UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O COMPLEXO EMBU NO LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO: CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA LITOESTRATIGRAFIA E DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA

Amélia João Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005306

SÃO PAULO
1991

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
+991
U. S. P.

A tranquilidade na tranquilidade não é tranquilidade real. Só quando existe tranquilidade no movimento pode aparecer o ritmo espiritual que impregna o céu e a terra.

Ts'ai-ken t'an

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.

RESUMO

O embasamento pré-cambriano que aflora na região leste do Estado de São Paulo, a sudeste da Bacia de Taubaté, foi estudado em escala de reconhecimento, através de perfis regionais. Foi dada ênfase ao reconhecimento de grandes unidades mapeáveis, bem como à evolução estrutural e metamórfica.

Foram definidas para o Complexo Embu (cujas rochas predominam na área estudada) três unidades de metasupracrustais denominadas de Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una. Gnaisses peraluminosos e (±granada)-biotita-plagioclásio gnaisses predominam na Unidade Redenção da Serra, enquanto quartzitos e rochas calciossilicáticas são mais abundantes na Unidade Rio Paraibuna. A Unidade Rio Una constitui-se de xistos, quartzo-xistos e quartzitos intercalados ritmicamente.

O Complexo Embu foi afetado por 5 fases de deformação. O metamorfismo principal, possivelmente do Proterozóico Superior, relaciona-se às duas primeiras fases e situa-se no final do grau médio e início do grau forte (zona da sillimanita-muscovita à zona da sillimanita-feldspato potássico, com anatexia local). A Unidade Rio Una permanece no grau médio, nas zonas da granada, estaurolita e sillimanita. A segunda fase de deformação gerou a foliação principal, em posição plano-axial a dobras recumbentes, e é frequentemente acompanhada por uma textura blastomilonítica com achatamento e estiramento mineral de direção NE. À terceira fase de deformação relacionam-se grandes dobras apertadas a fechadas e inversas e, à quarta, dobras normais, abertas a fechadas. A quinta fase é tardia e transversal ao *trend* regional NE.

O Complexo Embu foi intrudido em períodos pré-metamórficos por rochas tonalíticas a graníticas de afinidade cálcio-alcalina; e, posteriormente à foliação principal, por maciços sin a tardi-tectônicos constituídos de biotita granitos porfiríticos e muscovita-biotita granitos equigranulares. Estes foram posicionados, segundo dados isotópicos Rb-Sr, entre 700 e 570 Ma.

O Complexo Rio Capivari, aqui definido, é composto por gnaisses migmatíticos, de composição tonalítica a granítica, corresponde ao embasamento do Complexo Embu, e aflora em três núcleos. Há evidências de que o Complexo Rio Capivari sofreu metamorfismo (gerador de leucossomas trondhjemíticos) anterior e mais intenso que o metamorfismo principal do Complexