaves, padrão geoquímico (elementos maiores, traços e terras-raras), relações isotópicas e presença de determinados minerais e/ou associações, têm sido cada vez mais utilizados na literatura especializada nas inferências de ordem genética, tectônica e evolutiva das rochas granitóides.

A análise de algumas dessas feições presentes nos maciços granitóides da área estudada neste trabalho, sumarizadas no QUADRO IX, permite tecer algumas considerações e especulações de cunho genético (processo de geração e material-fonte), evolutivo (processos petrogenéticos envolvidos) e tectônico (mobilidade relativa dos corpos, mecanismos de ascensão, nível crustal e ambiente de alojamento).

7.2. ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE (γog)

7.2.1. Aspectos Genéticos

A associação estreita com rochas migmatíticas e presença de restitos não digeridos de rochas gnáissicas, calciossilicáticas e anfibolíticas, o quimismo peraluminoso e a presença de granada são indicativas da provável origem a partir de fusão parcial de material eminentemente crustal das rochas dessa unidade. Tal assertiva é reforçada pelo posicionamento das amostras analisadas no campo dos mobilizados crustais de LAMEYRE & BOWDEN (1982), com superposição nos campos das séries de alto e médio-K (FIGURA 26), bem como pela elevada razão A/KNC (TABELA III).

Merece menção a grande similaridade textural e composicional dos ortognaisses com aqueles encontrados como seixos nos metaconglomerados da região do Jaraguá, vizinha à área mapeada, cuja elevada razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (0,737) indica uma fonte crustal (TASSINARI, 1988), com curva de evolução isotópica de Sr apontando para uma idade mínima de 2,4 Ga.

Este padrão de feições é similar ao encontrado nos granitóides do tipo-S de CHAPPEL & WHITE, 1974, tipo CR (refusão de fonte crustal) de CHAOQUN (1985) ou tipo de Transformação de KEQIN *et al.* (1982, *apud* WU LIREN, 1985).

7.2.2. Tectônica de Alojamento

O caráter de embasamento para os ortognaisses é ressaltado pelas discordâncias estruturais e relações de contato com os metassedimentos do Grupo São Roque, abordadas em itens anteriores, com movimentações posteriores por falhas sendo, freqüentemente, responsáveis por sua exposição em níveis superiores.

Pode-se supor para estes granitóides uma natureza autóctone original e um posicionamento em arco magmático antigo, provavelmente associado a evento colisional síncrono à formação de rochas e acreção continental incidente no Domínio Piracaia-Jundiá (TASSINARI, *op.cit.*), ao norte da área estudada neste trabalho.

7.3. SUÍTE GRANITÓIDE PRÉ-TECTÔNICA (γ_1)

7.3.1. Aspectos Genéticos

As características gerais dos maciços pré-tectônicos da área apontam para fontes eminentemente crustais para o magma original. A composição pouco expandida, compreendida no *trend* de médio a alto-K de LAMEYRE & BOWDEN (1982) da FIGURA 26, a presença de raros restitos metapelíticos e de muscovita primária em diversos maciços são feições marcantes de contribuição crustal. O quimismo peraluminoso, com altas razões A/KNC e K_2O/Na_2O e o padrão geral dos teores em óxidos maiores e elementos-traços são indicativos das fontes crustais aventadas.

A ocorrência de um enclave máfico (hornblenda-quartzodiorito) no Maciço de Barroca Funda e a conspicua presença de apatita e alanita dentre os acessórios principais podem representar indícios de provável e reduzida contribuição mantélica.

As considerações anteriores permitem assinalar a relativa similaridade entre os maciços pré-tectônicos desta unidade, com os granitóides do tipo-S de CHAPPELL & WHITE (1974) e com o Tipo Transformação de KEQIN *et al.* (1982, *apud* WU LIREN, 1985), típicos de ambientes relacionados a colisões continentais.

7.3.2. Evolução Magmática

Apesar do reduzido número de análises químicas dos granitóides pré-tectônicos, os teores significativamente distintos de vários elementos traços e de alguns óxidos maiores, em relação aos corpos das demais suítes, conforme discutido no Capítulo 4, podem significar reflexos de evolução magmática peculiar. Ressalte-se o fato dos dados químicos de algumas amostras destas suítes plotarem relativamente fora do *trend* geral dos diagramas de HARKER (1909) da FIGURA 28, particularmente para os óxidos de Mg, Ti, Ca e P.

A incidência de fenômenos metassomáticos na evolução magmática dos corpos pré-tectônicos, induzidos por fluidos enriquecidos em B e K, é sugerida pela presença de turmalina pós-cinematográfica e por uma geração tardia de megacristais subédricos de microclínio.

7.3.3. Tectônica de Alojamento

Contatos tectônicos a concordantes indicam o caráter parautóctone destes corpos, com a presença de hipoxenólitos de xisto evidenciando uma certa mobilidade e níveis crustais de alojamento relativamente profundos (mesozonais).

A associação com falhas inversas e de cavalgamentos nas bordas, sugerem o alojamento tectônico para níveis mais rasos. A natureza mais diferenciada do Maciço da Vila dos Remédios, associada à ausência de enclaves e contatos discordantes mais comuns, parecem sugerir um caráter mais tardio e, possivelmente, em níveis de alojamento mais rasos. A plotagem das amostras do Maciço da Vila dos Remédios no campo das rochas de ambientes distensionais de PETRO *et al.* (1979) do diagrama AFM (FIGURA 24) reforça a última assertiva.

As principais evidências da natureza pré-tectônica à fase F_2 de deformação encontradas nos diversos maciços desta unidade referem-se não somente à forma alongada, mas, também, à presença de milonitos de borda, pegmatitos gnaissificados e mobilizados quartzo-feldspáticos,

todos dobrados (dobras D_2), caracterizando um alojamento sin- a tardi- F_1 e pré- F_2 . Não existem datações geocronológicas específicas para estas rochas granitóides, porém elas se associariam ao pico do evento metamórfico, que teria uma idade de 1300 ± 100 Ma, com período de resfriamento regional entre 1100-1000 Ma (TASSINARI, 1988).

7.4. SUÍTE GRANITÓIDE SIN- A TARDI-TECTÔNICA (γ_2)

Compreende os maciços da Cantareira (γ_2C) e de Mairiporã (γ_2M) que, apesar de nuances específicas, mostram similaridades quanto aos parâmetros de interesse à uma abordagem genética e tectônica.

7.4.1. Aspectos Genéticos

Embora o quimismo peraluminoso marcante, a assinatura geoquímica e o padrão de terras-raras apontem para importante contribuição crustal ao magma original dos maciços da Cantareira e Mairiporã, são encontradas evidências de contribuição mantélica significativa. Os valores das razões K_2O/Na_2O próximos a 1 são típicos de rochas híbridas. Da mesma maneira, as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,708 e 0,710, obtidos por TASSINARI (1988), respectivamente, para os maciços de Mairiporã e Cantareira, são considerados dentro da faixa de transição entre rochas de contribuição eminentemente mantélica e crustal (PITCHER, 1983; VLACH & CORDANI, 1986).

As composições bastante expandidas e associações minerais incluindo alanita, titanita, magnetita e apatita como os acessórios principais, aliados à presença, ainda que restrita, de hornblenda, não são típicas de rochas de origem exclusivamente crustal. Porém, é a presença conjunta de enclaves microgranitóides máficos e restitos (submicáceos e gnáissicos) que fornece a maior evidência do hibridismo. Enclaves microgranitóides são admitidos como oriundos de mistura de magmas máficos de origem mantélica e magmas ácidos crustais (CANTAGREL *et al.*, 1984; DIDIER, 1987).

Dentre as classificações genéticas de rochas granitóides existentes na literatura, os maciços da Cantareira e Mairiporã apresentariam características mistas entre os tipos S e I de CHAPPELL & WHITE (1974, 1984), os tipos Ilmenita-granitos e Magnetita-granitos de ISHIHARA (1977). Perante a escola chinesa, corresponderiam aos granitos do tipo Sintexia de KEQIN *et al.* (1982, *apud* WU LIREN, 1985) ou ao tipo MM (metamórfico-metassomático de fonte mista, predominando crosta continental) de CHAOQUN (1985).

TASSINARI (1988), a partir de dados geoquímicos isotópicos de Pb e Sr, admite materiais originários de fusão parcial da crosta inferior (que possuiria idade mínima de 2,0 Ga) para o magma dos Maciços da Cantareira e Mairiporã. Um modelo genético produzido a partir do aquecimento de porções infracrustais por magmas básicos oriundos do manto, gerando fundidos eminentemente crustais, com registros da mistura magmática nas frações mais primitivas, é bastante coerente com os dados referidos acima, sendo modernamente aplicado na literatura geológica (PITCHER, 1987; CASTRO, 1987; FYFE, 1987; ZORPI *et al.*, 1989) para explicar a origem de granitóides calcio-alcalinos aluminosos.

7.4.2. Evolução Magmática

O padrão de distribuição e variação dos elementos maiores, traços e terras-raras como discutido no Capítulo 4, apontam para o mecanismo de diferenciação por cristalização fracionada, como o principal processo atuante na evolução do magma gerador dos maciços da Cantareira e Mairiporã.

A cristalização fracionada é sugerida, também, pelo próprio zoneamento composicional dos

corpos (mais evidente no Maciço da Cantareira). Os litotipos marginais apresentam menores quantidades de quartzo, plagioclásios mais básicos, biotitas mais titaníferas e a rara presença de hornblenda. Concentram, também, maior número de enclaves microgranitóides máficos. Isto implica que fácies menos diferenciadas são, geralmente, encontrados nas bordas, mostrando progressiva solidificação em direção ao centro.

A FIGURA 46 é uma tentativa esquemática de ilustração da seqüência de diferenciação das diversas fácies dos maciços estudados, calcada, principalmente, nos dados químicos. Nela, procura-se mostrar o caráter menos diferenciado das fácies inequigranulares cinza (tipo Hortolândia) e ortognáissicas (tipo Mandaqui), seguidas pelas demais fácies porfiróides. As fácies equigranulares cinza (tipo Tremembé) e inequigranular alaskítica (tipo Jaraguá) mostram maior nível de diferenciação.

Porém, os *trends* de distribuição com relativa dispersão dos elementos químicos, associados a diversas evidências geológicas, sugerem a influência de mecanismos petrogenéticos mais complexos, envolvendo contaminação por assimilação de encaixantes, metassomatismo e hidrotermalismo.

A natureza composicionalmente mais expandida e a acentuada dispersão do padrão geoquímico no Maciço da Cantareira parecem estreitamente ligadas à maior intensidade de assimilação de rochas encaixantes, em relação ao Maciço de Mairiporã. Isto é evidenciado pela relativa pobreza do último maciço em restitos submicáceos e ausência de xenólitos metassedimentares. Reflexo destes fatos é a relativa concentração dos pontos referentes ao Maciço de Mairiporã nos diagramas interelementais (FIGURA 28) e composicionais (FIGURA 26), associando-o de uma maneira bem definida à série cálcio-alcaina de médio-K.

A atuação de processos hidrotermais é mais intensa no Maciço da Cantareira, com as alterações pós-magmáticas principais envolvendo saussuritização, sericitização, cloritização e carbonatação. A fácies porfiróide rósea (tipo Itaguassu) é a mais afetada por estes processos, com a intensa epidotização conferindo colorações levemente esverdeadas para a sua matriz. O próprio caráter róseo dos megacristais está comumente associado a vênulas feldspáticas que preenchem fraturas e afetam indistintamente todas as fácies, evidenciando a percolação de soluções aquosas residuais (FOTO 23).

A atuação de processos metassomáticos é sugerida de diferentes formas. O crescimento pós-cinemático de turmalinas encontra-se nitidamente associado à introdução a partir de veios feldspáticos turmaliníferos, possivelmente ligados a frações residuais enriquecidas em boro.

Os teores relativamente anômalos de Ba e Sr das rochas dos maciços da Cantareira e Mairiporã e os elevados teores de K, quando comparados com outras rochas granitóides cálcio-alcainas parecem ligados a processos aloquímicos. TU *et al.* (1980), no sul da China, comparando granitóides cálcio-alcainos aluminosos anatóticos normais com outros corpos de intensa atividade metassomática, observaram, nestes últimos, padrões de distribuição de Ba, Sr, K e terras-raras, bastante similares aos encontrados nos maciços da Cantareira e Mairiporã. Os autores associam tais fenômenos ao crescimento tardio de K-feldspatos.

7.4.2.1. O Problema dos Megacristais Tardios de K-feldspato

Megacristais centimétricos de K-feldspato são as feições mais notáveis dos maciços granitóides da Cantareira e Mairiporã, chamando atenção o seu caráter idiomórfico a subidiomórfico. As relações petrográficas indicam cristalização posterior aos demais minerais e seu caráter tardio já era admitido por MORAES REGO & SOUZA SANTOS (1938). A mais notável evidência de formação tardia reside nos efeitos pouco pronunciados a ausentes da deformação regional que afeta a matriz, denunciando uma formação sin- a pós-F₂. Diversas outras evidências meso- e microscópicas foram

observadas na área, sugestivas da cristalização tardia dos megacristais:

- . Crescimento em xenólitos metassedimentares e restitos submicáceos (diversos pontos, e.g. GS-760), em torno dos quais formam concentrações preferenciais (FOTOS 13 e 39).
- . Maior quantidade de megacristais em zonas de maior ocorrência de xenólitos e enclaves submicáceos (FOTO 40).
- . Megacristais cortando veios aplíticos pegmatíticos (e.g. ponto GS-255).
- . Associação de zonas de maior concentração de megacristais a bolsões e vênulas de K-feldspato, discordantes das rochas granitóides hospedeiras.
- . Ausência ou relativa escassez em rochas de fácies menos diferenciadas, iniciais e marginais aos maciços.
- . Crescimento em diques sinintrusivos básicos (FOTO 15).
- . Presença de duas gerações de K-feldspato. Na matriz, xenomórficos, irregulares e milimétricos, deformados, sem geminação, com raras inclusões. Megacristais subédricos a euédricos, centimétricos, pouco deformados, com abundantes inclusões comumente geminados em grade. Por vezes, uma terceira geração, intersticial, pode ocorrer, com pequenos cristais límpidos, não pertíticos.
- . Inclusões de cristais xenomórficos de microclínio da matriz em megacristais.
- . Presença de zoneamento e bordas de crescimento englobando cristais dos demais minerais presentes, geralmente dispostos concêntricamente (FOTO 41).
- . Presença de grãos irregulares e corroídos de plagioclásios sericitizados como inclusões em núcleos de megacristais, com feição ripiforme, quando incluso próximos às bordas.
- . Truncamento e perturbação da foliação definida pelo alinhamento de micas.
- . Invasão na forma de cunha de cristais de plagioclásio por microclínio, com truncamento de geminações.
- . Associação estreita de zonas de maior concentração ou bolsões de megacristais com processos de turmalinização tardios. Por vezes observa-se crescimento de turmalinas em megacristais maiores (FOTO 12).
- . Megacristais de K-feldspato, estreitamente associados a pontuações sulfetadas, dispondo-se, preferencialmente, em fraturas ou contatos de faces.

A identificação do caráter tardio é vital para a discussão acerca da gênese de megacristais de K-feldspato em rochas granitóides. A grande maioria das feições indicativas de natureza tardia possuem, na literatura geológica, explicações alternativas, que conduzem, por vezes, a interpretações opostas. VERNON (1986), postulando um caráter de fenocristais para os megacristais em questão, compila da literatura dezenas de feições indicativas de natureza tardia, conseguindo, para a grande maioria delas, argumentos alternativos. Porém, fica difícil a aplicação conjunta de tais explicações quando um grande número de feições ocorre simultaneamente.

A maior polêmica reside na gênese dos megacristais. A controvérsia fenocristal vs. porfiroblasto implica na aceitação, respectivamente, de processos magmáticos ou metassomáticos. Pode-se reportar a dezenas de trabalhos científicos sobre o assunto, com esta ou aquela postura, não sendo este, porém, o objetivo.

Não obstante, é importante mencionar que a hipótese de metassomatismo tem ganhado crescente importância nos últimos tempos, à medida que trabalhos experimentais comprovaram que em sistemas graníticos, sob pressões crustais de níveis superiores, os fundidos tornam-se saturados em potássio em temperaturas levemente superiores à do estado sólido. Tanto assim que megacristais de K-feldspato crescem após a cristalização de outros minerais principais.

FIGURA 46 - DESENHO ESQUEMÁTICO DA SEQUÊNCIA, PROCESSOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E DAS RELAÇÕES INTERNAS DAS FÁCIES TEXTURAIS-PETROGRÁFICAS DOS MACIÇOS DA CANTAREIRA, MAIRIPORÁ, TAÍPAS E MORRO DE PERUS.

Diversos autores admitem a formação de porfiroblastos de K-feldspato através de metassomatismo por percolação de soluções ricas em K (EMMERMANN & REIN, 1973; MEHNERT, 1973; SNOWDEN & SNOWDEN, 1979; SHENBAO, 1982; LE BAS, 1982; HIPPERT, 1990). O fenômeno não se daria em estado sólido, com o K-feldspato iniciando sua cristalização quando 60 a 70% do sistema ainda estaria líquido, terminando com cerca de 30% de fundido (WINKLER & SCHULTES, 1982).

O aporte de material potássico seria originário não somente de materiais infracrustais fundidos, como de rochas encaixantes metassedimentares assimiladas. Tais variantes autometasomáticas são bastante comuns nos diversos exemplos mundiais de granitóides de fusão eminentemente crustal, relacionados a ambientes colisionais (PITCHER, 1983).

7.4.3. Tectônica de Alojamento

Os contatos ora concordantes, ora discordantes conferem o caráter parautóctone aos maciços da Cantareira e Mairiporã. A concordância com a estruturação regional e as reduzidas auréolas de contato evidenciam o baixo contraste de ductilidade e temperatura entre os corpos granitóides e encaixantes, denunciando o alojamento em condições mesozonais. Isto é reforçado pela presença de enclaves achatados, significativos de condições reologicamente similares às do granitóide. No Maciço de Mairiporã, as poucas evidências de metamorfismo termal, associadas à ausência de xenólitos e tetos pendentes, sugerem uma maior taxa de erosão, expondo, hoje, níveis mais profundos.

A intrusão dos corpos granitóides na forma de pulsos sucessivos (ou *surges*, de COBBING & PITCHER, 1972) e o relativo zoneamento das fácies composicionais, indicam uma natureza diapírica para a ascensão magmática.

A estreita relação entre a distribuição das fácies e o mecanismo de alojamento (CASTRO, 1987) permite inferir espalhamento lateral ou baloneamento (*ballooning*). O modelo requer condições de crosta dúctil (PATTERSON *et al.*, 1989) e implica em sucessivos influxos magmáticos de baixas velocidades de movimentação, ascendendo ao núcleo das intrusões, concomitantemente à solidificação das porções de borda. Assim, fácies menos diferenciadas dispõem-se em posições marginais, gradando para termos mais evoluídos em direção ao núcleo do corpo. Tal feição ocorre claramente no Maciço da Cantareira, sendo menos pronunciada no Maciço de Mairiporã.

Modelo ilustrativo do processo de alojamento com baloneamento associado foi elaborado por ZORPI *et al.* (1989), conforme FIGURA 47. Descrições detalhadas de feições indicativas destes processos são devidas a RAMSAY (1981) no Batólito de Chindamora (Zimbabwe) e CASTRO (1986) no Batólito de Extremadura (Herciniano da Espanha).

O padrão estrutural dos maciços discutido inclui, ainda, diversas feições indicativas de baloneamento, visíveis ao exame do mapa de estruturas (DESENHO 2): formas levemente losangulares, alongadas e concordantes com o *trend* regional; carapaça externa do maciço mais achatada; presença de enclaves oblatos nas bordas e irregulares a esferoidais no centro; decréscimo da abundância de enclaves microgranitóides máficos em direção ao centro; forte achatamento das encaixantes perpendicularmente aos contatos, apertando dobras; ocorrência de sinclinais anelares apertados; foliação das encaixantes paralela aos contatos, com crescimento sincinemático de porfiroblastos.

Os mecanismos acima descritos têm uma duração no tempo relativamente longa, podendo explicar a ocorrência simultânea de feições síncronas e tardias à deformação regional das encaixantes, originando o caráter sin- a tardi- F_2 dos maciços da Cantareira e Mairiporã.

São feições sin- S_2 o paralelismo e concordância das foliações dos granitóides e das

FIGURA 47 - Modelo hipotético de ZORPI *et al.* (1989) ilustrando as fases de desenvolvimento de um diápiro cálcio-alcálico. a) Magma basáltico intrude-se em crosta estratificada com remoção de níveis inferiores menos félsicos. b) Níveis mais félsicos começam a ser removidos com o influxo basáltico alcançando níveis mais rasos. Em (c), o alojamento do 1.º pulso magmático originado na porção inferior da câmara e assimilação de níveis intermediários da crosta. Em (d) há o alojamento do 2.º pulso, com contribuição de material crustal mais félsico. e) Alojamento do 3.º pulso e f) espalhamento lateral (*ballooning*).

encaixantes, os pontos triplos de foliações nas terminações dos corpos (particularmente na região NE do Maciço da Cantareira), as formas alongadas e o posicionamento em prováveis grandes estruturas antiformais. Como feições tardi-tectônicas pode-se citar o truncamento de estruturas D_2 na região de Perus, a presença de fácies não deformadas (particularmente no Maciço de Mairiporã) e presença de xenólitos apresentando a foliação S_2 (crenulação).

Ao nível interno dos corpos, as relações de intrusão entre as diversas fácies são de difícil observação, mas permitem constatar caráter mais antigo para as fácies inequigranular cinza (tipo Hortolândia), ortognáissica (tipo Mandaqui) e bandada (tipo Santa Inês). A fácies dominante (tipo Pirituba) possui algumas raras passagens bruscas para as fácies mencionadas anteriormente, porém sem relação de temporalidade. As fácies pegmatóide (tipo Petrópolis) e porfiróide rósea (tipo Itaguassu) mostram raras relações de intrusão com as anteriores, enquanto a fácies equigranular cinza (tipo Tremembé) ocorre na forma de diques e bolsões intrusivos nas demais (FOTO 20). Não foram observadas relações diretas de intrusão nas fácies porfiróide cinza azulada (tipo Canivete) e equigranular leucocrática (tipo Jaraguá), ambas correspondendo a tipologias bastante diferenciadas, porém passagens bruscas sugerem uma natureza tardia.

O conjunto das características composicionais, químicas, genéticas e tectônicas dos maciços da Cantareira e Mairiporã, são coerentes com aquelas descritas por BROWN *et al.* (1984) para os granitos cálcio-alcálicos peraluminosos, produtos da fusão parcial de crosta heterogênea, com

cristalização fracionada acompanhada por assimilação, típicos de ambientes colisionais, onde se alojam em condições tardias.

7.5. SUÍTE GRANITÓIDE TARDI-TECTÔNICA (γ_3)

7.5.1. Aspectos Genéticos

O Maciço de Taipas (γ_3T) nas suas fácies predominantes mostra características similares aos maciços da Cantareira e de Mairiporã. Sua origem híbrida, com participação de material crustal e mantélico, é indicada pelo padrão geoquímico misto e quimismo peraluminoso, conforme discutido no Capítulo 4, associados à exclusividade na presença dos enclaves microgranitóides máficos e associação de minerais acessórios (onde inclui-se a hornblenda), com abundância de titanitas e apatitas.

Tais características conduzem à interpretação deste corpo como de tipo intermediário entre os granitóides tipos I e S de CHAPPEL & WHITE (1974, 1984) ou como similar aos granitos do Tipo Sintexia (com predominância de material crustal) de KEQIN *et al.* (1982, *apud* WU LIREN, 1985) e permitem inferir uma gênese relacionada à fusão parcial de porções infracrustais, com provável mistura magmática de material máfico de origem mantélica.

7.5.2. Tectônica de Alojamento

As feições de contato irregulares e discordantes, parcialmente por falhas, com truncamento de estruturas da fase F_2 de deformação, na borda oeste do corpo e a ausência de feições de deformação tectônica caracterizam o Maciço de Taipas como tardi-TECTÔNICO a F_2 .

As relações internas entre as fácies mostram a presença de frações tardias filonianas (tipos Vista Alegre - γ_3T_7 e Riuma - γ_3T_9), com as demais fácies reproduzindo relações cronológicas similares àsquelas encontradas nos maciços da Cantareira e Mairiporã.

Em termos de mobilidade relativa seriam classificáveis como parautóctones a alóctones, incluindo fácies mais tardias típicas de injeção do tipo passiva (MARRE, 1982), embora a reduzida auréola de contato, ausência de xenólitos, presença de restitos gnáissicos parcialmente digeridos sugiram profundidade de alojamento ainda relativamente profundas (mesozonais).

Embora a presença de fácies variadas indiquem ascensão em pulsos, sugerindo um caráter diapírico, não se observa no Maciço de Taipas zoneamento das fácies e de enclaves tão típicos quanto aos encontrados nos corpos descritos anteriormente, não se podendo inferir mecanismos de espalhamento lateral (*ballooning*).

7.5.3. Evolução Magmática

As feições indicativas dos mecanismos de diferenciação são complexas. Nas frações principais do Maciço de Taipas, as feições geoquímicas gerais indicam tanto condições de menor grau de diferenciação (relativo enriquecimento em FeO^I , MgO , P_2O_5 , TiO_2 e empobrecimento em K_2O), quanto de condições mais evoluídas (alto Ba, Sr, La e Ce) que os maciços da Cantareira e de Mairiporã. Nas frações tardias (principalmente no tipo Riuma) o comportamento dos elementos maiores sugere um menor grau de diferenciação, enquanto os menores são típicos de termos mais diferenciados.

O comportamento dúbio acima descrito pode estar ligado à assimilação diferenciada de encaixantes de natureza anfibolítica e/ou calciossilicática, predominantemente aflorantes no entorno do Maciço de Taipas, embora enclaves do tipo restito não fossem observados.

Situação peculiar é mostrada pelos litotipos da fácies equigranular rósea (tipo Vista Alegre)

que parecem tipificar indubitáveis diferenciados tardios de alto-K (como sugerem sua posição no diagrama de LAMEYRE & BOWDEN, 1982, da FIGURA 26).

Evidências de percolação de soluções hidrotermais no Maciço de Taipas são dadas pela conspícua presença de concentrações de sulfetos (piritas e calcopiritas) em fraturas.

7.6 SUÍTE GRANITÓIDE PÓS-TECTÔNICA

7.6.1. Aspectos Genéticos

A análise conjunta dos aspectos composicionais, mineralógicos e químicos dos maciços do Morro de Perus ($\gamma_4\text{Mp}$) e Turmaliníferos de Perus ($\gamma_4\text{Tp}$), conduzem a uma indubitável origem a partir de fontes crustais. Pode-se citar, assim, como parâmetros indicativos de material-fonte crustal, a presença de granada e muscovita, ausência de enclaves microgranitóides, o quimismo peraluminoso, o padrão de distribuição dos elementos menores e maiores e a presença de fácies micro sieníticas tardias.

Pouco se pode falar do Maciço de Juqueri ($\gamma_4\text{Ju}$) em termos genéticos, pela escassez de dados.

Os granitóides do Maciço Morro de Perus são perfeitamente classificáveis dentre os granitos do tipo-S de CHAPPEL & WHITE (1974, 1984), correspondendo aos termos mais félsicos descritos por WHALEN *et al.* (1987) ou aos granitóides do tipo Transformação de KEQIN *et al.* (1982, *apud* WU LIREN, 1985), bem como aos granitóides do tipo CR (de refusão crustal) descritos por CHAOQUN (1985).

As mesmas classificações se aplicariam aos granitos turmaliníferos, embora nuances específicas exijam mecanismos de evolução magmática distintos, como discutiremos adiante. Porém, a quase total identidade dos granitóides turmaliníferos com corpos análogos existentes no Cinturão Leucogranítico de Manaslu, Tibet (Himalaias Superiores) estudados por LE FORT (1981) e VIDAL *et al.* (1982, 1984), apontam para a uma origem comum, a partir de fusão parcial de material crustal de níveis superiores (metapelitos, especificamente) enriquecidos em boro, ocupando câmaras magmáticas de alguma independência em relação à do material gerador dos demais corpos granitóides.

7.6.2. Tectônica de Alojamento

Os maciços do Morro de Perus, Juqueri e Turmaliníferos de Perus intrudiram-se em episódio único, em condições posteriores à deformação regional, como atestam a ausência de feições de orientação e deformação secundária e o truncamento geral de estruturas da fase F_2 . Nos dois primeiros maciços citados, há sugestivas evidências de associação com charneiras de ondulações D_4 e a falhas e fraturas de direção NE-SW, o que lhes daria um provável caráter pós- F_3 . Nos granitóides turmaliníferos esta tendência não é clara, embora seja visível o controle dos pegmatitos associados a fraturamento de direção NW-SE, paralelo aos eixos das ondulações D_4 . De qualquer maneira, a idade Rb/Sr convencional de 580 ± 40 relatada por TASSINARI (1988) para o alojamento destes corpos confirma a sua natureza pós- F_2 .

As reduzidas dimensões, o caráter circunscrito, os contatos discordantes com encaixantes, associação com falhas, fraturas e magmatismo filoniano e reduzidas auréolas de contato configuram intrusões alóctones, do tipo passivo (MARRE, 1982), de alto contraste de viscosidade, alojadas em condições epizonais. Níveis relativamente mais rasos podem ser inferidos para os granitos turmaliníferos, a partir da presença de inúmeros epixenólitos metassedimentares, bastante angulosos e sua estreita associação com soluções aquosas tardias.

7.6.3. Evolução Magmática

Para as rochas do Maciço do Morro de Perus, os dados químicos disponíveis e, principalmente, o padrão de terras-raras sugerem o mais elevado grau de diferenciação na suite co-magmática que inclui os maciços de Taipas, Cantareira e Mairiporã (FIGURA 46). A atuação de soluções hidrotermais, com presença de sulfetos em planos de fraturas, reflete-se nos mais altos teores relativos de Cu, Pb, e Zn. A FIGURA 46 procura ilustrar tal processo evolutivo.

Porém, as peculiaridades existentes nos granitos turmalíferos de Perus, como abundância de turmalinas primárias e a íntima associação com rochas pegmatíticas, associadas com sua posição no campo dos mobilizados crustais do diagrama de LAMEYRE & BOWDEN (1982) da FIGURA 26, a distribuição dos elementos maiores e menores sem analogia com a maioria dos granitóides crustais calcio-alcálinos de ambientes orogênicos e o padrão totalmente distinto de terras-raras, são características que exigem explicações específicas para os mecanismos genéticos e evolutivos atuantes.

A presença de turmalina primária em granitóides é atribuída por CHORLTON & MARTIN (1978, *apud* PICHAVANT & MANNING, 1984) à saturação em boro do magma, provavelmente associada à composição, originalmente rica naquele elemento, das rochas crustais fundidas. Os autores acima comprovaram experimentalmente que a presença do boro no magma abaixa a temperatura de solidificação, possibilitando ascensão a níveis crustais mais rasos.

Assim, pode-se postular para os granitos turmalíferos de Perus uma evolução magmática a partir da anatexia de metapelitos de níveis crustais superiores, gerando um fundido imiscível enriquecido em quartzo, K-feldspato e boro associado a soluções hidrotermais. Este fundido geraria os granitos turmalíferos e pegmatitos complexos com turmalina. Os termos micro-sieníticos mono-feldspáticos e os veios de quartzo turmalinitos representariam frações mais diferenciadas do processo como indicado na FIGURA 48. Tais mecanismos evolutivos são semelhantes àqueles sugeridos por CHAROY (1982) para os granitos turmalíferos da província de Cornwall, Inglaterra.

A coexistência de uma segunda geração de turmalinas pós-cinemáticas nas rochas graníticas de Perus pode ser atribuída à remobilização de boro, associada à mesma atividade hidrotermal responsável por albitização, caulínização e muscovitização.

MACIÇOS	ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE (V _{0g})	SUÍTE GRANITÓIDE PRÉ-TECTÔNICA (V ₁)	SUÍTE GRANITÓIDE SIN- A TARDI-TECTÔNICA (V ₂)		SUÍTE GRANITÓIDE TARDI-TECTÔNICA (V ₃)	SUÍTE GRANITÓIDE PÓS-TECTÔNICA (V ₄)		
			MACIÇO CANTAREIRA (V _{2C})	MACIÇO MAIRIPORÁ (V _{2M})		JUQUERI (V _{4Ju})	MORRO DE PERUS (V _{4Mp})	TURMALINÍFEROS DE PERUS (V _{4Tp})
Morfologia e Dimensões	Corpos alongados	Corpos alongados	Corpo alongado - forma elíptica oblata - 320km ²	corpo alongado - forma elíptica oblata - 37km ²	Irregular - 5km ²	Irregular - 1,4km ²	Irregular - 0,4km ²	Aredondados - 0,1 a 0,3km ²
Composição	Granitos 3b a 3a (granodioritos e quartzo monzonitos subordinados)	Granitos 3b a 3a	Expandida - predominam granodioritos e monzonitos	Granodioritos (monzogranitos e monzodioritos)	Granitos 3b (granodioritos, monzodioritos e tonalitos subordinados)	Monzogranitos (3b)	Leucogranodioritos e leucomonzogranitos	3b e granodioritos
Zoneamento	Não	Textural	Composicional	Composicional	Composicional (tênue)	Não	Não	Textural
Textura	Milonítica-blastomilonítica	Milonítica-blastomilonítica a inequigranular	Variável - porfíroide dominante	Variável - porfíroide dominante	Variável - porfíroide dominante	Inequigranular	Variável	Inequigranular ou pegmatóide
Estruturas Primárias	---	Raros enclaves microgranitóides e restitos micáceos	Enclaves achatados. Estrutura fluidal. Xenólitos	Enclaves achatados. Estrutura fluidal.	Enclaves achatados. Estrutura fluidal	Ausentes	Ausentes	Orientação fluidal
Deformação	Proeminente	Proeminente	Presente. Ausência em algumas fácies.	Pouco pronunciada	Restrita	Presente	Ausente	Ausente
Relações de Contato	Concordante a tectônicos. Discordâncias localizadas	Tectônicos a concordantes	Concordantes a discordantes e tectônicos. Restrita auréola termal.	Discordantes a concordantes. Tectônicos localizadamente. Auréola termal incipiente	Discordantes a tectônicos. Auréola termal restrita	Discordantes a tectônicos		Discordantes
Enclaves	Restos não assinalados	Raros enclaves microgranitóides e restitos xistosos	Enclaves microgranitóides, xenolíticos e restitos micáceos.	Enclaves microgranitóides e restitos micáceos	Enclaves microgranitóides	Ausentes		Xenólitos das encalxantes
Minerais Acessórios	Titanita - Alanita. Opacos. Presença de granada	Duas micas - Apatita - Alanita - Epidoto - Opacos - Zircão	Biotita - Titanita - Apatita - Alanita - Opacos - Homblenda - Turmalina - Zircão	Biotita - Titanita - Apatita - Alanita - Opacos - Zircão	Biotita - Titanita - Apatita - Opacos - Zircão - Homblenda - Turmalina - Alanita	Biotita - Zircão - Apatita - Granada - Titanita		Turmalina - Granada - Apatita - Muscovita
Características Químicas	- Peraluminoso. Série de fusão crustal. A/KNC > 1. KN/A < 1 - Ricos em ETRL	- Altos teores de K ₂ O - Enriquecidos em LA, Ce, Y - Empobrecidos em Ba, Sr, Mg, Ca, Al - K ₂ O/Na ₂ O = 1,70. Peraluminosos - Ricos em ETRL	- Pobres em Al, Ca, Mg - Ricos em Ba, Sr - K ₂ O/Na ₂ O - 1. A/KNC > 1,1 - Peraluminosos. Série de médio K. Fusão crustal. - Sem anomalia de Eu. Ricos em ETRL.	- Ricos em Ba, Sr, K ₂ O - K ₂ O/Na ₂ O - 1. - Peraluminosos. Série médio K - Sem anomalia de Eu. Ricos em ETRL	- Ricos em Fe, T, Ba, Sr - Baixo Ca - K ₂ O/Na ₂ O = 0,7, A/KNC = 1,62 - Peraluminoso. Série médio K	---	- Baixo Ca, Mg, Fe - Alto K, Na. - K ₂ O/Na ₂ O > 1. - Série médio a alto K. - Ricos em ETRL	- Baixo Ca, Mg, Fe, Ti, P, Ba, Sr - Alto Na, K - K ₂ O/Na ₂ O > 1 - Série fusão crustal - Pobre em ETRL - Anomalia de Eu
Mobilidade Relativa	Autóctones	Parautóctones	Parautóctones	Parautóctones	Parautóctone a alóctone	Alóctones		
Nível Crustal	Mesozonal a catazonal	Mesozonal	Mesozonal	Mesozonal	Mesozonal	Epizonais		
Mecanismo de Alojamento	---	Intrusões simples	Diápiro baloneado - intrusão múltipla	Intrusão múltipla-diápiro	Intrusão múltipla-diápiro	Intrusões simples		
Gênese	Anatexia de material crustal	Fusão de material crustal. Índices de restrita contribuição mantélica	Híbrida. Fusão de material crustal com contribuição mantélica.			Fusão de material crustal		
Processos de Evolução Magmática	---	Diferenciação magmática. Metassomatismo. Assimilação	Diferenciação magmática. Assimilação de encalxantes - metassomatismo - alteração hidrotermal.				Diferenciação magmática-metassomatismo-alteração hidrotermal	Diferenciação magmática-hidrotermalismo-metassomatismo restrito
Alterações Secundárias	Sericitização/muscovitização	Sericitização/muscovitização/cloritização	Sericitização/muscovitização, cloritização, epidotização, carbonatação				Muscovitização, cloritização	Albitização-muscovitização-caulinização
Âmbiência Tectônica	Granitóides sin-colisionais	Granitóides sin- a tardi-colisionais (?)	Granitóides tardi-colisionais			Granitóides pós-colisionais		

QUADRO IX - CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS SUÍTES GRANITÓIDES

CAPÍTULO 8 - ESTRATIGRAFIA

8.1. EMBASAMENTO PRÉ-SÃO ROQUE

8.1.1. Relações Estratigráficas

Dentre as rochas do Embasamento Pré-São Roque, os ortognaisses miloníticos e blastomiloníticos (γ og) são aquelas onde relações de discordância com as supracrustais são encontradas. Assim, na porção SE da área mapeada, foram observadas discordâncias angulares com quartzitos da Serra da Pirucaia (SiQ) e da região de Guarulhos (Pedreira Firpavi, pontos GS-54 e GS-428), como é ilustrado pela FOTO 42.

Outras discordâncias estruturais foram identificadas entre os ortognaisses do embasamento e os metapelitos das unidades SiX e SiFv na região entre as falhas do Cabuçu e Barro Branco. Por outro lado, o freqüente caráter tectônico dos contatos das rochas ortognáissicas com as demais unidades adjacentes e sua presença em núcleos de estruturas antiformais, entre as falhas do Mandaqui e dos Veigas, reforçam a natureza subjacente daqueles litotipos. Tais relações podem ser observadas quando do exame das seções geológicas esquemáticas F-F', G-G' e H-H', no DESENHO 1 anexo.

A associação dos ortognaisses com rochas migmatíticas nas regiões do Jardim Monte Alto e do Ribeirão do Engordador admite, localmente, o seu entendimento como núcleos mais granitizados daqueles litotipos. A presença de restos paleossomáticos de rochas calciossilicáticas bandadas, anfíbolitos e gnaisses bandados reforçam tal possibilidade.

Com relação aos migmatitos (EMtx e EDtx), gnaisses (EGnb e EGnq) e micaxistos (Ex) do Complexo Gnáissico-Migmatítico, poucas inferências de natureza estratigráfica podem ser feitas, em função da escassez de afloramentos, das reduzidas áreas de exposição e do alto grau de alteração intempérica.

Os migmatitos metatexiticos (EMtx) e diatexiticos (EDtx) possuem contatos eminentemente tectônicos com os metassedimentos do Grupo São Roque, como pode ser observado nas diversas seções geológicas locadas no DESENHO 1. Embora seu relacionamento com as unidades de gnaisses e micaxistos se dê normalmente por falhas, não são raras as passagens transicionais. Assim, metatexitos passam lateralmente para gnaisses bandados (EGnb) na região de Pedra Vermelha (Seção H-H' do DESENHO 1) e para micaxistos da Serra do Botujuru, a NW da folha mapeada.

Micaxistos da unidade Ex foram observados em discordância estrutural ou sotopostos por empurrão a metapelitos e metarcóseos do Grupo São Roque na região do bairro da Cascata (Seção B-B' do DESENHO 1).

Os gnaisses bandados da unidade EGnb possuem limites tectônicos com metapelitos da Unidade Inferior do Grupo São Roque, enquanto a sua localização em abas de estrutura sinformal na região de Pedra Preta, cujo núcleo abriga paragnaisses e quartzitos da unidade EGnq, permite inferir uma posição estratigraficamente superior para estes últimos.

A caracterização dos gnaisses e micaxistos (EGnb, EGnq e Ex) como componentes da Unidade Superior do Complexo Gnáissico-Migmatítico, sobrepondo-se às unidades EMtx e EDtx, leva em conta as relações acima descritas, bem como as relatadas por OLIVEIRA *et al.* (1987) e encontradas na Folha Atibaia, onde estas unidades encontram-se melhor expostas.

8.1.2. Correlações e Idade

Os ortognaisses miloníticos e blastomiloníticos (γ og) da folha mapeada foram reconhecidos, primeiramente, por MORAES REGO & SOUZA SANTOS (1938), sendo referidos como "ortognaisses pré-devonianos". Posteriormente, COUTINHO (1980) mapeia-os como "migmatitos e gnaisses diversos", atribuindo-lhes uma idade pré-cambriana indiferenciada.

A inserção dos litotipos ortognáissicos no Grupo São Roque é efetivada por BISTRICHI *et al.* (1981), admitindo uma idade proterozóica superior. Neste mesmo trabalho, os granito-gnaisses dos arredores da capital (anteriormente reconhecidos por FRANCO, 1955) foram englobados no Complexo Embu, de idade brasileira.

HASUI (1983) admite para estas rochas uma origem no Proterozóico Inferior, a partir de cisalhamento dúctil agindo sobre um substrato granítico-gnáissico de idade arqueana.

Mais a NE da área aqui enfocada, foi detectada por CAMPOS NETO *et al.* (1983) a presença de importante seqüência blastomilonítica por eles denominada de Complexo Santa Isabel, de idade transamazônica, reconhecendo estes litotipos inclusive na unidade basal do Complexo Piracaia, por eles definido, na região de mesmo nome.

A presença de seixos ortognáissicos miloníticos, bastante similares aos aqui descritos, no seio dos metaconglomerados do Jaraguá reforça a idade pré-brasiliana adotada neste trabalho. TASSINARI (1988) admite para estes seixos uma idade de 2,4 Ga, indicada por diagrama de evolução isotópica de Sr.

Com relação às rochas do Embasamento Pré-São Roque aflorantes no norte da área, no Domínio Piracaia-Jundiá de TASSINARI (*op.cit.*), tem havido, por parte de vários autores, um entendimento muito diversificado.

Baseando-se no conceito vigente na década de 70, de compartimentos geográficos delimitados por falhas, as seqüências ao norte da falha de Jundiuvira foram quase sempre correlacionados ao Grupo Amparo (de EBERT, 1968), como exemplificado pelos trabalhos de DANTAS & TEIXEIRA (1983), na folha de Guarulhos e de OLIVEIRA *et al.* (1985, 1987) e BATISTA *et al.* (1986), na Folha Atibaia..

Na área em foco, as rochas gnáissicas e migmatíticas da parte norte foram atribuídas por BISTRICHI *et al.* (1981) em parte ao Complexo Amparo (em sua porção oeste) e em parte ao Complexo Paraíba do Sul (em sua porção leste), ambos admitidos com idade transamazônica.

As unidades EGnb, EGnq e Ex possuem fortes similaridades com aquelas de seqüência freqüentemente identificada por diversos autores como pacote supracrustal do Grupo Amparo (EBERT, 1971; FIORI, 1979; FIORI *et al.*, 1978, 1981; CAMPANHA *et al.*, 1983 e CAMPOS NETO *et al.*, 1983, dentre outros), correlacionável ao Grupo Itapira (EBERT, 1968).

Neste trabalho, é admitida a correlação das unidades gnáissicas e xistosas citadas com o Grupo Itapira, tendo como suporte as relações descritas por OLIVEIRA *et al.* (1987) na região de Atibaia. As unidades migmatíticas, pelas relações encontradas, poderiam ser correlacionadas ao Complexo Amparo. Evitou-se formalmente a utilização de tais denominações, devido à pouca representatividade em área das seqüências mencionadas e à distância geográfica das áreas onde os termos foram definidos, preferindo-se as designações informais de Unidade Inferior e Unidade Superior.

As datações radiométricas, pelo método Rb/Sr, existentes para estas rochas do Grupo/Complexo Amparo, fora do âmbito da área aqui estudada têm revelado idades transamazônicas, com valores arqueanos para o seu substrato (ARTUR, 1980; WERNICK *et al.*, 1981). Dados K/Ar têm caracterizado os efeitos do ciclo Brasileiro (HAMA *et al.*, 1979; ARTUR, *op. cit.*), enquanto alguns outros dados sugerem um rejuvenescimento isotópico no Proterozóico Médio (CORDANI & BITTENCOURT, 1967; ARTUR *et al.*, 1979 ; ARTUR, 1980).

Recente revisão geocronológica empreendida por TASSINARI (1988) fornece idades de 3.414 ± 52 Ma em migmatitos do Complexo Amparo (isócrona Pb/Pb) e de 2114 ± 90 Ma em gnaisses (isócrona Rb/Sr, com $R.I.=0,703$), admitidas como idades de formação. Neste trabalho, datações efetuadas por ARTUR (1988) na região de Lindóia, fornecendo valores isocrônicos Rb/Sr de 1860 ± 75 e 1810 ± 60 Ma, foram interpretadas como eventos de migmatização transamazônica, ao passo que a idade isocrônica de 590 ± 22 Ma indicaria o evento de migmatização, com injeção de magmas, do Ciclo Brasileiro.

Com relação às rochas supracrustais, idades isocrônicas de gnaisses da região de Itapira, fornecem valores da ordem de 1,9-2,1 Ga para evento interpretado como de retrabalhamento (TASSINARI, 1988). Este autor relaciona, ainda, as idades Rb/Sr de 1316 ± 35 Ma, 832 ± 27 Ma e 588 ± 33 Ma, a três eventos de migmatização.

8.2. GRUPO SÃO ROQUE

8.2.1. Considerações Gerais

As primeiras referências de natureza estratigráfica na Faixa São Roque couberam a MORAES REGO (1933a) quando sugeriu uma seqüência inferior (calcários, filitos e quartzitos) e uma superior (metapelitos e metapsamitos), entre Araçariguama e Caieiras. A distinção de uma unidade basal também é aventada por COUTINHO & TAKEDA (1955), englobando os metaconglomerados do Jaraguá.

HASUI *et al.* (1976) formalizam uma primeira proposta de empilhamento ao definir, na região de Pirapora do Bom Jesus, as formações Boturuna (metapelitos com níveis quartzíticos e metaconglomeráticos na base e carbonáticos no topo) e Pirajibu (filitos rítmicos). Admitem, na ocasião, um possível caráter de embasamento para as metavulcânicas básicas.

COUTINHO *et al.* (1982) admite, na região da Serra de Itaberaba, uma seqüência vulcano-sedimentar inferior onde predominam metapelitos de águas profundas sotoposta a uma seqüência de metarritmitos siltico-argilosos com níveis carbonáticos, ambas correlacionadas, respectivamente, às formações Boturuna e Pirajibu de HASUI *et al.* (*op.cit.*). Empilhamento similar é relatado, na mesma região, por JULIANI & BELJAVSKIS (1983), que sugerem uma provável origem tafrogênica para a Bacia São Roque. Posteriormente, JULIANI *et al.* (1986) formalizam proposta de denominação de Grupo Serra de Itaberaba para a unidade inferior, reservando a designação de Grupo São Roque às seqüências superiores citadas acima.

CAMPOS NETO *et al.* (1983), estudando a região de Piracaia-Igaratá, referem-se a um pacote basal de natureza vulcano-sedimentar (incluindo rochas calciossilicáticas e quartzíticas) sotoposto a metapsamitos rítmicos, em posição intermediária, capeados por metapelitos (com níveis quartzíticos).

CARNEIRO (1983) e CARNEIRO *et al.* (1984) descrevem quatro grandes pacotes superpostos em área adjacente à enfocada no presente trabalho, na região entre o Pico de Jaraguá e a Serra dos Cristais. Da base para o topo ocorreriam metapsamitos impuros (metarcóseos, metarenitos arcoseanos e metagrauvacas, com intercalações metavulcânicas, quartzíticas e metaconglomeráticas), metapelitos (com níveis de anfíbolitos, calciossilicáticas e metarenitos), metacarbonáticas e metavulcânicas, com uma seqüência de topo definida por metapsamitos rítmicos. Tal disposição é reafirmada, posteriormente, por ALMEIDA *et al.* (1984) em mapeamento da Folha Santana de Parnaíba.

DANTAS & TEIXEIRA (1984) referem-se, na região de Guarulhos-Mairiporã a um pacote basal englobando calciossilicáticas, anfíbolitos e metapelitos com níveis quartzíticos, sobreposto por um

pacote pelítico com níveis quartzíticos e raras lentes calciossilicáticas e anfibolíticas. O conjunto sotopor-se-ia a um pacote superior de metarenitos bandados e filitos laminados. Para estas seqüências, respectivamente, DANTAS *et al.* (1986) sugerem as denominações de Jaraguá, Boturuna e Pirajibu, com *status* de formação.

Na região de Cajamar, SANTORO *et al.* (1988) relatam a presença da base para o topo de rochas xistosas (com níveis anfibolíticos e quartzíticos), filitos (com intercalações de metarenitos), calcários e metarenitos bandados.

BERGMANN (1988) propõe um esquema estratigráfico formal para o Grupo São Roque, na região de Pirapora do Bom Jesus. A unidade inferior (Formação Pirapora) seria composta por rochas vulcânicas básicas (incluindo piroclásticas) e um membro carbonático estromatolítico. A Formação Estrada dos Romeiros, sobreposta, constaria de uma seqüência metapsamítica-metapelítica. Por fim, a unidade de topo (Formação Boturuna) englobaria dois membros psamíticos impuros e dois membros metavulcânicos. Posteriormente, BERGMANN (1990) admite a natureza alóctone da Unidade Superior, com as seqüências cavalgadas sendo referidas pelas designações informais de "Unidade Clástica Turbidítica Superior" e "Unidade Vulcano-sedimentar Basal".

Da análise das diversas propostas de empilhamento existentes, ressaltam-se as seguintes observações:

- O caráter localizado das áreas estudadas e as freqüentes generalizações das propostas ao nível de faixa como um todo.

- A escassez relativa de estruturas primárias indicativas de base e topo fez com que alguns autores se utilizassem comumente da xistosidade S_1 (principalmente em metapelitos) como superfície de referência para o empilhamento, subestimando os efeitos da transposição associada.

- Ausência generalizada de requisitos formais para definição de unidades litoestratigráficas (estratótipos, seções-tipo, mapeabilidade, etc.).

- A presença de seqüência basal, onde concentrar-se-iam as metavulcânicas, é aspecto quase que consensual entre as diversas propostas. Tal seqüência seria caracterizada pelo desequilíbrio de paragêneses metamórficas, disposição marginal aos corpos granitóides, associação complexa com embasamento, posição basal em tetos pendentes, padrão deformacional mais enérgico, vocação metalogenética e natureza paleoambiental distintas.

- A referência quase que generalizada a metapsamitos rítmicos em uma posição estratigráfica superior.

- A indefinição quanto ao caráter do contato embasamento/supracrustais, ora descritos como transicionais (COUTINHO, 1972, 1977; CARNEIRO, 1983), ora com referências a discordâncias locais (DANTAS & TEIXEIRA, 1984; JULIANI *et al.*, 1986). A controvérsia inclui as relações das seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo São Roque, com as rochas gnáissico-migmatíticas ao norte da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira.

- A complicada definição da posição estratigráfica dos pacotes metacarbonáticos (calcários de Cajamar e calciossilicáticas de São Paulo-Perus, por exemplo), bem como de suas relações mútuas. O mesmo pode-se dizer em relação aos espessos bancos quartzíticos, tão comuns na Faixa São Roque (e.g. os corpos de Guavirutuba, Jaraguá, Pirucaia, Boturuna).

- A rara identificação de prováveis inversões estratigráficas por grandes recumbências ou, quiçá, por napismo, como sugeridas por freqüentes atitudes subhorizontais de foliações secundárias.

8.2.2. Relações Estratigráficas na Área da Folha de Guarulhos

A reconstituição da geometria original das unidades litológicas mapeadas encerra, na área

estudada, diversos obstáculos.

A escassez de estruturas primárias indicadoras de topo e base (praticamente ausentes nos litotipos xistosos) e a complexidade do padrão deformacional são os principais problemas encontrados para a definição do empilhamento das unidades. As complicações devidas à superposição dos distintos eventos de dobramentos, à ação dos sucessivos episódios de cisalhamento verticalizando ou invertendo seqüências, paralelizando foliações sucessivas e obliterando feições primárias, ou mesmo às deformações induzidas pelas intrusões graníticas, tornam a área em questão um sítio não ideal para investigações de ordem estratigráfica.

Procurou-se, à medida do possível, utilizar-se das poucas estruturas primárias e dos critérios de vergência de dobras e de clivagens na recomposição da polaridade estratigráfica (*facing*) das camadas. Partiu-se também do pressuposto que a transposição associada aos dobramentos iniciais, mesmo complicando a estratigrafia ao nível de detalhe interno, permite o empilhamento em termos de pacotes maiores.

O procedimento utilizado neste trabalho consistiu da análise de dezenas de seções geológicas esquemáticas, nove delas representadas no DESENHO 1, com estabelecimento de colunas locais, posteriormente correlacionadas, permitindo a elaboração de uma coluna composta. A superfície de referência utilizada foi a estratificação reliquiar (S_0), quando possível. A xistosidade S_1 teve seu emprego na reconstituição confinado aos grandes pacotes metapelíticos, após prévios cuidados que descartassem possíveis inversões.

Os procedimentos acima permitiram compor o quadro de superposição de pacotes litológicos ilustrado na coluna estratigráfica esquemática da FIGURA 49.

A Unidade Inferior compõe-se de uma seqüência eminentemente metapelítica (micaxistos, micaxistos porfiroblásticos e filitos laminados), rochas metabásicas intrusivas e extrusivas (incluindo restritos níveis metatuffíticos), calciossilicáticas, além de níveis subordinados de metarcóseos, bancos quartzíticos e raros metaconglomerados.

As rochas metabásicas são mais comuns nas porções basais da seqüência, onde constituem freqüentes estruturas antiformais com metapelitos nas bordas, como na região adjacente à Falha dos Veigas ou no Rio Pinheiros (seções H-H', e I-I' do DESENHO 1, respectivamente). Ocupam geralmente porções marginais aos corpos granitóides (como na região de Taipas). São bastante escassas nos níveis superiores da unidade, resumindo-se a intercalações tabulares na forma de sills e diques. As rochas anfíbolíticas bandadas (prováveis metatufos da unidade SiAb) e os tufos líticos e vítreos são encontrados em estreita associação aos anfíbolitos acima.

As rochas calciossilicáticas possuem comportamento bastante similar às metabásicas, com as quais freqüentemente se associam, sendo porém um pouco mais comuns como intercalações restritas nos níveis metapelíticos. Ocorrem em núcleos antiformais nas regiões de Taipas e Vila Alice (seções A-A' e F-F'), sendo bastante comuns em lentes adjacentes aos principais falhamentos. É notável a associação de rochas calciossilicáticas aos níveis restritos de anfíbolitos bandados na região de Taipas. Neste local, a lente metaconglomerática encontrada parece ocupar uma posição basal no pacote.

Os bancos quartzíticos ocupam posições variadas na seqüência. Nota-se, porém, que as dimensões são mais restritas em direção ao topo da Unidade Inferior. O quartzito Pirucaia ocupa posição nos níveis inferiores do pacote jazendo sob metapelitos na região do Capim Branco e Hortolândia (seções I-I' e H-H'). Discordâncias sobre ortognaisses do embasamento são encontradas nesta última região (seção G-G') e na Pedreira Firpavi, em Guarulhos.

Os metarcóseos e metagrauvas intercalam-se nos metapelitos (seção E-E') em níveis variados, mostrando afinidade pela região da borda N da faixa, próxima à Zona de Cisalhamento de

Jundiuvira. Na borda sudeste são encontrados em pequenos bancos lenticulares dispersos.

Os metapelitos apresentam uma distribuição vertical onde os micaxistos porfiroblásticos (SiXp) ocupam porções inferiores, gradando para filitos laminados (SiFv) nas porções superiores. As seções A-A' e B-B' ilustram situações representativas deste posicionamento, embora na região entre Perus e Caieiras, devam ser vistas com cuidado pois ocorrem freqüentes inversões por recumbência de dobras. O condicionante principal para esta gradação é, sem dúvida, o grau metamórfico, porém peculiaridades de granulometria parecem existir, pois níveis de filitos laminados ocorrem como intercalações em porções mais basais do pacote.

Os filitos laminados (SiFv) mostram freqüentes contatos laterais com os micaxistos, localizando-se, porém, preferencialmente no topo do pacote (seções B-B' e H-H'). Em direção aos seus níveis mais superiores apresentam paulatino enriquecimento em bancos de arenitos finos a metassiltitos, configurando um contato gradacional com os filitos bandados da Unidade Superior do Grupo São Roque. Com estas intercalações, já bastante comuns, interdigitam-se com a unidade de xistos e metarenitos alternados (SiXm) na região do Ribeirão do Cavalheiro (seção A-A').

A Unidade Superior do Grupo São Roque engloba as seqüências metapelíticas-metapsamíticas rítmicas, enfeixadas nas unidades SsFb, SsMr e SsMt, ocorrendo confinadas à borda N-NW da faixa. O pacote caracteriza-se pela monotonia litológica, padrão deformacional menos enérgico, ocorrência de restos isolados, quase configurando uma natureza vestigial, bem como por freqüentes limites dados por falhas, possivelmente condicionantes de sua preservação.

O pacote basal é representado pelos filitos bandados (alternância de níveis silticos e argilosos) da unidade SsFb. A passagem inferior é eminentemente transicional, como descrita acima, mas ocorrem contatos tectônicos e bruscos localizados. Contatos diretos são observados em Franco da Rocha (seção A-A') e entre os ribeirões Tapera Grande e Água Vermelha (seção C-C').

Os metarrítmitos pelito-psamíticos (SsMr) sobrepõem-se aos filitos bandados (SsFb) em diversos pontos como ilustram as seções A-A' e C-C'. Seus contatos são transicionais ou tectônicos. Por vezes sobrepõem-se brusca e diretamente sobre filitos laminados e xistos da Unidade Inferior como representado nas seções B-B' e D-D'.

Os metarenitos bandados (SsMt) ocorrem geralmente em corpos limitados por falhas. Seus contatos com a unidade SsMr são eminentemente transicionais, marcados pelo enriquecimento em bancos metareníticos. Geralmente, a sobreposição sobre aquela unidade é bastante nítida e realçada pela relativa abundância de estruturas primárias. As seções B-B' e D-D' mostram tais relações nas regiões entre o Rio Juqueri e o Ribeirão do Eusébio e na região do Ribeirão Itaim. Outras vezes mostram passagens laterais ou interdigitações que causam inversões locais, como nas regiões dos bairros Santa Inês e Machado, em Mairiporã e Vargem Grande ou Lago Azul, em Francisco Morato (seção D-D'). Contatos diretos (tectônicos) com filitos da Unidade Inferior podem ser observados no Morro Grande (seção C-C'), em Franco da Rocha, marcados por níveis microconglomeráticos centimétricos a decimétricos.

8.2.3. Correlações e Idades

De uma maneira geral, pode-se dizer que as diversas propostas de empilhamento das rochas supracrustais da Faixa São Roque mostram muita similaridade entre si, diferindo na ausência local de determinados litotipos e na maior ou menor expressão de alguns pacotes, causadas pela presença de variações faciológicas laterais, movimento relativos de falhas, erosão diferencial e localização em nichos específicos da bacia deposicional.

A Unidade Inferior representada na FIGURA 49 corresponde a uma seqüência reconhecida na

FIG. 49 - GRUPO SÃO ROQUE - COLUNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA COMPOSTA

maioria dos trabalhos anteriores, porém com estratigrafia interna geralmente omitida pela complexidade deformacional. A Unidade Superior é identificada com maior facilidade nos trabalhos de mapeamento realizados nas proximidades das bordas NNW da faixa.

Com relação ao esquema proposto por HASUI *et al.* (1976), a Unidade Inferior corresponde à Formação Boturuna, englobando os níveis vulcânicos admitidos pelos autores como embasamento. Faltam, na região de Guarulhos-Mairiporã os pacotes de calcários intercalados no topo da seqüência. A Unidade Superior correlaciona-se à Formação Pirajibu dos autores acima.

A seqüência basal reconhecida por COUTINHO *et al.* (1982) e JULIANI & BELJAVSKIS (1983), na região da Serra de Itaberaba, seria correlacionável à Unidade Inferior aqui proposta se englobasse os sedimentos carbonáticos, colocados pelos autores no topo da seqüência. Os ritmitos siltico-argilosos superiores descritos naquela área parecem corresponder à parte basal da Unidade Superior (SsFb), definida neste trabalho.

Os pacotes descritos acima para a região da Serra de Itaberaba foram, posteriormente, admitidos por JULIANI *et al.* (1986) como unidades litoestratigráficas distintas, a seqüência basal sendo denominada de Grupo Serra de Itaberaba e a seqüência superior resguardando a denominação de Grupo São Roque. A correlação destas unidades formais com as unidades Inferior e Superior aqui descritas não encerra muitos problemas, embora os autores acima não tenham apresentado estratotipo ou seção-tipo. As diferenças principais encontram-se na seqüência basal e prendem-se à maior expressão de litotipos vulcanoclásticos, à presença de formações ferríferas, à relativa escassez de rochas calciossilicáticas e às relações de discordância entre os dois pacotes na região estudada pelos autores.

Para área das folhas de Piracaia e Igaratá, CAMPOS NETO *et al.* (1983) apresentam uma coluna onde a seqüência basal (englobando os metarcóseos) pode ser correlacionada à Unidade Inferior aqui descrita. O pacote superior dos autores supracitados mostra uma inversão com relação à proposta aqui apresentada, que se admitida propiciaria uma correlação parcial entre os metarenitos ritmicos e os metarenitos bandados (SsMt) da Unidade Superior.

A coluna estratigráfica contida em CARNEIRO (1983) & CARNEIRO *et al.* (1984) para a região entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais possui grande correspondência com a proposta na FIGURA 49. A Unidade Inferior corresponderia aos pacotes de "metapsamitos impuros", "metapelitos", "metamargas e prováveis metatufos", os primeiros com menor expressão na área de Guarulhos-Mairiporã, onde faltariam as rochas calcárias. A base da Unidade Superior (SsFb) refere-se aos filitos ritmicos de topo do pacote metapelítico dos autores citados. O pacote de "metapsamitos puros" corresponderia aos metarenitos bandados (SsMt) e metarritmitos pelítico-psamíticos (SsMr) da Unidade Inferior, embora na área de Guarulhos-Mairiporã não tenham sido observadas intercalações anfíbolíticas.

Na coluna proposta por DANTAS & TEIXEIRA (1984), DANTAS *et al.* (1986) e DANTAS (1987) para a área das folhas Santana do Parnaíba e Guarulhos, os pacotes inferior e intermediário, correlacionam-se à Unidade Inferior aqui descrita, enquanto o seu pacote superior, embora não discriminando litofácies, corresponderia *in totum* à Unidade Superior descrita neste trabalho.

A proposição estratigráfica de BERGMANN (1988) para o Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, embora seja a única a apresentar os pré-requisitos formais (estratotipos, seções-tipo, etc.) é a que apresenta maiores problemas de correlação com as unidades aqui descritas. A Formação Pirapora (basal) pode ser parcialmente correlacionada à Unidade Inferior, embora mostre maior representatividade dos termos vulcânicos básicos, relativa escassez de metapelitos aluminosos, e inexistência de rochas calciossilicáticas. A Formação Estrada dos Romeiros (intermediária) descrita pela autora parece corresponder aos metassedimentos ritmicos e metarenitos bandados (SsMr e SsMt) de topo da Unidade Superior, resguardando-se do fato de

inexistirem formações ferríferas associadas. A Formação Boturuna (superior) ou Unidade Alóctone (BERGMANN, 1990), no entanto apresenta litofácies correlacionáveis aos termos basais da Unidade Inferior aqui descrita, incluindo o espesso Membro Quartzítico do Morro Boturuna. Porém, admitindo-se o aloctonismo da Formação Boturuna, é possível uma correlação parcial com a Unidade Inferior proposta no presente trabalho.

Os exercícios de correlação realizados acima evidenciam, ainda, diversos problemas pendentes, basicamente oriundos da escala local de investigação dos trabalhos citados, lançando dúvidas sobre a possibilidade de generalização ao nível de faixa como um todo, para os esquemas estratigráficos propostos. Tal fato, aliado às dificuldades de obtenção de estratotipos e definição de seções-tipo na área enfocada neste trabalho e à confusão gerada pela proliferação indiscriminada de terminologias, justificam a não-utilização de denominações formais para as unidades aqui apresentadas, embora o critério de mapeabilidade na escala 1:25.000 (HEDBERG, 1976) pudesse justificar o *status* de formação para as unidades Inferior e Superior.

Por outro lado, a atribuição hierárquica de Grupo ao pacote basal da Faixa São Roque, como efetivada por JULIANI *et al.* (1986) parece encerrar alguns problemas, mesmo se abstrairmos as necessidade de cumprimento dos pré-requisitos formais para a designação estratigráfica.

As diferenças de regime metamórfico, mais enérgico nos termos basais (possivelmente uma simples questão de nível estrutural, no sentido de MATTAUER, 1976), o provável padrão estrutural distinto (ainda bastante polêmico e controverso) e a vocação metalogenética peculiar não parecem ser critérios suficientes para a diferenciação hierárquica como grupos das unidades Inferior e Superior mapeadas, embora as diferentes associações de litofácies possam sugerir pretéritas seqüências sedimentares distintas. Ademais, as freqüentes descrições de passagens transicionais entre os dois pacotes (CARNEIRO *et al.*, 1984; ALMEIDA *et al.*, 1984; DANTAS & TEIXEIRA, 1984), parecem sugerir um provável caráter erosivo e local para as raras discordâncias descritas entre eles.

A integração de 117 dados geocronológicos da faixa São Roque efetivada por TASSINARI (1988) permite admitir o valor de 1790 ± 14 (U/Pb em zircões) obtido por VAN SCHMUS *et al.* (1986) em metavulcânicas do Morro do Polvilho e interpretado como associado à cristalização magmática, como limite inferior para a sedimentação do Grupo São Roque. O limite superior seria definido pelas intrusões granitóides tardi-tectônicas, associadas por TASSINARI (*op. cit.*) aos valores em torno de 520 Ma.

JULIANI *et al.* (1986) sugerem uma idade transamazônica para o Grupo Serra de Itaberaba e brasileira para o Grupo São Roque. Embora não se descarte a possibilidade de um hiato considerável de tempo entre a sedimentação das duas seqüências sedimentares acima discutidas, a precariedade do conhecimento geocronológico não confirma tal interregno. Por outro lado, o reconhecimento da possível presença de rochas vulcânicas básicas nos níveis correlacionáveis à Unidade Superior (CARNEIRO *et al.*, 1984; BERGMANN, 1988) é fator complicante para aquela assertiva.

Desta maneira, admite-se neste trabalho o amplo intervalo do Proterozóico Inferior-Proterozóico Médio como idade de deposição dos metassedimentos e vulcanismo no Grupo São Roque.

8.2.4. Ambiente de Sedimentação e Tectônica: Considerações Gerais

Em que pese a reduzida ocorrência de estruturas sedimentares nas seqüências mapeadas, a análise da natureza, distribuição e sucessão das litofácies presentes, conjuntamente com as feições descritas nas áreas adjacentes, permite uma abordagem preliminar, ainda que bastante

especulativa, acerca do ambiente de sedimentação e tectônica da bacia São Roque.

A natureza eminentemente pelítica da Unidade Inferior sugere deposição em ambientes marinhos de águas pouco profundas. O caráter amidaloidal das rochas metavulcânicas e a ausência de lavas almofadadas indicativas de pressões de gases maiores que a pressão da coluna d'água (ANDREIS, 1990) sugerem profundidades inferiores a 300m na porção da bacia estudada neste trabalho. Condições mais profundas podem ter sido alcançadas em outros pontos da bacia.

Metarcóseos, metagrauvas, metaconglomerados e quartzitos grosseiros e imaturos com estratificações cruzadas e portando metabrechas intraformacionais, em bancos restritos próximos aos prováveis limites da bacia, são sugestivos de influxos terrígenos associados a pulsações de borda.

A ocorrência de rochas metacarbonáticas em associação com pelitos e vulcânicas em porções estratigráficas basais indica condições de águas mais rasas e quentes, podendo ser atribuídas a tentativas abortadas de instalação de regime plataformar por variações episódicas do nível do mar ou mesmo significar porções distais de seqüências neríticas.

O topo da Unidade Inferior, onde bancos metareníticos e metassílticos intercalam-se amiúde em metapelitos (filitos e micaxistos sericíticos), é prolongamento de litofácies similar que ocorre desde Pirapora do Bom Jesus e que engloba calcários dolomíticos e calcíticos com estromatólitos, indicativos de águas rasas, quentes e pouco agitadas (FIGUEIREDO *et al.*, 1982; BERGMANN, 1988) típicos de regimes plataformais, como sugerido por SANTORO *et al.* (1988) em trabalho na região de Cajamar, a oeste da área em foco.

A Unidade Superior parece representar a instalação de uma nova seqüência sedimentar. Condições marinhas epicontinentais de águas rasas têm sido admitidas por quase todos os autores para as unidades metarrítmicas pelito-psamíticas e metapsamitos bandados. HASUI (1976) e JULIANI & BELJAVSKIS (1983) caracterizam-nas como depósitos flyschóides plataformais, enquanto SANTORO *et al.* (1988) sugerem-lhes um caráter regressivo. BERGMANN (1988) conclui por um ambiente costeiro, com a ritmicidade e estruturas sedimentares indicando condições de alternância de zonas de praia e de transição para plataforma, associadas a prováveis oscilações do nível do mar.

As características de distribuição da Unidade Superior na Faixa São Roque, configurando lobos adjacentes à zona de borda desde a região da Serra do Japi (SANTORO, 1982), possuindo maior expressão na Serra dos Cristais (CARNEIRO, 1983), prolongando-se até a região entre Franco da Rocha e Mairiporã, associada à natureza das litofácies mapeadas e sua sucessão relativa no espaço (com as unidades SsFb, SsMr e SsMt indicando uma seqüência granocrescente), permitem especular sobre uma sedimentação em possível sistema deltaico prográdacional sobre seqüência plataformar subjacente. O caráter textural maturo a submaturo (FOLK, 1968) e os tipos de estruturas sedimentares encontradas são compatíveis com este tipo de sedimentação.

A litofácies em posição basal é constituída por sedimentos rítmicos síltico-argilosos da unidade SsFb, texturalmente submaturos encerrando estruturas como laminação plano-paralela, marcas de onda de pequena amplitude com prováveis *flasers* associados, são muito similares aos encontrados em seqüências do tipo pró-delta. Tais depósitos são de difícil distinção dos depósitos de transição entre zonas de lama da plataforma e zonas de sedimentação de areias costeiras (MENDES, 1984)

Os metarrítmicos psamíticos-pelíticos (SsMr) e metarenitos bandados (SsMt) ocorrem ora com relações que sugerem interdigitações e passagens laterais, ora com os últimos em posição estratigraficamente superior. As estruturas mais comuns são a estratificação gradacional e laminação plano-paralela. Os metarrítmicos (SsMr) apresentam ainda estratificações cruzadas de

pequeno porte e algumas feições sugestivas de laminações convolutas e estruturas de deslizamento (*slumps*), enquanto raras marcas de onda de pequeno porte podem ser encontradas nos metarenitos bandados. As características gerais destas litofácies são compatíveis com aquelas de uma seqüência de frente deltaica, onde os corpos de areia poderiam representar barras de desembocadura de distributários. É possível que alguns depósitos arenosos representem condições subaéreas ou mesmo de planícies deltaicas, mas nenhuma evidência permite especular sobre o assunto.

De qualquer maneira, a exata caracterização do ambiente deposicional, com a precisa identificação dos subsistemas aventados acima, está na dependência do desenvolvimento de estudos paleoambientais e estratigráficos específicos de semi-detálhe a detálhe, onde a região da Serra dos Cristais parece ser um sítio propício pela representatividade dos depósitos discutidos.

A FIGURA 50, de natureza bastante especulativa, tenta esquematicamente ilustrar as relações e distribuição das litofácies no ambiente de sedimentação do Grupo São Roque, como sugerido pelo modelo especulativo aventado acima, reproduzindo um hipotético corte longitudinal NNW-SSE.

Quanto à natureza tectônica da bacia São Roque, o magmatismo bimodal, os limites por falhamentos profundos, associado à presença de sedimentação imatura nas bordas indicativa de condições de deposição rápida, permitem inferir uma natureza do tipo *rift*, com restrita abertura oceânica. Tal estrutura, de dimensões aulacogênicas, ter-se-ia implantado em assoalho predominantemente ensialico, com feições comparáveis às bacias do tipo IF (*interior fracture*) de KINGSTON *et al.* (1983), de margem continental passiva.

A disposição preferencial de influxos terrígenos e sedimentos imaturos na borda SSE em relação à borda NNW e o aumento da profundidade do ambiente de sedimentação nos sentidos NNW-SSE e ENE-WSW são sugestivos de forma assimétrica para a bacia, com a borda SE possuindo um caráter mais pulsante. As relações entre as litofácies indicam alternância de condições de quietude e instabilidade tectônica com variações significativas do nível do mar.

Um segundo estágio de evolução da bacia São Roque pode ser inferido a partir da análise das características da seqüência deposicional superior, de natureza progradacional, "afogando" a seqüência plataformar adjacente e extravasando os presumidos limites NNW da bacia. Tais feições são bastante similares às daquelas das bacias do tipo MS (*marginal sag*) de KINGSTON *et al.* (1983).

FIGURA 50- INTERPRETAÇÃO ESQUEMÁTICA DO AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO SÃO ROQUE

CAPÍTULO 9 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A natureza policíclica dos terrenos pré-cambrianos da área estudada no presente trabalho é a responsável pela complexidade geológica verificada. Assim, os distintos eventos de metamorfismo, migmatização, dobramentos, cisalhamento e magmatismo ocorreram em fases nem sempre passíveis de perfeita discriminação em termos geocronológicos. A variação de intensidade, escala e distribuição geográfica destes eventos, associados aos efeitos da superposição, erosão e intemperismo, além da relativa escassez de dados geocronológicos constituem obstáculos que, muitas vezes, mascaram a percepção da correta sucessão dos episódios no decorrer do tempo geológico.

Não obstante, a integração do conjunto das observações e dados geológicos inseridos nos capítulos precedentes permitem esboçar o exercício de compreensão das relações cronológicas relativas dos vários eventos identificados que o QUADRO X procura sintetizar. Neste, em que pese a inevitável dose de interpretação e especulação envolvida, procura-se respeitar o nível de informações existentes, caracterizando os eventos como comprovados, inferidos ou possíveis, mas não verificados.

Os episódios geológicos e tectônicos relatados encerram nuances próprias que, para efeitos descritivos, são discutidas em função de dois compartimentos geográficos distintos: Os domínios Piracaia-Jundiá e São Roque (TASSINARI, 1988). O primeiro engloba as unidades geológicas situadas no extremo norte da área mapeada, nas adjacências da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e o segundo inclui as unidades das porções central e sul. A simbologia referenciada aos eventos mencionados no texto a seguir visa relacioná-lo ao QUADRO X.

9.1. DOMÍNIO PIRACAIA-JUNDIÁ

Os eventos geológicos e tectônicos registrados nesta porção do Pré-Cambriano paulista teve como palco uma crosta eminentemente continental, cujos dados geocronológicos disponíveis (TASSINARI, *op.cit.*) indicam existência anterior a 2,1 Ga. As rochas do Embasamento Pré-São Roque, expostas principalmente no Domínio Piracaia-Jundiá, são comumente correlacionadas ao Complexo Amparo (substrato migmatítico) e Grupo Itapira (supracrustais), aflorantes mais ao norte da área (BATISTA *et al.*, 1986; OLIVEIRA *et al.*, 1985, 1987).

Os paragneisses, xistos com níveis anfibolíticos e quartzíticos da Unidade Superior do Complexo Gnáissico-Migmatítico indicam um evento de deposição (I) de seqüência vulcano-sedimentar, no Domínio Piracaia-Jundiá, correlacionáveis a rochas similares da região leste de Itapira estudadas por ARTUR (1980). O evento metamórfico MM' de grau alto, com provável migmatização associada, atuante nestas rochas, forneceu idades isocrônicas (dados retrabalhados por TASSINARI, 1988) de 2114 ± 90 Ma e 1994 ± 42 Ma, respectivamente, em rochas máficas e félsicas. As razões iniciais (respectivamente 0,7019 e 0,7274) indicariam materiais-fonte bastante distintos, o primeiro derivado de vulcanismo (G) pouco diferenciado (provavelmente mantélico) e o segundo indicando uma longa vida crustal anterior.

A generalizada feição milonítica das rochas gnáissicas-migmatíticas está associadas, provavelmente, a um evento de cisalhamento dúctil (C), enquanto raras dobras isoladas do bandamento gnáissico encontradas em núcleos paleossomáticos são ligadas ao evento de deformação genérico F_n.

TASSINARI (*op.cit.*) relata para as rochas do Domínio Piracaia-Jundiá, a atuação de mais três eventos metamórficos, com migmatização associada, provavelmente associados às atividades graníticas do Proterozóico Médio e Superior. Idades Rb/Sr destes eventos fornecem valores de 1316

± 35 Ma (MM'), 832 ± 27 Ma (MM') e 588 ± 33 Ma (MM'). Dois destes eventos são identificados na área estudada, possivelmente correspondentes ao primeiro e último. O primeiro é caracterizado por processos de sistema relativamente fechado (diferenciação metamórfica e fusão parcial), gerando estruturas mais homogêneas (diatexiticas), enquanto o segundo mostra processos restritos de injeção magmática de fundidos pegmatóides e de processos metassomáticos, gerando estruturas oftalmíticas.

Os demais eventos incidentes no Domínio Piracaia-Jundiá (principalmente os de cisalhamento e dobramentos) estão estreitamente relacionados à evolução geológica no Proterozóico Médio e Superior e têm seus efeitos melhor registrados no Domínio São Roque, sendo discutidos a seguir.

9.2. DOMÍNIO SÃO ROQUE

Os restitos de biotita gnaisses bandados, anfibolitos e calciossilicáticas encontrados em ortognaisses do Domínio São Roque, podem ter origem crono-correlata ao evento de deposição (I) e metamorfismo (MM') discutidos acima.

Os ortognaisses miloníticos (γ og) refletem, possivelmente, episódio de granitogênese (G'), cuja associação migmatítica e caráter peraluminoso, remetem à anatexia de material de vida crustal anterior, com alojamento *in situ*, em condições mesozonais. Não se descarta a possibilidade de idades bem mais antigas para estes litotipos, pois seixos de ortognaisses miloníticos, petrográfica e texturalmente bastante similares aos aqui abordados, que ocorrem em metaconglomerados da região do Jaraguá (DANTAS *et al.*, 1986), definiram curvas isotópicas de Sr (TASSINARI, 1988) indicativas de idades maiores que 2,4 Ga.

Um antigo evento de cisalhamento dúctil (C), não incidente nas rochas metamórficas circundantes, é responsável pelas feições milonítico-gnáissicas e blastomiloníticas desta unidade.

Em que pese o caráter ainda especulativo da discussão acima, os dados configuram um embasamento de natureza ensialica (provavelmente relacionado a antigo arco magmático) como cenário de instauração da bacia São Roque nos primórdios do Proterozóico Médio. As feições gerais dos limites, magmatismo e sedimentação na bacia sugerem um caráter de *rift* intracontinental, implantado a partir de evento de cisalhamento (C,) de movimentação predominantemente normal.

Embora o vulcanismo inicial da bacia seja tipicamente de natureza toleítica, a possível presença de rochas intermediárias com quimismo de afinidade cálcio-alcalina poderia ser atribuída à incipiente diferenciação, fato comum neste tipo de bacia intracontinental (KRONER, 1984). Por outro lado, a abertura oceânica não implica, necessariamente, na atuação completa do Ciclo de Wilson, envolvendo consumo de crosta oceânica, faltando, no nível de conhecimento atual da Faixa São Roque, as feições petrotectônicas distintivas de tais processos.

A formação de orógenos intracontinentais (ensialicos) no Proterozóico Inferior é explicada por KRONER (1983) através de rifteamento, seguido de adelgaçamento crustal, delaminação do manto litosférico e subducção do tipo-A (FIGURA 51). ETHERIDGE *et al.* (1987) aplicaram tais conceitos às bacias do Proterozóico Inferior-Médio (Ciclo Barramundiano) do NE da Austrália, enfatizando como feições principais destas estruturas a ausência de ofiolitos e cinturões metamórficos pareados, presença de embasamento ensialico, pobreza em vulcanismo andesítico, predominância de depósitos sedimentares de águas rasas e a movimentação vertical pouco significativa.

A sedimentação inicial (I,) eminentemente pelítica, de natureza marinha, ocorre em águas pouco profundas, características de mares epicontinentais, embora condições locais de maiores profundidades possam ter acontecido. Profundidades progressivamente crescentes de NW para SE sugerem natureza originalmente assimétrica para a bacia.

A deposição é acompanhada por magmatismo (G_1) básico a intermediário de caráter toleítico (lavas basálticas, andesíticas e *sills* de diabásio), episódios explosivos isolados gerando rochas vulcanoclásticas restritas e, com menor expressão, por manifestações subvulcânicas ácidas a intermediárias.

As condições de rápida deposição e tectônica instável se expressam na presença de influxos terrígenos (arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos, grauvacas, brechas e conglomerados). A forte concentração destes litotipos nas porções adjacentes à borda SSE da bacia, com presença bastante expressiva de conglomerados polimíticos e arcóseos na região a oeste da área mapeada (CARNEIRO, 1983; ALMEIDA *et al.*, 1984; DANTAS *et al.*, 1986), indica um caráter provavelmente mais pulsante para esta borda. A presença destas litofácies em níveis diversos da Unidade Inferior atestam a continuidade do regime de alternância entre períodos de quietude e instabilidade tectônica. Da mesma maneira, os níveis carbonáticos margosos parecem indicar tentativas esporádicas de instalação de regime plataformar.

A sedimentação plataformar ocorre com a alternância dos níveis pelíticos e psamíticos do topo da Unidade Inferior, que em sua continuidade para oeste abrigam abundantes intercalações de calcários dolomíticos e calcíticos (ALMEIDA *et al.*, *op.cit.*; SANTORO *et al.*, 1988).

As características litológicas e estruturas peculiares dos ritmitos da Unidade Superior do Grupo São Roque sugerem uma nova seqüência de sedimentação, em condições de águas rasas, cujas litofácies e ordenamento interno são bastante similares às dos sistemas deltaicos.

Necessário lembrar que não foi observado qualquer hiato erosivo ou discordância entre os dois pacotes. Pelo contrário, passagens transicionais para o topo da Unidade Inferior contra-indicam a hipótese de descontinuidade na sedimentação. De qualquer maneira, não se deve descartar a possibilidade dos metassedimentos da Unidade Superior representarem evento deposicional (I_2) posterior a período erosivo, uma vez que indícios de inconformidades são descritos em outras regiões (JULIANI *et al.*, 1986).

A primeira fase de dobramentos (F_1), síncrona à fase F_{n+1} do Domínio Piracaia-Jundiá e o metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito, acompanhado de restrita migmatização (MM'_1) e porfiroblastese de diferentes aluminossilicatos são os primeiros registros de tectônica compressional, provavelmente associados ao início do fechamento da bacia.

Em condições sin- a tardi-cinemáticas, ocorre o magmatismo granitóide (G_2) da Suite Pré-Tectônica, de natureza crustal e quimismo aluminoso, gerando os maciços alongados, comuns em cinturões de cisalhamento intracontinentais.

O evento de cisalhamento C_2 , com importante componente de baixo ângulo, gerando diversos falhamentos inversos, cavalgamentos restritos e expondo rochas de níveis estruturais inferiores, associa-se aos eventos deformacionais (F_1). O caráter originalmente recumbente de grande parte dos dobramentos de F_1 , associado à presença de dobras em bainha de fase síncrona, nos gnaisses do domínio Piracaia-Jundiá, são sugestivos de cisalhamento dúctil de baixo ângulo por deformação heterogênea não-coaxial, pelo menos nos níveis mais profundos.

Admite-se para este evento metamórfico e deformacional uma idade em torno de 1300 ± 100 Ma, com resfriamento regional entre 1000 e 1100 Ma (TASSINARI, 1988).

O evento metamórfico M_2 tem o seu pico um pouco antes da segunda fase de dobramentos, sendo caracterizado pela continuidade do crescimento de porfiroblastos em períodos anteriores e síncronos à formação da foliação S_2 . As datações geocronológicas disponíveis apontam para o intervalo de 800 a 720 Ma para o período principal de metamorfismo (TASSINARI, *op. cit.*). Idade isocrônica Rb/Sr de 800 ± 30 foi obtida por VAN SCHMUS *et al.* (1986) na matriz dos metaconglomerados do Jaraguá, sendo interpretada como representativa do evento metamórfico principal atuante no Grupo São Roque.

A segunda fase de dobramentos (F_2), homoaxial a F_1 , imprime as feições gerais da área estudada e da faixa dobrada como um todo, originando as principais macroestruturas identificadas.

Os eventos magmáticos G_3 e G_4 são definidos em função de suas relações temporais com a fase de dobramentos F_2 , embora guardem feições de continuidade no tempo.

A granitogênese (G_3), sin- a tardi-tectônica à F_2 , é responsável pela maioria das rochas plutônicas ácidas da Faixa São Roque, originando corpos cálcio-alcalinos peraluminosos, de filiação eminentemente crustal, possivelmente relacionados a processo de colisão continental. Incluem-se dentre eles os maciços da Cantareira e Mairiporã, que se posicionam nesta ordem cronológica. Este magmatismo ocorre numa faixa de idade entre 600 e 700 Ma, compatível com os valores de 669 ± 8 Ma (U/Pb em zircão) e 625 ± 85 Ma (isócrona Rb/Sr) obtidos para o Maciço da Cantareira (TASSINARI, *op.cit.*)

O evento G_4 inclui o Maciço de Taipas e as frações mais tardias dos maciços da Cantareira e Mairiporã (e.g. tipos Tremembé, Jaraguá), possivelmente relacionados ao resfriamento da fase metamórfica M_2 , em torno de 620 a 600 Ma.

O metamorfismo M_3 refere-se à diaforese generalizada das rochas da Faixa São Roque (com extensiva sericitização de aluminossilicatos), sendo contemporâneo à fase de dobramentos F_3 , de pouca intensidade e penetratividade.

A etapa principal de transcorrência (evento C_3), com a formação de milonitos de alto ângulo e estruturação do atual padrão das zonas de cisalhamento da área, tem grande continuidade no tempo, com maior importância no período pré- F_2 a Pré- F_3 . Isto é evidenciado por feições como milonitos dobrados por D_2 ou paralelismo das foliações S_2 e S_1 nas proximidades das zonas de cisalhamento. O evento de cisalhamento C_4 é configurado por intenso fraturamento NE e transcorrências localizadas, deslocando faixas miloníticas.

Deformações tardias na forma de suaves arqueamentos de grande amplitude, possivelmente relacionadas aos corpos granitóides de maiores dimensões, definem a pouco penetrativa fase F_4 de dobramentos.

Já no Eopaleozóico, em condições de tectônica distensiva, ocorrem as intrusões pós-tectônicas, em condições epizonais, dos maciços do Juqueri, Morro de Perus e corpos turmalíferos de Perus (G_5), com M_4 representando o restrito metamorfismo de contato associado aos dois últimos corpos. Possantes intrusões pegmatíticas finais e diferenciados aplíticos constituem o evento final (G_6) na evolução brasileira da faixa São Roque, controlados por fraturamento e falhamentos de direção NW-SE (C_5).

Um período de relativa quietude tectônica marca o período entre o Eopaleozóico e o Mesozóico, com soerguimento geral e erosão acentuada do Escudo Atlântico, concomitantemente à subsidência da Bacia do Paraná, a NW.

Novo período paraplataformal se instala no Mesozóico, correspondendo à fase de Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), com movimentação normal de falhas (C_6).

Após breve período de soerguimento e erosão, nova e intensa movimentação vertical de falhas antigas e basculamento de blocos, tem lugar no Escudo Atlântico. Data desta época, a tafrogênese responsável pela formação da Bacia de São Paulo, com sedimentação (I_2) de idade eocênica-oligocênica (LIMA & MELO, 1989), em ambiente flúvio-lacustrino.

Duas importantes etapas de reativação de falhas (C_7 e C_8) parecem relacionar-se aos períodos paleogênicos e neogênicos, como sugere ALMEIDA (1976).

Segue-se nova epirogênese, entremeada por variações climáticas significativas e esculpimento de superfícies de aplainamento, culminando pela deposição (I_4) de sedimentos aluvionares recentes nas calhas das principais drenagens.

CAPÍTULO 10 - RECURSOS MINERAIS

As ocorrências minerais cadastradas, na área estudada no presente trabalho, encontram-se plotadas no DESENHO 3.

Os principais bens minerais explorados na região N da Grande São Paulo referem-se aos não-metálicos para construção civil e uso industrial, tendo em vista a enorme demanda que surge das necessidades da região metropolitana.

A argila é amplamente explotada na região NW da área, nos vales dos ribeirões Itaim e da Estira, dentre outros. Extraída das várzeas e baixos terraços, abastecem dezenas de pequenas olarias semi-artesanais. O declínio desta atividade em função da expansão urbana pode ser medido a partir da observação das sínteses de ocorrências minerais efetuadas por KNECHT (1950) e ALMEIDA E.B. *et al.* (1981), quando se cadastraram números muito superiores de ocorrências em exploração.

Os granitos são intensamente explotados para a produção de materiais variados para construção civil (brita, paralelepípedos), mais raramente como rocha ornamental. São inúmeras as pedreiras de grande porte na área, sendo incontáveis as pequenas pedreiras artesanais de exploração sazonal, principalmente nos maciços da Cantareira e Mairiporã, inclusive em Áreas de Proteção Ambiental.

Areia é explotada, em pequena escala, artesanalmente, nos leitos aluvionares da área. Extrações de maior porte são registradas como subprodutos em pedreiras de granitos, pela decomposição mecânica de níveis alterados ou rochas quartzíticas (e.g. Pedreira Firpavi, borda do quartzito da Serra da Pirucaia).

De uma maneira geral, a falta de fiscalização deixa aberta a possibilidade de inúmeros problemas de ordem ambiental advindos destas explorações, como assoreamento de córregos (provocando inundações freqüentes, como na região do Bairro Cabuçu, em Guarulhos) e deterioração de malha viária (pelo tráfego pesado), dentre outros.

Os pegmatitos encaixados nas bossas turmaliníferas de Perus e encaixantes são intensamente lavrados, embora com produção em declínio e várias pedreiras desativadas. O principal produto é o feldspato para a indústria cerâmica e de vidro, caulim para indústria de papel e cerâmica, sendo, ainda, conhecidas ocorrências de Li (lepidolitas), B (turmalinas), U-Th (autunita, opala uranífera, beta-uranofânio) e Berilo.

A água mineral (ou potável de mesa) é extraída na região de Perus (ponto JC-705) e na região do Horto Florestal, na Capital.

As ocorrências de minerais metálicos são muito raras e de reduzida importância, na área estudada.

Algumas referências sobre a ocorrência de ouro na região estudada estão contidas em KNECHT (1950). O autor cita antigas ocorrências aluvionares no Ribeirão dos Cristais (Franco da Rocha), Ribeirão das Lavras (em Guarulhos) e no Rio Juqueri (entre Franco da Rocha e Mairiporã), explotadas no século XVIII, que teriam como fonte veios de quartzo contendo piritas auríferas, encaixados em metamorfitos de baixo grau da "Série São Roque".

ALMEIDA *et al.* (1984) descrevem antigas cavas de exploração de Au na região a NW do Pico do Jaraguá, em veios sulfetados de quartzo, ressaltando sua disposição linear ao longo dos eixos de dobras da fase F₂ e de contatos entre unidades calciossilicáticas e metapelíticas-metapsamíticas. Uma amostra de quartzito sulfetado coletada em uma dessas cavas forneceu uma dosagem da ordem de 15,6 p.p.m de Au (CARNEIRO, 1983).

Tais informações conduzem a considerar a prospectividade de áreas metapelíticas com atuação de soluções hidrotermais, destacando-se aquela a NE de Mairiporã, onde micaxistos intensamente afetados por falhamentos encontram-se penetrados por abundantes veios de quartzo e mobilizados quartzo-feldspáticos.

Ocorrências de sulfetos (pirita e calcopirita) são encontradas associadas às rochas granitóides, porém em quantidades bastante diminutas para justificar qualquer interesse comercial. Localizam-se preferencialmente em bordas dos enclaves microgranitóides, fratura de megacristais e rochas, bem como em alguns pegmatitos quartzo-feldspáticos. Mostram, nos maciços da Cantareira, Mairiporã e Taipas, particular afinidade com as fácies menos diferenciadas (tipos Mandaqui e Hortolândia).

Concentrações um pouco maiores e disseminações mais expressivas de pirita, associadas a esfalerita e galena, em fraturas, foram constatadas em afloramento do Maciço Morro de Perus (γ_4 Mp), no ponto JC-1092 (FOTO 28), onde análise química revelou teores mais elevados de Pb e Zn.

Outras ocorrências a destacar são aquelas de titanitas em cristais milimétricos até 1 cm na borda SE do Maciço da Cantareira (Fácies Ortognáissica-tipo Mandaqui).

Ferro em concentrações supérgenas é encontrado em crostas limoníticas de filitos na região do Hospital Psiquiátrico do Juqueri, em Franco da Rocha.

Concentrações centimétricas a decimétricas de óxidos de manganês são bastante comuns em fraturamento de rochas anfíbolíticas e calciossilicáticas (FOTO 04), enquanto alguns níveis de filitos sericíticos finos da região de Guarulhos e Faz. Tocantins (Mairiporã) mostram-se enriquecidos em grafita.

Por fim, ressalte-se que granitóides cálcio-alcálinos aluminosos, de fontes crustais, de ambiência tectônica e feições petrográficas-texturais, composicionais e químicas similares às dos maciços descritos na região estudada neste trabalho, têm apresentado, por informações da literatura geológica, uma vocação metalogenética bastante peculiar, geralmente de importância crescente nos termos mais diferenciados.

Os granitos tipo-S da Austrália e Tasmania (CHAPPELL & WHITE, 1974) e os limenita-granitos do Japão (ISHIHARA, 1981) associam-se a mineralizações em Sn e W (scheelita nos contatos e wolframita em veios de quartzo), com B e F concentrados nos pegmatitos finais. W, Sn, Nb, U e terras-raras estão associados aos leucogranitos de fusão crustal do Maciço Central da França (LAMEYRE & BOWDEN, 1982). Na China, os biotita-granitos da Série I associam-se a importantes mineralizações de terras-raras, enquanto os leucogranitos mais diferenciados relacionam-se a concentrações de Nb-Ta, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Mo e U (WANG *et al.*, 1980, 1983).

CAPÍTULO 11 - CONCLUSÕES

1) A área a norte da Grande São Paulo, objeto deste trabalho, constitui porção de um cinturão metamórfico polideformado de baixo a médio grau, de natureza convencional, implantada no início do Proterozóico Médio, com evolução tectônica englobando o Proterozóico Superior e atingindo condições paraplataformais já no Eo-Paleozóico.

Seus limites a norte não são bem definidos, com continuidade de sua seqüência supracrustal sobre unidades mais antigas do Domínio Piracaia-Jundiá, extravasando a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira.

A sul, os limites com a Faixa Apiaí (com a qual a Faixa São Roque possui fortes similaridades litoestratigráficas, metamórficas, estruturais e geocronológicas) são de natureza tectônica.

A possibilidade de continuidade entre as áreas dobradas em questão, possivelmente através da porção encoberta pela Bacia do Paraná, a leste, define o caráter meramente geográfico e a conotação informal da designação Faixa São Roque, utilizada neste trabalho.

2) Foram reconhecidas e delimitadas diversas exposições de rochas de alto grau metamórfico, atribuíveis ao Embasamento da Faixa São Roque, e englobadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico.

A norte da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, estas rochas definem uma Unidade Inferior (metatextitos e diatextitos) e uma Unidade Superior (gnaisse e micaxistos) com feições indutoras de correlação, respectivamente, com os grupos Amparo e Itapira, definidos mais ao norte da área estudada, para os quais admite-se uma evolução policíclica, remontando a períodos anteriores a 2,1 Ga.

A SE, na região entre Guarulhos e Mairiporá, o embasamento é definido por ortognaisses miloníticos e blastomiloníticos, possivelmente alçados tectonicamente a níveis superiores, que apresentam discordâncias localizadas com as rochas supracrustais do Grupo São Roque. O quimismo peraluminoso e a associação migmatítica desta unidade sugerem-lhe uma origem a partir de magmatismo granitóide, provavelmente relacionado a evento colisional antigo.

3) O pacote supracrustal é representado por uma seqüência vulcano-sedimentar de baixo a médio grau metamórfico, englobada no Grupo São Roque. As relações de empilhamento estratigráfico permitiram sua subdivisão nas unidades Inferior e Superior, de contatos transicionais e/ou tectônicos. Apesar da mapeabilidade na escala 1:25.000, evitou-se designações estratigráficas formais para estas unidades, face às dificuldades de estabelecimento de seções, estratotipos ou áreas-tipo devido à complexidade do padrão deformacional.

4) A Unidade Inferior do Grupo São Roque inclui termos metapelíticos predominantes (micaxistos e filitos), com intercalações metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas a intermediárias (anfíbolitos maciços, xistosos ou bandados e metatufos líticos e vítreos), mais restritamente ácidas. Compõem, ainda, esta unidade, expressivas ocorrências de rochas calciossilicáticas (prováveis metamargas, contaminadas com tufos), metapsamitos impuros (metarcóseos, metagrauvas), lentes quartzíticas e restritos níveis conglomeráticos. A fácies metamórfica varia de xisto-verde a anfíbolito médio (baixo a médio grau), sendo correlacionável ao Grupo Serra de Itaberaba de JULIANI *et al.* (1986) ou, parcialmente, à Formação Pirapora de BERGMANN (1988).

A Unidade Superior é definida por uma seqüência de metarritmitos de baixo grau metamórfico, compreendendo, predominantemente, filitos bandados e alternância de sericita-xistos e filitos com metapsamitos puros a subarcoseanos. Esta unidade correlaciona-se ao Grupo São Roque, no sentido estrito de JULIANI *et al.* (*op.cit.*) ou, parcialmente, à Formação Estrada dos Romeiros, de

BERGMANN (*op.cit.*).

5) Embora com padrão geral complicado pelos fenômenos metamórficos e metassomáticos, os dados químicos das rochas metabásicas apontam para uma natureza predominantemente toleítica e caráter oceânico. Os tipos litológicos mapeados compõem conjuntos com nuances composicionais distintas.

A SW (região do Jaraguá), hornblenda anfibolitos e diopsídio anfibolitos possuem composições predominantemente basálticas e estruturas, respectivamente, indicativas de natureza extrusiva e intrusiva hipo-abissal (*sills* e diques). A SE (região de Guarulhos-Mairiporã), quartzo-hornblenda anfibolitos e anfibolitos bandados, já apresentam composições basálticas andesíticas a andesíticas, com feições indicativas, respectivamente, de extrusões e deposição piroclástica (tufos contaminados com metapelitos e metamargas).

As feições geoquímicas gerais são bastante similares aos de basaltos de cadeias meso-oceânicas (MORB) ou de *rifts* continentais, com os quartzo anfibolitos da área SE mostrando padrões de elementos menores similares aos de basaltos de margem continental ativa. Tais fatos, quando associados a dados de áreas vizinhas (LAZZARI, 1987) são sugestivos de possível zoneamento composicional e químico de W para E, que a evolução do conhecimento poderá esclarecer. Não é descartada, também, a hipótese de existência de magmatismo básico ligado a eventos pré-colisionais, relacionados a processos de subducção de placa oceânica no Proterozóico Médio, ao qual poderiam se relacionar as rochas andesíticas de quimismo cálcio-alcálico.

6) As bordas definidas por falhas, a natureza e distribuição dos sedimentos, com evidências de deposição rápida e grande inquietude tectônica dadas por influxos terrígenos, a presença de vulcanismo toleítico oceânico de caráter bimodal, são feições que induzem, para o ambiente deposicional pretérito do Grupo São Roque, um modelo de *rift* intracontinental assimétrico, com restrita abertura oceânica, implantado sobre assoalho ensialítico de um provável arco magmático antigo. A deposição inicial teria ocorrido nos primórdios do Proterozóico Médio, como indicado por determinações radiométricas em rochas metavulcânicas (TASSINARI, 1988).

7) As características gerais permitem inferir para a bacia São Roque um ambiente deposicional inicial de águas relativamente pouco profundas, com deposição de metapelitos, concomitante a vulcanismo básico toleítico. Influxos terrígenos (areias, grauvas, arcóseos, conglomerados), apontam para a relativa mobilidade tectônica com as rochas carbonáticas, dispostas em diversos níveis da seqüência, devendo representar tentativas abortadas de instauração de regime plataformar. O topo da Unidade Inferior (pelitos alternados com psamitos e intercalações calcárias a W da área) representariam ambiente nerítico de maior quietude.

A natureza da sedimentação da Unidade Superior do Grupo São Roque é sugestiva de nova seqüência deposicional, embora se tenha constatado contatos transicionais e não fosse observada qualquer inconformidade. A distribuição geográfica, estratigrafia e estruturas primárias registradas, são sugestivas de um possível sistema deltaico progradante sobre a plataforma.

As características evolutivas da bacia São Roque abordadas acima são similares às das bacias classificadas por KINGSTON *et al.* (1983) como do tipo IF (*Interior Fracture Type*), evoluindo para o tipo MS (*Marginal Sag Type*).

8) O grau de dificuldade encontrado para os procedimentos de análise estrutural na porção estudada da Faixa São Roque é significativo, pois há forte paralelização de estruturas devida às extensas zonas de cisalhamento presentes, além do aumento da complexidade do padrão deformacional induzida pelas intrusões granitóides. Não obstante, o padrão de superposição das estruturas lineares, planares e das gerações de dobras reconhecidas, associado ao estudo estatístico de domínios homogêneos (em diferentes escalas), permitiram o reconhecimento de

quatro fases de dobramentos.

A fase F_1 não constitui grandes estruturas, sendo caracterizadas por uma xistosidade plano-axial a dobras cerradas a isoclinais de S_0 , com forte transposição associada. Admite-se, em níveis estruturais inferiores, a existência de processos de cisalhamento dúctil de baixo ângulo não-coaxial, não percebido nos níveis superiores. À fase F_1 associa-se movimentação inversa, com descolamentos de pequeno a médio porte, expondo níveis crustais mais profundos.

A fase F_2 é a principal fase registrada na área, responsável pela estruturação regional observada, sendo-lhe atribuída as maiores estruturas dobradas presentes. Mostra uma persistente clivagem de crenulação plano-axial às dobras de S_1 , possuindo uma direção geral ENE-WSW.

As fases F_3 e F_4 possuem pouca penetratividade e intensidade, caracterizando-se por imprimir ondulações e virgações das estruturas preexistentes. F_3 define uma clivagem de fratura plano-axial às dobras D_3 , tendo orientação geral NNE-SSW. F_4 é associada às deformações tardias induzidas pelos corpos granitóides e raramente mostram foliação associada, com os traços axiais de D_4 com direção geral NW-SE.

9) Foram reconhecidas três grandes faixas de concentração dos fenômenos de cisalhamento, as zonas de cisalhamento de Jundiuvira (a norte da área), de Mairiporã (na porção centro-norte) e do Mandaqui (a SE), as duas primeiras de rejeito dextral e a última de rejeito não definido. A movimentação é predominantemente direcional, com movimentações inversas e cavalgamentos subordinados. As feições miloníticas generalizadas apontam para uma natureza dúctil-rúptil predominante, embora feições cataclásticas sejam importantes na Zona de Cisalhamento de Mairiporã.

As relações de superposição das deformações por cisalhamento com as demais estruturas indicam movimentação recorrente no tempo para as principais zonas de cisalhamento, com as mais intensas deformações ocorrendo no período sin- F_1 a pós- F_2 . Associado ao fraturamento sin- F_3 , ocorrem transcorrências rúpteis localizadas, deslocando as principais faixas miloníticas preexistentes.

Movimentação vertical, provavelmente relacionada à Reativação Mesozóica, associam-se a diversas falhas normais de direção E-W, muito comuns na porção sul da área. É possível que a preservação de metassedimentos da Unidade Superior do Grupo São Roque, freqüentemente embutidos em zonas de falhas, esteja relacionada a esta movimentação. A conspícua ocorrência destes metamorfitos na região entre os maciços de Mairiporã e da Cantareira, aliada à ausência de restos de tetos pendentes no primeiro corpo granitóide (talvez erodidos com a cúpula), permite especular sobre um provável abatimento do bloco entre os dois maciços.

10) O metamorfismo incidente na porção estudada da Faixa São Roque é plurifacial e polifásico. Variando do grau médio (em níveis estruturais inferiores) a baixo, define três fases principais. Os dois primeiros eventos metamórficos são reconhecidos pela porfiroblastese de aluminossilicatos (relativamente amarradas no tempo através das evidências microestruturais) e pela formação de foliações. A terceira fase caracteriza-se por eventos retrometamórficos. Metamorfismo de contato restrito é identificado nas bordas dos maciços granitóides, enquanto eventos metassomáticos parecem explicar a formação de porfiroblastos tardios de muscovita e turmalina.

11) Os metamorfitos do Grupo São Roque foram intrudidos por diversos corpos granitóides aluminosos, de fontes predominantemente crustais, provavelmente associados a evento de fechamento da bacia São Roque e posterior colisão continental. O relacionamento com as deformações associadas à fase principal de dobramentos (F_2) permitiu o agrupamento dos diversos maciços em suites pré-, sin- a tardi, tardi- e pós-tectônicas à F_2 .

12) A Suite Granitóide Pré-Tectônica inclui os maciços de Barroca Funda, Francisco Morato, Vargem Grande, Mato Dentro, Pedra Vermelha e Vila dos Remédios. São intrusões simples, alongadas, bastante deformadas, de contatos tectônicos, associadas à fase F₁ de deformação. As feições gerais e o quimismo indicam origem provável a partir de anatexia de material crustal (tipo-S de CHAPPELL & WHITE, 1974).

Admite-se para estes corpos o posicionamento síncrono ao primeiro evento de metamorfismo, de idades em torno de 1300 a 1400 Ma, com resfriamento em torno de 1000 a 1100 Ma.

13) A Suite Granitóide Sin- a Tardi-Tectônica inclui os maciços da Cantareira e Mairiporã, de origem híbrida, a partir de fusão de material infracrustal, com reduzida contribuição mantélica indicada pela presença de enclaves máficos e microgranitóides, admitidos como oriundos de mistura de magmas máficos e félsicos. Ambos classificam-se como intermediários entre os tipos I e S da escola australiana ou Tipo de Sintexia da escola chinesa.

Verifica-se que grande parte das feições de deformação identificadas são de natureza primária, com foliações e lineações tectônicas restritas a algumas fácies específicas. Disposição das fácies denota um caráter zonado, composicional e estruturalmente. O alojamento destes corpos, parcialmente discordantes, se deu em condições de baixa mobilidade (parautoctones), em níveis mesozonais, através de processo diapírico com espalhamento lateral (baloneamento).

Os maciços da Cantareira e Mairiporã, de idade em torno de 670 Ma, são entendidos como relacionados a eventos tardi-colisionais, posteriores ao segundo episódio metamórfico, entre 720 e 800 Ma.

14) As rochas granitóides do Maciço de Taipas definem a Suite Tardi-Tectônica. De natureza composicional e química similar aos maciços Cantareira e Mairiporã, este maciço distingue-se pelos contatos discordantes, forma irregular, ausência de zoneamento e incipiente deformação tectônica secundária. Sua idade pode ser admitida como próxima à época de resfriamento do segundo evento metamórfico, em torno de 620 a 600 Ma.

15) Nos maciços da Cantareira, Taipas e Mairiporã, apesar do caráter porfiróide predominante, foram identificadas diversas fácies distintas, individualizadas como zonas de predominância. A maioria guarda, entre si, relações temporais de intrusão, evidenciando alojamento em pulsos sucessivos e definidos, enquanto outras representam meras variações texturais-petrográficas ou de deformação.

16) A Suite Granitóide Pós-Tectônica engloba as intrusões simples, discordantes e epizonais de Juqueri, Morro de Perus e as bossas turmalíferas de Perus, pós-colisionais, já relacionadas a uma tectônica distensiva. Uma época em torno de 550 Ma é sugerida para as manifestações finais do Ciclo Brasileiro (TASSINARI, 1988) às quais estariam associados estes corpos. Representam termos mais evoluídos de magma crustal, classificáveis como tipo-S da escola australiana. Os dois últimos são estreitamente associados a frações magmáticas residuais.

17) Os maciços da Cantareira, Mairiporã, Taipas e Morro de Perus possuem uma assinatura geoquímica que permite enquadrá-los como co-magmáticos, possivelmente com seqüência de diferenciação na ordem acima, não fosse a posição duvidosa do corpo de Taipas. As características observadas indicam a presença de fenômenos de assimilação de encaixantes bastante intenso no Maciço da Cantareira e relativamente menos importantes nos demais. Processos metassomáticos e de alterações hidrotermais também estão presentes na evolução magmática destes corpos.

18) Os megacristais de K-feldspato típicos dos Maciços da Cantareira, Mairiporã e Taipas, possuem feições que denotam uma natureza tardia para sua cristalização, sendo, provavelmente, associados a autometassomatismo oriundo de soluções saturadas em K.

19) Os corpos turmalíferos de Perus possuem feições indicativas de natureza genética peculiar, a partir de anatexia de metassedimentos de porções crustais mais rasas, com incipiente diferenciação magmática. Parte da turmalina seria primária, advinda de magmas enriquecidos em boro, enquanto outra fração (minoritária) estaria relacionada às soluções aquosas hidrotermais-pneumatolíticas estreitamente associadas àqueles corpos. É notável a similaridade das características dos corpos de Perus, com as dos leucogranitos de Manaslu (Tibet, Himalaias), tidos como originados por fusão parcial de rochas metapelíticas.

20) Os pegmatitos de maior porte da região WSW da folha (Perus) são fortemente controlados por fraturamento de direção NW-SE.

21) No nível atual de conhecimentos da Faixa São Roque, são desconhecidas feições típicas envolvendo consumo de crosta oceânica ou associações petro-tectônicas indicativas de orogenia relacionada a margens ativas de placa. As características gerais da Faixa São Roque são compatíveis com o modelo genético de KRONER (1983), envolvendo delaminação do manto litosférico e subducção do tipo A, para a formação de orógenos ensiálicos intracontinentais.

CAPÍTULO 12 - BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. -1948- Notas sobre a geomorfologia do Jaraguá e vizinhanças. *Bol. Fac. Fil. Cien. Letr. USP.*, São Paulo, 12(10):10-25.
- AB'SABER, A.N. -1956- A terra paulista. *Bol. Paul. Geogr.*, 23:5-38.
- AB'SABER, A.N. -1957- Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Cienc. Letr. USP.*, São Paulo, (219), (Geografia, 12).
- AB'SABER & BERNARDES, N. -1956- Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *Eng. Min. Metal.*, 24(143):284-292, jan.
- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAU, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE Jr., F.S.; BATOLLA Jr., F.; FERREIRA, F.J.F.; OINTO, G.G.; CUNHA, H.C. da S.; DRUMOND, J.B.V.; RODRIGUES, J.C.; CAVALCANTE, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINHO Fº, W.D. de; ADDAS, W. -1974- Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Relatório final. São Paulo, DNPM/CPRM.
- ALMEIDA, E.B.; CARVALHO, W.S. de; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de -1981- *Mapa de Jazidas e Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo*. São Paulo, 3v. (IPT, Monografia 4).
- ALMEIDA, F.F.M. de -1955- As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 4(2):23-40.
- ALMEIDA, F.F.M. -1964- Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. In: *Inst. Geog. Geol. Geologia do Estado de São Paulo.*, São Paulo, p. 169-262 (Boletim 41).
- ALMEIDA, F.F.M. de -1967- *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36p., (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de -1976- The system of continental rifts bordering of Santos Basin, Brazil. In: *International Symposium of continental margins of Atlantic type*. São Paulo, 1975. *An. Acad. Bras. Ci.*, São Paulo, 48(supl.):15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.) -1984- *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgar Blucher, 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. -1973- The Pre-Cambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G. *The ocean basins and margins*. New York, Plenum. v.1, Chap. 11:411-446.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. de -1976- The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. -1981- Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. -1981- *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT, v.1. (IPT, Monografia 5).
- ALMEIDA, M.A.; NAGATA, N.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. & DANTAS, A.S.L. -1984- *Geologia da folha Santana de Parnaíba, escala 1:50.000*. (IPT, Relatório 19.737).
- ANDRADE E SILVA, J.B. & ANDRADA, M.F.R. de -1954- Viagem mineralógica na Província de São Paulo em 1805: 1ª parte e conclusão. *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, 16:66-74, mar.; 17:52-62, jun. (transcrição).
- ANDREIS, R.R. -1990- *Petrologia de rochas vulcano-sedimentares*. Curso ministrado no Instituto de Geociências da USP São Paulo, maio de 1990, (Apostila e anotações de aula).
- ARTUR, A.C. -1980- *Rochas metamórficas dos arredores de Itapira*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 193p. (Dissertação de Mestrado).
- ARTUR, A.C. -1988- *Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 236p. (Tese de Doutorado).
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. -1979- Dobramentos superimpostos na região de Itapira, São Paulo: caracterização e cronologia. In: *Simp. Reg. Geol.*, 2, Rio Claro, 1979. Atas...São Paulo, SBG, v.1, p.59-70.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; FIORI, A.P. -1981- Estruturas redobradas nos arredores de Itapira, SP. In: *Simp. Reg. Geol.*, 3, Curitiba, 1981. Atas...São Paulo, SBG, v.1, p.252-261.
- ASHWORTH, J.R. -1985- *Migmatites*. Blackie & Son Ltd., Glasgow. pp.1-35.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT -1981- *Basaltic Volcanism in Terrestrial Planets*. New York, Pergamon Press, 1286 pp.
- BATEMAN, R. -1985- Progressive crystallization of a granitoid diapir and its relationships to stage of emplacement. *J. Geol.*, 93:645-662.
- BATISTA, J.J.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; SOUZA Fº, E.E. -1986- *Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000: Folha Jundiaí*. Rel. final, SICCT/Pró-Minério/UNESP. São Paulo, 1986, 113p.
- BELL, A.M. -1981- Vergence: an evaluation. *J. Struct. Geol.*, 3:197-202.
- BERGMANN, M. -1988- *Caracterização estratigráfica e estrutural da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque- na região de Pirapora do Bom Jesus- Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 167p. (Dissertação de Mestrado).
- BERGMANN, M. -1990- Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus. In: *Jornadas*

- Científicas do Instituto de Geoc. USP, 1, São Paulo, 1990. *Bol. Esp.*, p.13-15.
- BISTRICHI, C.A. -1982- *Geologia do Sinclínrio de Pirapora*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, (Dissertação de Mestrado).
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMONINI, O.A.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de -1981- *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT, v.2 (2 folhas). (IPT, Monografia 5).
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. -1988- Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *J. Struct. Geol.*, 10(4):361-372.
- BOWDEN, P. & KINNAIRD, J.A. -1984- The petrology and geochemistry of alkaline granites from Nigeria. *Phys. Earth. Plan. Sci. Int.*, 35:199-211.
- BROWN, G.C. -1982- Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. (ed.) - *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & Sons, New York, p.437-461.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. -1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141:413-426.
- BUTLER, R.W.H. -1982- The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4:239-246.
- CALÓGERAS, P. -1938- *As minas do Brasil e sua legislação*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, v.3, 507 p.
- CAMARGO, W.G.R. & COUTINHO, J.M.V. -1960- Beta-uranofânio de Perus, São Paulo, SP. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 9(2):5-12.
- CAMPANHA, G.A. da C.; FERNANDES, L.A.; GIMENEZ FILHO, A.- Quadrículas Moji-Guaçu e Águas de Lindóia. In: *Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*, 1, São Paulo, 1983. *Atas...*, São Paulo, SICCT/Pró-Minério. p.137-165. il.
- CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de -1987- Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: *Simp. Sul- Bras. Geol.*, 3, Curitiba, 1987, *atas...*, Curitiba, SBG, v.2, p.725-742.
- CAMPOS NETO, M.da C. & BASEI, M.A.S. -1983a- Evolução estrutural brasileira no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: *Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG-Nuc. São Paulo, p.61-78.
- CAMPOS NETO, M. da C. & BASEI, M.A.S. -1983b- A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). In: *Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo, 1983, *Atas...*, São Paulo, SBG-Nuc.SP, p.79-90.
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, C.A.; SILVA, M.E. da; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M. e ; FRAGOSO-CESAR, R.; SOUZA, A. -1983- Geologia das folhas Piracala e Igaratá. In: *Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo, em escala 1:50.000*, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, Pró-Minério, p.55-79.
- CANTAGREL, J.M.; DIDIER, J.; GOURGAUD, A. -1984- Magma mixing: origin of intermediate rocks and enclaves from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Sci. Inter.*, 35:63-76.
- CARNEIRO, C.D.R. -1983- *Análise estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 155p. (Tese de Doutorado).
- CARNEIRO, C.D.R. & LIMA, M.O. -1989- *Análise de foliações em áreas dobradas*. São Paulo, Inst. Pesq. Tecn. (IPT, publ. 1753).
- CARNEIRO, C.D.R.; COUTINHO, J.M.V.; SUEMITSU, A.; RODRIGUES, E. de P. -1984a- Relações geométricas e temporais de eventos magmáticos no Grupo São Roque a partir da descoberta de rochas metavolcânicas e da aplicação de critérios estruturais. In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.7: 3196-3212.
- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L. -1984b- Contribuição ao estudo da litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais, SP. In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.7: 3212-3226.
- CARNEIRO, C.D.R.; RODRIGUES, E. de P.; COUTINHO, J.M.V. -1984c- Microestruturas e relações metamorfismo-deformação do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2):97-110.
- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; NAGATA, N.; LIMA, M.O. de -1985- Padrões de superposição de estruturas do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 15(2):116-130.
- CASTRO, A. -1986- Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura Batholith, Hercinian Belt, Spain. *J. Struct. Geol.* 8:633-645.
- CASTRO, A. -1987- On granitoid emplacement and related structures: a review. *Geol. Rundsc.*, 76(1):101-124.
- CAVALCANTI, J.C. & KAEFER, L.Q. -1974- Geologia da Folha de Santos. In: *Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.4. p.227-248.
- CAWOOD, P.A. -1984- A geochemical study of metabasalts from a subduction complex in eastern Australia. *Chem. Geol.*, 43:29-47.
- CHAOQUN, Y. -1985- On specialization of granitoids of different genetic types in South China. In: WU LIREN et al. (Eds.) - *The crust:*

- the significance of granites gneisses in the lithosphere. Athens, 1985, Theophrastus Pub. 713p.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. -1974- Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8:173-174.
- CHAROY, B. -1982- Turmalinization in Cornwall, England. In: EVANS, A.M. (ed.)- *Mineralization associated with acid magmatism*. p.63-70.
- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J. F. dos; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. -1989- Estudo de elementos terras-raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides do Escudo Paranaense. In: *Congr. Bras. Geol.*, 2, Rio de Janeiro, 1989. *Anais...*Rio de Janeiro, SBGq, p. 487-498.
- COBBING, E.J. & PITCHER, W.S. -1972- The Coastal Batholith of Central Peru. *J. Geol. Soc. London*, 128(4):421-460.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. -1980- Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2:119-126
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. -1967- Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungul. In: *Congr. Bras. Geol.*, 21, Curitiba, 1967. *Anais...*Curitiba, SBG, p.218-233.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. -1971- Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungul. In: *Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, 1971. *Anais...*São Paulo, SBG, V.1, p.105-110.
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. -1979- Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: SCHOBENHAUSS FILHO, C. (Coord.)- *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)*. Brasília, DNPM, p.175-207.
- CORDANI, U.G.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; DAVINO, A.; BJORNBERG, A. -1961- Geologia da região do Jaraguá, SP. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 10:72-91
- CORDANI, U.G.; GOMES, C. de B.; GIRARDI, V.A.V. -1963- Rochas calciossilicatadas da região de Perus-SP. *An. Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, 35:361-372.
- COUTINHO, J.M.V. -1953- Petrologia da região de São Roque, São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Cien. Letr., USP, São Paulo*, (159):1-80. (Mineralogia 11)
- COUTINHO, J.M.V. -1971- Estado atual de conhecimento do Pré-Cambriano Superior sul-brasileiro, uma síntese. In: *Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, *Anais...* SBG v.1., p.83-89.
- COUTINHO, J.M.V. -1972- Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Bol. IG.*, São Paulo, 3:5-100.
- COUTINHO, J.M.V. -1977- Considerações sobre a geologia nas folhas de Jundiá e Santana do Parnaíba. In: *Simp. Reg. Geol.*, 1, São Paulo, 1977, *Res. Com...*SBG-Núcleo de São Paulo.
- COUTINHO, J.M.V. & TAKEDA, F.K. -1955- Metaconglomerados e rochas associadas no município de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Cien. Letr., USP, São Paulo* (186):5-47 (Mineralogia, 13).
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E. de P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P.T.Y. -1982- Geologia e petrologia de seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba, SP. In: *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, 1982. *Anais...*Salvador, SBG, v.2. p. 624-640.
- COUTINHO, J.M.V.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; FRASCÃ, M.H.B.O. -1984- Geologia e petrografia de anfibolitos vulcanoclásticos no Grupo São Roque em Tomé Gonçalves-região da Serra de Itaberaba, SP. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* São Paulo, SBG, v. IX:4291-4298.
- COUTURIE, J.P. & CAEN-VACHETTE, M. -1980- Age westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride (Massif Central Français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 291:43-45.
- CULLERS, R.L. & GRAFF, J.L. -1984- Rare-earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. (Ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. pp. 275-305, New York, Elsevier.
- DANTAS, A.S.L. -1987- *Síntese e avaliação do conhecimento sobre o Grupo São Roque, SP*. Inst. Geoc. USP, 37p. (Exame de qualificação ao mestrado-Tema fundamental III) (Inédito).
- DANTAS, A.S.L. & TEIXEIRA, A.L. -1984- *Geologia da Folha Guarulhos, na escala 1:50.000*. São Paulo (IPT, Relatório 20.646).
- DANTAS, A.S.L.; ALMEIDA, M.A. de; TEIXEIRA, A.L.; NAGATA, N. & BISTRICHI, C.A. -1986- Integração Geológica das folhas de Guarulhos e Santana de Parnaíba, na escala 1:50.000. *Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo.*, 2, São Paulo, *Atas...*São Paulo, Pró-Minério/SICOT (Inédito).
- DANTAS, A.S.L.; DOZZI, L. de F. S.; QUINTANILHA, J.A. -1990- Caracterização litoquímica dos tipos faciológicos dos maciços granitóides da Cantareira e Mairiporã (norte de São Paulo), através de técnicas estatísticas multivariadas. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990, *Bol. res...*Natal, SBG, p.353.
- DAVIES, G.R. & Mc DONALD, R. -1987- Crustal influences in the petrogenesis of Naivasha basalt-rhyolite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *J. Petrol.*, 28:1009-1031.
- DERBY, O.A. -1878- Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arch. do Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, 3:89-96.
- DERBY, O.A. -1898- Geologia do sudeste paulista (estado do seu conhecimento no século passado) In: *O IGG*, 1951, São Paulo.

- EBERT, H. -1968- Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 40(supl.):215-229
- ELLERT, R. -1964- *Geologia da região de Mairiporã, SP*. São Paulo, Fac. Fil. Ciênc. Letr., 76p. (Tese de Livre-Docência).
- EMPRESA METROPOLITANA DE PLANEJAMENTO DA GRANDE SÃO PAULO (EMPLASA) -1980- *Mapa Geológico da Grande São Paulo, escala 1:100.000*. (2 folhas).
- ETCHEBEHERE, M.L. de C.; MAYEAMA, O.; SILVA, R.B. da -1985- Pegmatitos do Estado de São Paulo: características geológicas e aspectos econômicos. In: *Simp. Reg. Geol.*, 5, São Paulo, 1985. *Atas...*, São Paulo, SBG-Nuc. São Paulo, v.2, p. 411-425.
- ETHERIDGE, M.A.; RUTLAND, R.W.R.; WYBORN, L.A.I. -1987- Orogenesis and tectonic process in the early Middle Proterozoic of northern Australia. In: KRÖNER, A. (Ed.) - *Proterozoic lithospheric evolution*. Geodynamics Series, 17. Amer. Geophys. Union, Washington D.C., pp. 131-147.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. -1978- Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42:1099-1112.
- EWART, A. -1982- The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: THORPE, R.S. (Ed.) - *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. 26-87. Chichester: Wiley.
- FERGURSON, C.C. & HARTE, B. -1975- Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and cristallization. *Geol. Mag.* 112(5):467-480.
- FIORI, A.P. -1979- *Análise estrutural de dobramentos superpostos: região de Pouso Alegre-Machado, MG*. São Paulo, Inst. Geoc. USP (Tese de doutoramento). 200p
- FLEUTY, M.J. -1964- The description of folds. *Proc. Geol. Assoc.*, 75:461-489.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. -1929- *Carta Geológica do Estado de São Paulo, Brasil, escala 1:2.000.000*. São Paulo, Com. Geogr. Geol.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G. da; CAMPOS, D. de A.; TOSATTO, P. -1979- *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)*. Texto Explicativo, Brasília. 240p. Il. mapa.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C.J. -1981- Trace elements behaviour in granite genesis: a case study. The cal-alkaline plutonic association from Querigut Complex (Pirineés, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 177-195.
- FRANCO, R.R. -1955- Sobre um ultramilonito de estrutura fluidal. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 4(1):43-48.
- FRANCO, R.R. -1956- Migmatitos de textura gnáissica dos arredores de São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 5(1):39-60.
- FRANCO, R.R. -1958- Contribuição ao conhecimento das rochas termometamórficas da Série São Roque. São Paulo, *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*. 1-81. (Boletim 189. Mineralogia, 14).
- FRANCO, R.R. & COUTINHO, J.M.V. -1957- Charnockitos e rochas associadas nos municípios de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo. *An. da Acad. Bras. Ci.* 28:303-311.
- FRASCÁ, M.H.B. de O.; COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E. de P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; YAMAMOTO, J.K.; ZAINE, J.E.; BRAGA, T. de O. -1987- Estudo petrográfico-litoquímico da sequência vulcanossedimentar de Itaberaba. In: *Simp. Reg. Geol.*, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, v.1:63-82.
- FREITAS, R.O. de -1951- Sobre a origem da Bacia de São Paulo. *Bol. Paul. Geog.* São Paulo, 9:60-64.
- FREY, F.A.; HASKIN, M.A.; POETZ, J.A.; HASKIN, L.A. -1968- Rare earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*, 73:6085-6098.
- GASS, I.G. -1982- Upper Proterozoic (Pan African) calc-alkaline magmatism in northeastern Africa and Arabia. In: THORPE, R.S. (Ed.) - *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & Sons. p.591-609.
- GOMES, C. de B. -1962- Contribuição ao conhecimento dos anfibolitos da região do Jaraguá. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 11(1):57-78.
- GOMES, C. de B. -1971- *Polimetamorfismo dos anfibolitos do Jaraguá, São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. USP. (Tese de Livre-Docência).
- GOMES, C. de B.; DUTRA, C.V.; OOSTERWYCK-GASTUCHE, M.C. Von -1968- Variações químicas nas hornblendas do corpo anfibolítico do Jaraguá, SP. In: *Congr. Bras. Geol.*, 22, Belo Horizonte, 1968. *Res. Com...*, Belo Horizonte, SBG, p.4.
- GOMES, C. de B.; OOSTERWYCK-GASTUCHE, M.C. Von; DUTRA, C.V. -1972- Anfibolitos do corpo anfibolítico do Jaraguá, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 2(4):236-259.
- GOMES, C. de B.; SANTINI, P.; DUTRA, C.V. -1964- Petrochemistry of a Precambrian amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil. *J. Geol.*, 72:664-680.
- GRAY, D.R. -1977a- Morphologic classification of crenulation cleavages. *J. Geol.* 85:229-235.
- GRAY, D.R. -1977b- Some parameters wich affect the morphology of crenulation cleavages. *J. Geol.* 85:763-780.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q. & ARTUR, A.C. -1979- Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São

- Paulo. In: *Simp. de Geol. Reg.*, 2, Rio Claro, Atas... São Paulo, SBG/SP, v.1, p. 71-86.
- HANSON, G.N. -1978- The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, v.38(1):26-43.
- HARKER, A. -1909- *The natural history of igneous rocks*. London, Methuen, 384p.
- HARRIS, N.B.W. -1985- Alkaline complexes from the Arabian Shield. *J. Afr. Earth Sci.*, 3:83-88.
- HASUI, Y. -1963- Sobre os granitos turmalíferos de Perus, SP. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 12(1-2):87-108.
- HASUI, Y. -1973- *Tectônica da área das folhas São Roque e Pilar do Sul*. São Paulo, Instituto de Geoc. USP, 1973 (Tese de Livre-Docência).
- HASUI, Y. -1975a- Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste de São Paulo. *Bol. IG.*, São Paulo, USP, 6:96-108.
- HASUI, Y. -1975b- Geologia da Folha São Roque, São Paulo. *Bol. IG.*, São Paulo, USP, 6:157-183.
- HASUI, Y. -1986- Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, 1986. (IPT, relatório 23.742).
- HASUY, Y. & HAMA, M. -1972- Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. *Rev. Bras. Geoc.* 2(1):18-24.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. -1976- Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 6(3):180-200.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. -1988- Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, 1988. *Publ. Esp...* Belém, SBG, 86p.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. -1969- Geologia do Grupo São Roque. In: *Congr. Bras. Geol.*, 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, p.101-134.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. -1975- The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. -1976- Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. *Bol. IG.*, São Paulo, 9:107-113.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. -1978a- Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: *Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.1, p.382-391.
- HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. -1978b- Geologia e tectônica da Serra do Japi. *Bol. IG.*, 9:17-24.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R. & BISTRICHI, C.A. -1981- O embasamento Pré-Cambriano e o eo-paleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA, F.F.M. et al. -1981- Mapa Geológico do Estado de São Paulo. v.1. p.12-45. Texto explicativo. (IPT, Monografias, 6).
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. -1980- Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e do Paraná. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 52:61-76.
- HEDBERG, H.D. -1976- *International Stratigraphic Guide*. s.l. John Wiley, 200p.
- HENNIES, W.T.; PENALVA, F. & HASUI, Y. -1967a- Geologia do Pré-Cambriano a noroeste da capital paulista. *Bol. Paran. Geoc.*, 26:17-18.
- HENNIES, W. T.; HASUI, Y. & PENALVA, F. -1967b- O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: *Congr. Bras. Geol.*, 21, Curitiba, 1967, *Anais...* Curitiba, SBG, p.159-168.
- HIGGINS, M.W. -1971- *Cataclastic Rocks*. Washington. (USGS Professional Paper, 687).
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. -1978- Contrasts between I and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Austr.*, 25:219-234.
- HIPPERTT, J.F.M. -1990- *Contribuição à Geologia e petrologia dos "augen-gnaisses" de Niterói, RJ*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 201p. (Dissertação de Mestrado).
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. -1976- *An Outline of Structural Geology*. New York, John Wiley, 571p.
- HOPGOOD, A.M. -1980- Poliphase fold analysis of gneisses and migmatites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 71:55-68.
- HOSCHEK, G. -1969- The stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271:97-131.
- HUMPHRIS, S.E. -1984- The mobility of rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (Ed.) *Rare Earth elements geochemistry*. p.318-340. Elsevier, New York.
- HUTCHINSON, W.W. -1970- Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the Central Coast Mountains, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 7: 376-405.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) -1947- *Mapa geológico do Estado de São Paulo*, 1:1.000.000. São Paulo.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) -1963- *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, 1:1.000.000. São Paulo.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO (IGG) -1974- *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, 1:1.000.000. São Paulo.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT -1982a- *Programa de pesquisa "Análise Estrutural do Grupo São Roque: relatório de atividades*. São Paulo. (IPT. Relatório, 16.385).

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT -1982b- *Análise Estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais*. Relatório Final, São Paulo (IPT. Relatório, 17.855).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT -1982c- *Geologia do Sinclínio de Pirapora*. São Paulo, (IPT. Relatório, 17.511).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT- 1982d- *Geologia da Folha Cabreúva*. São Paulo, (IPT. Relatório, 17.882).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO -IPT- 1982e- *Avaliação das áreas potenciais para ouro-Caconde, Socorro e Nazaré Paulista*. São Paulo. (IPT. Relatório, 17.891)
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT -1984- *Pegmatitos do Estado de São Paulo-potencialidade geológica*. São Paulo, (IPT. Relatório, 21.548).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO -IPT- 1986- *Estudo petrológico da seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba*. São Paulo. (IPT. Relatório, 24.510).
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R. -1971- A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8:523-548
- ISHIHARA, S. -1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.* 27:293-305
- ISHIHARA, S. -1981- The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.* 75th anniversary vol., p.458-484.
- IUGS (SUBCOMMISSION ON THE SISTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS) -1973- Plutonic Rocks: classification and nomenclature by the IUGS. *Geotimes*, p.26-30, oct.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. -1972- Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83:29-40.
- JOHNSON, S.E. -1990- Lack of porphyroblast rotation in the Otago schists, New Zealand: implications for crenulation cleavage development, folding and deformation partitioning. *J. Metamorphic Geol.* 8:13-30.
- JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. -1983- Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do Grupo São Roque, região da Serra de Itaberaba, SP. In: *Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo, 1983. Atas...São Paulo, SBG-SP, p.113-126.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PEROSA, P.T.Y.; SARAGIOTTO, J.A.R. -1983- Mineralizações de ouro nas serras de Itaberaba e Pedra Branca, SP. In: *Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG-SP. p.301-312.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. -1986- Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque, SP. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais...Goiânia*, SBG, v.2., p.730-750.
- KEQIN, X.; NAI, S.; DEZI, W.; SHOUXI, X.; YINGJUN, L.; SHOUYAN, J. - 1984 - Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in South China. In: KEQIN, X. & GUANGCHI, T. (Eds.)- *Geology of Granites and their metallogenetic relations*. Beijing, Science Press, 1984, p.1-32.
- KINGSTON, D.R.; DISHROOM, C.P.; WILLIAMS, P.A.- 1983- Global basin classification systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 67(12):2175-2193.
- KNECHT, T. -1934- Os minerais e os minérios do Estado de São Paulo. *Bol. Agricultura*, São Paulo, Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio (único): 237-323.il.
- KNECHT, T. -1937- Sobre algumas ocorrências de minerais no Estado de São Paulo. *Ind. Com. Est. SP*, p. 11-25.
- KNECHT, T. -1943- Staurolita da Série São Roque. *O IGG*, São Paulo, 1(2):165-168.
- KNECHT, T. -1944- Sillimanita no km 20 da Via Anhanguera. *O IGG*, São Paulo, 2(2):129-132.
- KNECHT, T. -1950- *Ocorrências minerais do Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geog. Geol., 2 v.
- KNECHT, T. -1964- Pré-Cambriano Inferior. In: INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO- *Geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo. p.14-36. (Bol. 41).
- KNECHT, T. -1977- Guia geológico no terreno estadual do Instituto Florestal na Serra da Cantareira. *Bol. Tec. Inst. Florestal*, São Paulo, Sec. Agricultura, 26, 63 p.
- KRÖNER, A. -1983- Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. *Geol. Soc. Amer.*, p.59-74 (Mem. 161).
- KRÖNER, A. -1984- Fold belts and plate tectonics in the Precambrian. In: *International Geological Congress*, 27, 1984, *proceedings...v.5*, p.247-280.
- KUIRONG, Y. -1985- Gneissic orientation of structures in granitoids and their genesis. In: WU LIREN et al. (Eds) - *The crust: significance of granite-gneisses in the lithosphere*. p.507-517. Teophrastus Publ. Athens, 714p.
- KUNO, H. -1968- Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDEVAART, A. (Eds.)- *Basalts- The Poldevaart Treatise of Rocks of Basaltic Composition*, 2:623-688. New York, Interscience Publ.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. -1982- Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volc.*

Geoth. Res. 14:169-186

- LAZZARI, M. de L. -1987- *O metabasito de Pirapora do Bom Jesus*. São Paulo, Inst. Geociências da USP. 96p. (Dissertação de Mestrado).
- LE BAS, M.J. -1982- The Caledonian granites and diorites of England and Wales. In: SUTHERLAND, D.S. (Ed.)- *Igneous Rocks of British Isles*. Wiley, Chichester, p.191-201.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. -1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3):745-750.
- LE BEL, L. & LAVAL, M. -1986- Felsic plutonism in the Al Amar-Ilsas area, Kingdom of Saudi Arabia. *J. Africa Earth Sci.* 4:87-98.
- LE FORT, P. -1981- Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalayas. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86:10545-10568.
- LEINZ, V. & CARVALHO, A.M.V. -1957- Contribuição à geologia da Bacia de São Paulo. São Paulo, *Bol. Fac. Fil. Cienc. Let. USP*, (205):1-61 (Geologia, 15).
- LIMA, M.R. de & MELO, M.S. de -1989- Palinologia de sedimentos da Bacia de São Paulo. In: *Workshop sobre a geologia da Bacia de São Paulo*. São Paulo, 1989. *Colet. Comun.*..., São Paulo, SBG/SP, p.35-37.
- LIU, J.G.; ERNST, W.G.; MOORE, D.E. -1981- Geology and petrology of some polymetamorphosed amphibolites and associated rocks in northeastern Taiwan: summary. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, part I, v. 92, p. 219-224.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. -1979- Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer. Abst. Progr.*, 11:468.
- LUFF, I.W. -1982- *petrogenesis of the island arc tholeiite series of the Sout Sandwich Islands*. Unpubl. PhD thesis, Univ. Leeds, UK.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C. de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. de -1983- Geologia. Folhas SF-23/24 (Rio de Janeiro-Vitória). Projeto Radambrasil/ MME/SG, (Levantamento de Recursos Minerais, 32). p.29-304.
- MADUREIRA FILHO, J.B.; SZABÓ, G.A.J.; VLACH, S.R.F. -1986- Granadas dos turmalina-granitóides de Perus, SP: variações morfológicas e químicas. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 1986. *Bol. Resumos*....Goiânia, SBG, p.175.
- MARRE, J. -1982- *Méthode d'analyse structurale des granitoides*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris, 128p. (Manuels et Méthodes, 3).
- MATTAUER, M.M. -1973- *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Paris, Hermann Ed. des Sci. et Arts., 453p.
- MEHNERT, K.R. -1971- *Migmatites and origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier, 405p.
- MEHNERT, K.R. -1973- The origin of granitic rocks: a summary of recent investigations. In: LISTER, L.A. (Ed.) -*Symposium of granites, gneisses and related rocks*. *Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ.*, 3:7-11.
- MELO, M.S. de & PONÇANO, W.L. -1983- *Gênese e distribuição dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. São Paulo, 74p. (IPT. Monografias, 9).
- MENDES, J. de C. -1984- *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo, T.A. Queiroz- Ed. da Univ. de São Paulo (EDUSP). 566p.
- MIYASHIRO, A. -1974- Volcanic rocks series in island arcs and active continental margin. *Am. Jour. Sci.*, 274:321-355.
- MIYASHIRO, A. -1975- Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83:249-281.
- MONBEIG, P. -1949- A divisão regional do Estado de São Paulo. *An. Assoc. Geogr. Bras.*, São Paulo, 1, (1945/1946):19-30.
- MORAES REGO, L.F. de -1930a- Estados de São Paulo e Paraná. In: *SFRM- Relatório Anual do Diretor, 1929*. Rio de Janeiro. Serviço de Fomento e Produção Mineral.
- MORAES REGO, L.F. de -1930b- Golpe de vista sobre os recursos minerais de São Paulo. *Bol. de Agricultura*, São Paulo, (9/50):885-925 (Série nº 31).
- MORAES REGO, L.F. de -1932- Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis. São Paulo, IAG. (transcrito no *Bol. Geográfico do Cons. Nac. Geogr.* nº 37/38, Rio de Janeiro).
- MORAES REGO, L.F. de -1933a- *Contribuição ao estudo das formações predevoneanas de São Paulo*. São Paulo, Inst. Astron. e Geogr. 43 p.
- MORAES REGO, L.F. de -1933b- As formações cenozóicas de São Paulo. *Anuário da Escola Polytechnica*, São Paulo, p.231-267.
- MORAES REGO, L.F. de -1937- A geologia de São Paulo. *Bol. Dep. Estr. Rod.*, 3(3):558-556.
- MORAES REGO, L.F. de & SOUZA SANTOS, T.D. -1938- *Contribuição para o estudo dos granitos da Serra da Cantareira*. São Paulo, 169 p. (IPT, Bol. 18).
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. de; SIMÕES, L.S.A. -1985- As estruturas dobradas da região de Atibala-SP. In: *Simp. Reg. Geol.*, 5, São Paulo, 1985. *Atas*...São Paulo, SBG-SP, v.1, p.159-168.
- ODMAN, O.H. -1955- A Precambrian conglomerate with pebbles of deep-seated rocks near São Paulo, Brazil. *Min.Met.* (121)32
- OLIVEIRA, M.C.B de -1989- *Petrologia do Maciço Granítico Mandira-SP*. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 182p.

(Dissertação de Mestrado).

- OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. -1985- *Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000: Folha Atibaia*. Rel. Final. SICCT/Pró-Minério/UNESP, 116 p.
- PAOLIELLO, P.C. -1964- Pré- Cambriano Superior. In: INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO-*Geologia do Estado de São Paulo*. p.37-44 (Bol. 41).
- PARK, R.G. -1983- *Foundations of Structural Geology*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, 135p.
- PATTERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. -1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11(3):349-363
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. -1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25:956-983.
- PETRO, W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. -1979- Major element chemistry of plutonic rocks suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26:217-235
- PICHAVANT, M. & MANNING, D. -1984- Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:31-50
- PITCHER, W.S. -1982- Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.V. (Ed.) - *Mountain Building Processes*., Academic Press, p.18-40.
- PITCHER, W.S. -1983- Granite: tpeology, geological environment and melting relationships. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (Eds.)- *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva Pub., p.277-287.
- PITCHER, W.S. -1987- Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rund.* 76(1):51-79.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. & PRANDINI, F.L. -1981- Mapa Geomorfológico dos Estado de São Paulo. v.1. Nota Explicativa. (*Publicação IPT*, 1.183).
- POWELL, C. McA. -1979- A morphological classification of rock cleavage. In: BELL, T.H. & VERNON, R.H. (Eds.)- *Microstructural processes during deformation and metamorphism*. *Tectonophysics*, 58:21-34
- POWELL, C. McA.; COLE, J.P.; CUDAHY, T.J. -1985- Megakinking in the Lachlan Fold Belt, Australia. *J. Struct. Geol.*, 7(3/4):281-300.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W. -1990- *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Cambridge, 502pp.
- PUPIN, J.P. -1980- Zircon and granite petrology. *Contrib. Miner. Petrol.* 73:207-220.
- QINGHAO, F.; JUNCHU, F.; LINGYI, N. -1985- Characteristics and genesis of Taima S-type super-hypabissal hypersthene granite porphyry. In: WU LIREN et al. (Eds.) - *The crust: the significance of granite-gneisses in the litosphere*. Teophrastus Pub., Athens, Greece, 714p.
- RAMSAY, J.G. -1967- *Folding and fracturing of rocks*. New York, Mc Graw-Hill. 567p.
- RAMSAY, J.G. -1981- Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. In: COWARD, M.P. (Ed.) - *Diapirism and Gravity Tectonics*. *J. Struct. Geol.*, 3:89-95.
- RICH, J.L. -1953- Problems in brazilian geology and geomorphology suggested bu reconnaissance in summer of 1951. São Paulo, *Fac. Fil. Cienc. Letr. USP*, (Boletim 146, Geologia 9).
- RICKARD, M.J. -1971- A Classification diagram for fold orientations. *Geol. Mag.*, 108(1):23-26.
- SÁ, E.F.J. de & HACKSPACHER, P.C. -1982- Revisão sobre Análise Estrutural. Parte I: conceituação básica e métodos. *Ciências da Terra*, 5:24-36
- SÁ, E.F.J. de & HACKSPACHER, P.C. -1983- Revisão sobre Análise Estrutural. Parte II: algumas aplicações e tópicos adicionais. *Ciências da Terra*, 8:7-18.
- SAAD, M.R.M.; CARNEIRO, C.D.R.; SANTOS, M. do C.S.R. dos -1980- Bibliografia sobre a Bacia Sedimentar de São Paulo. In: *Mesa Redonda sobre os aspectos geológicos e geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo*. São Paulo, 1980. *Publ. Esp....SBG/ABGE* p.169-190 il.
- SANTORO, E. -1984- *Geologia da Folha Cabreúva*. São Paulo, Inst. Geoc. (Dissertação de Mestrado).
- SANTORO, E.; CARNEIRO, C.D.R.; OLIVEIRA, M.C.B. de; HACHIRO, J. -1988- Estrutura geológica da região de Cajamar-Jordanésia,SP. *Rev. Bras. Geoc.* 18(4):353-361.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. -1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism with back-arc basins. In: KOKELAAR, B. P. & HOWELLS, M.F. (Eds.) - *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins.*, 59-76. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 16.
- SCHILLING, J.G.; ZAJAC, M.; EVANS, R.; JOHNSTON, T.; WHITE, W.; DEVINE, J.D.; KINGSLEY, R. -1983- Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N and 73°N. *Am. J. Sci.*, 283:510-586.
- SHAND, S.J. -1927- *Eruptive Rocks*. Wiley, Nova York.

- SHENBAO, D. -1982- A discussion on the classification of genetic types of granites. In: *International Symposium of geology of granites and their metallogenic relations*. Nanjing, China, 1982. *Proceedings...* Nanjing, p.71-86.
- SIBSON, R.H. -1977- Fault rocks and fault mechanisms. *Bull. Geol. Soc. London*, 133:191-213.
- SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINHO FILHO, W.D. -1977- *Projeto Santos-Iguape*. Relatório final. geologia. São Paulo, DNPM/CPRM. v.1.
- SIMÕES FILHO, L.S.A.; VALERIANO, C. de M. & MORALES, N. -1986- Aspectos estruturais observados nas adjacências da Falha de Jundiuvira e o problema da relação dos Grupos Amparo e São Roque. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, Boletim 1, *Resumos*, Goiânia, 1986, SBG, p. 120.
- SIMPSON, C. -1986- Determination of movement sense in mylonites. *J. Struct. Geol.*, 34:246-261
- SMIRNOV, V. -1982- *Geologia de Yacimientos Minerales*. Moscou, Ed. Mir Publisher, v.1.
- SNOWDEN, P.A. & SNOWDEN, D.V. -1979- Geology of archaean batholith- The Chindamora Batholith- Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. Afr.*, 82:7-22.
- SOARES, A.C.P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; NEVES, J.M.C.; LEONARDOS Jr. O.H.; FUJIKAWA, K. -1987- Metassomatic evolution of granites, northeast Minas Gerais, Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador. *Proceedings...*, 1987. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4), SBG.
- SOLÉ-SUGRAÑES, L. -1976- Formación de esquistosidad por crenulación y dissolución. *Acta Geologica Hispanica*, ano XI, n.5, p.113-119.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. -1986- Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 29:99-124.
- SPRY, A. -1969- *Metamorphic Textures*. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- STRECKEISEN, A.L. -1967- Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 107(2):144-240.
- SUGUIO, K. -1980- Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo. In: *Mesa Redonda Sobre os Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo*. São Paulo, 1980, *Publicação Especial...* SBG/ABGE. p.25-32.
- TAKAGI, H. -1986- Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, Central Japan. *J. Struct. Geol.*, 8:3-14.
- TASSINARI, C.C.G. -1988- *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 236 p. (Tese de Doutorado).
- TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; KIKUCHI, R.K.P. de -1985- Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque no Estado de São Paulo. In: *Simp. Reg. Geol.*, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG/SP, v.1 p.201-208.
- TASSINARI, C.C.G.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K. -1987- Sr and Pb isotopic evolution of granitoids in the São Paulo Region, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):519-523.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. -1990- Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira-SP e PR. In: *Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal (RN), 1990. *Anais...* Natal, SBG, V.3, p. 1254-1266.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; DICKIN, A.P.; HENDRY, G.L. -1983- Continental flood basalts... arachnids rule OK?. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (Eds.) - *Continental basalts and mantle xenoliths.*, 158-185. Nantwich: Shiva Publ.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. -1984- An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A310, 549-590.
- TU, K.C.; WANG, Z.G.; YU, X.Y. -1980- Genesis of granitic rocks in South China and related mineralization. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, T. (Eds.) - *Granitic magmatism and related mineralization. Min. Geol. Spec. Issue*, 8:189-196.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. -1960- *Igneous and Metamorphic Petrology*. Mc Graw Hill Book Co., New York, 694pp.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. -1963- *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York, Mc Graw Hill, 545pp.
- VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. -1986- Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3. p.1399-1403.
- VERNON, R.H. -1977- Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. *Tectonophysics*, 39:439-452.
- VERNON, R.H. -1978- Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundschau*, 67:288-305.
- VERNON, R.H. -1983- Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R. Soc. New South Wales*, 116:77-103.
- VERNON, R.H. -1984- Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309:438-439.

- VERNON, R.H. -1986- K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.*, 23:1-63.
- VERNON, R.H.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. -1988- Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22:1-11.
- VIDAL, Ph.; CONCHERIE, A.; LE FORT, P. -1982- Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaia, Nepal). *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46: 2279-2292.
- VIDAL, Ph.; BERNARD-GRIFFITHS, J.; CONCHERIE, A.; LE FORT, P.; PEUCAT, J.J.; SHEPPARD, S.M.F. -1984- Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:179-190.
- VLACH, S.R.F. & CORDANI, U.G. -1986- A sistemática Rb/Sr em rochas granitoides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):38-53.
- WANG, L.; ZHAO, B.; ZHU, W.; CAI, Y.; LI, T. -1980- Characteristics and melting experiments of granites in southern China. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, T. (Eds.)- Granitic magmatism and related mineralization. *Min. Geol. Spec. Issue*, 8:29-38.
- WANG, L.; ZHU, W.; ZHANG, S.; YANG, W. -1983- The evolution of two petrogeno-mineralization series and Sr isotopic data from granites of South China. *Min. Geol.*, 33(5):295-303.
- WASHBURN, C.W. -1930- Petroleum geology of the State of São Paulo, Brasil. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, São Paulo, 22:1-282.
- WENRONG, H. & HONGNIAN, Z. -1985 - Characteristics of petrochemistry of the different genetic types of granites in the Fujian, China. In : WU LIREN *et al.* (Eds.)- *The crust: the significance of granite gneisses in the lithosphere*. Teophrastus Pub., Athens, Greece, 714p.
- WERNICK, E. -1967- *A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Rio Claro, Fac. Fil. Ciênc. Letr. (Tese de Doutorado).
- WERNICK, E. -1978a- Contribuição à estratigrafia do Pré-cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 8(3):206-216.
- WERNICK, E. -1978b- Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 50:338-352.
- WERNICK, E. -1979- O magmatismo granitóide das regiões de dobramentos do nordeste e sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 9(2):122-139.
- WERNICK, E. -1982- Contribuição à caracterização das linhagens de granitoides brasileiros do sul do Brasil. In: *Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v.2, p.490-499.
- WERNICK, E. -1984- Caracterização genética de alguns granitoides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações preliminares. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p.2902-2915.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. -1974- Petrofábrica de migmatitos dos arredores de Amparo (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 4(1):27-40.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. -1985- Contribuição à caracterização de granitoides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zircão. In: *Simp. Reg. Geol.*, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, v.1, 119-132.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. -1986- Caracterização do plutonismo granitóide do Ciclo Brasileiro no Estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. In: *Cong. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, 1986. *Atas...* Goiânia, SBG, v.3.:1369-1382.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. -1978- Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 8(2):113-133.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. -1976- Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiaí e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 6(2):125-136.
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. -1981- Reavaliação de dados 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, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG, v.1, p.328-341.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; CORREIA, P.R.; CERQUEIRA, L.C. da -1985- Os granitos Cantareira, Mairiporã e Perus, arredores de São Paulo: dados químicos, tipologia do zircão e uma interpretação preliminar. In: *Simp. Reg. Geol.*, 5, São Paulo, 1985. *Atas...* São Paulo, SBG-SP, v.1, p.3-19.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. -1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. -1980- On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2:175-187.
- WILLIAMS, P.F. -1985- Multiple deformed terranes-problems of correlation. *J. Struct. Geol.*, 7(3/4):269-280.
- WILSON, M. -1989- *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, 466p.
- WINKLER, H.G.F. -1977- *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Porto Alegre, Ed. Edgar Blucher/ Co-edições UFRGS.
- WINKLER, H.G.F. & SCHULTES, H. -1982- On the problem of alkali-feldspars phenocrysts in granitic rocks. *Neus Jahrb. Mineral.*

Monatsh. H.12: 558-564.

WISE, D.U.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L.; SCHAMEL, S. -1984- Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.

WOHLERS, A.; MEZZALIRA, S.; SETZER, J. -1954- *Folha Geológica de Jundiaí, escala 1:100.000*. São Paulo. IGG.

WU LIREN; TAIMING, Y.; KUIRONG, Y.; DIDIER, J.; GREENBERG, J.K.; LOWELL, G.R.; HONGYUAN, X.; SHOUJUN, Y.; AUGUSTITHIS, S.S. -1985- *The crust- the significance of granites gneisses in the litosphere*. Athens, Theophrastus Pub., 714 p.

ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B. & COCIRTA, C. -1989- Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157:315-329.

ZWART, H.J. -1962- On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrénées). *Geol. Rundschau*, 52:38-65.

ANEXO

DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA

FOTO 01 - Núcleo paleossomático de rocha calciossilicática em migmatitos deformados. Pedreira Firpavi, Guarulhos (ponto GS-427).

FOTO 02 - Amostras de ortognaisses miloníticos (γ_{og}). Mostrando, da esquerda para a direita, graus de deformação menores. (GS-88).

FOTO 03 - Rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Na foto, amostras de neossoma porfiróide (GS-74), inequigranular (GN-999) e de gnaisses bandados (GN-313).

FOTO 04 - Aspecto típico de anfibolitos alterados mostrando fraturas preenchidas por óxido de manganês e bolsão pegmatítico quartzo-feldspático (GS-27, Rodovia Fernão Dias).

FOTO 05 - Metatufos líticos e vítreos alterados da unidade SiTu com bandamento composicional paralelo à xistosidade, apresentando dobras D_2 desarmônicas, com boudinagem nos níveis mais competentes (JC-53, Parada de Taipas) e alguns nódulos sericiticos irregulares nos níveis marrons.

FOTO 06 - Núcleo paleossomático deformado de rocha calciossilicática injetado por vênulas pegmatóides (ponto GS-427, Pedreira Firpavi, Guarulhos).

FOTO 07 - Brecha intraformacional em quartzito da Serra da Pirucala (ponto GN-1176).

FOTO 08 - Teto pendente de micaxisto no Maciço da Cantareira. Notar xenólito angular de micaxisto no centro da foto (ponto GS-760, Pedreira Cachoeira).

FOTO 09 - Aspecto da deformação em granitóide pré-tectônico do Maciço de Barroca Funda, originando tectonitos tipo LS, de textura milonítica (ponto GN-85, Francisco Morato).

FOTO 10 - Amostras da Suíte Granitóide Pré-Tectônica referentes aos maciços de Vila dos Remédios (GN-1046), Barroca Funda (GN-85) e Pedra Vermelha (GN-855).

FOTO 11 - Amostra do granitóide pré-tectônico da Vila dos Remédios ($\gamma_1 Vr$), com megacristais de até 3 cm, arredondados a irregulares em matriz milonítica (ponto GN-532, Vila dos Remédios).

FOTO 12 - Aspecto da fácies Petrópolis ($\gamma_2 C_4$) ressaltando-se concentrações de K-feldspato conferindo aspecto pegmatóide. Observar associação com cristais de turmalina na porção central da foto (ponto GS-717)

FOTO 13 - Enclave submicáceo alongado, incluindo megacristais arredondados de K-feldspato.

FOTO 14 - Restitos gnáissicos bandados, métricos, parcialmente assimilados no Maciço de Talpas (γ_3T).
Ponto GS-389.

FOTO 15 - Provável dique metabásico sinintrusivo em granitóides deformados ($\gamma_2 C_2$) cortando veios aplíticos. Notar crescimento de megacristais de K-feldspato na rocha máfica e a presença de xenólitos irregulares (ponto GS-760, Pedreira Cachoeira).

FOTO 16 - Granitóide tipo Pirituba ($\gamma_2 C_1$) com megacristais subédricos dispersos em matriz com foliação irregular de fluxo (ponto GS-440 - Vila Cardoso).

FOTO 17 - Granitóide tipo Itaguassu ($\gamma_2 C_2$) com megacristais róseos imersos em matriz mesocrática. Notar intensa epidotização por vezes associada a fraturas, como visto no centro da foto (ponto GS-760). Borda SE do Maciço da Cantareira.

FOTO 18 - Feições texturais predominantes das fácies porfíroides dos tipos Pirituba (GS-268, GS-174), Itaguassu (GS-331) e Canivete (GS-334) do Maciço da Cantareira.

FOTO 19 - Amostras representativas das rochas granitóides da Fácies Ortognáissica (tipo Mandaqui) do Maciço da Cantareira.

FOTO 20 - Detalhe de intrusão de granitóide da Fácies Equigranular (tipo Tremembé - γ_2C_0) englobando xenólito de 50 cm da Fácies Porfiróide (tipo Pirituba). Ponto GN-218, Pedreira Tremembé.

FOTO 21 - Foliação de fluxo em granitóide do tipo Santa Inês ($\gamma_2 C_0$), evidenciando orientação de enclave máfico e megacristais. Ponto GN-472 (borda N do Maciço da Cantareira).

FOTO 22 - Amostras do Maciço da Cantareira referentes às Fácies Equigranular (GS-260B) do tipo Tremembé inequigranulares média (GS-390D) e grossa (GN-643) do tipo Hortolândia. À direita, amostra do tipo Jaraguá (GS-454B1) com biotita.

FOTO 23 - Associação da fácies porfiróide rosea (tipo Itaguassu) com vênulas K-feldspáticas, no Maciço de Taipas (ponto GS-386).

FOTO 24 - Amostras representativas de fácies texturais do Maciço de Taipas.

FOTO 25 - Estrutura bandada de fluxo nos granitos turmalíferos de Perus, definida por concentrações diferenciais de turmalina e tênue variação composicional (ponto GS-386, Perus).

FOTO 26 - Amostras representativas do Maciço do Juqueri (CJ-783) e da fácies bandada dos Maciços Turmalíferos de Perus (JC-77A2).

FOTO 27 - Amostras das fácies porfíróide (JC-1092B), inequigranular mosqueada (JC-1092C) e inequigranular leucocrática (JC-1092A) do Maciço Morro de Perus (γ_4 Mp).

FOTO 28 - Nódulos de sulfetos (piritas e calcopiritas) em amostras da fácies porfíróide e veio pegmatítico turmalínífero, cortando amostra da fácies aplítica do Maciço Morro de Perus.

FOTO 29 - Rocha calciossilicática bandada. Notar aspecto de alteração em bandas arroxeadas e amareladas. Níveis anfibolíticos menos competentes são boudinados em flancos de dobras D_2 (ponto GS-659).

FOTO 30 - Dobras decimétricas de fluxo primário em granitóides turmaliníferos de Perus, definidas por bandas enriquecidas em prismas orientados de turmalinas (ponto JC-77).

FOTO 31 - Mega-xenólito deformado de rocha calciossilicática no Maciço da Cantareira, em fácies de borda (ponto GS-761, Pedreira Santana).

FOTO 32 - Clivagem de crenulação S_2 com proeminente bandamento diferenciado, em posição plano-axial a dobras D_2 . Filitos laminados (ponto JC-692, Jardim São João).

FOTO 33 - Aspecto de metarritmitos da unidade SsMr apresentando bandas xistosas crenuladas por S_2 , plano-axial a dobras D_2 abertas. Notar dobras fechadas D_1 em níveis metapsamíticos (ponto GN-753, Mairiporã).

FOTO 34 - Dobra inversa e assimétrica (D_2) de quartzito da Serra da Pirucaia, com eixo encurvado pela ação de D_3 . (Ponto GN-683, bairro Hortolândia, Mairiporã).

FOTO 35 - Aspecto de dobras macroscópicas D_2 , reclinadas, com traços axiais encurvados, denotando presença das ondulações D_3 (JC-692, rochas calciossilicáticas do Jardim Panamericano).

FOTO 36 - Ondulações (D_4) de grande porte afetando a superfície S_2 de filitos laminados. Ponto GN-14, Franco da Rocha.

FOTO 37 - Falha inversa mesoscópica (capa à direita) em filitos laminados, associada à fase F_2 de deformação.

FOTO 38 - Fina xistosidade (S_1), realçada nos níveis sericíticos, oblíqua a acamamento (S_0) de metarrilitos pelítico-psamíticos. (Ponto GN-30 - Estrada Francó da Rocha-Mairiporã). Notar pequena laminação convoluta, enquanto algumas cavidades de topo de camada preenchidas por material mais grosseiro podem indicar estruturas de deslizamento.

FOTO 39 - Enclave microgranitóide arredondado em granitóide tipo Pirituba (γ_2C_1), cortado por megacristal de microclínio (ponto GS-437, Pirituba).

FOTO 40 - Concentração diferencial de megacristais em torno de enclaves submicáceos irregulares e desorientados (GS-729). As zonas de maior concentração de megacristais definem o tipo Petrópolis (Fácies Pegmatóide), estando associadas a bolsões irregulares.

FOTO 41 - Megacristal zonado de K-feldspato, com inclusões de biotita dispostas concentricamente. (Ponto GS-354).

FOTO 42 - Discordância angular entre quartzitos horizontalizados da Serra da Pirucaia (SiQ) e ortogneisses verticalizados do embasamento (vog). Ponto GS-54; Guarulhos.

LEGENDA

- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS
- ESTRUTURAS
- L1
- L2
- L3
- L4

- FOLIAÇÕES
- hor. vert.
- Lineação de dobra D1
- Lineação de dobra D2
- Lineação de dobra D3
- Lineação de dobra D

- DOBRAS
- Antiforma
- Sinforma
- Normal
- Inclinada
- Neutras

- FALHAS E FRATURAS
- Falhas transcorrentes (com indicação do sentido do movimento)
- Falhas de cavalgamento
- Falhas normais: A - bloco alto; B - bloco baixo
- Falho inferido ou lineamento fotogeológico
- Falho encoberto
- Fratura
- Falho milonítico

- MACRODOBRAS
- D1
- D2
- D3
- D4

- OUTRAS
- Gn - Gnêssico
- Xt - Xisto
- Xenólitos
- b - Básicos
- Ca - Calcossilicáticos
- Enclave microgranular alongado
- Enclave microgranular arredondado ou irregular
- Enclave submicáceo alongado
- Enclave submicáceo arredondado
- Pegmatitos discordantes com altitudes medidas
- Pegmatitos concordantes

- PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS
- Coberturas Cenozóicas
- Suíte Granítica Pós-tectônica
- Suíte Granítica Tardi-tectônica
- Suíte Granítica Sin-tectônica
- Suíte Granítica Pré-tectônica
- Supracrustais Vulcânicos - Sedimentares do Grupo São Roque
- Emboscamento Pré-São Roque

- VERGÊNCIAS DE DOBRAS (indicando o sentido do anti-formas)
- D1
- D2
- D3
- D4

- ARTICULAÇÃO DA FOLHA
- JORDIA
- ATRIAIA
- PRECAIA
- SANTANA
- DEBENHIA
- OSARCO
- SÃO PAULO
- MAUÁ

- LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO
- SÃO PAULO
- 1 - CAMPOLIMPO
- 2 - PIRATUBA
- 3 - FRANCO DO MONTE
- 4 - MAIRIPORÃ
- 5 - SÃO PAULO
- 6 - JARAGUÁ
- 7 - GUARULHOS
- 8 - JACAREPAGUÁ
- 9 - JUNDIAÍ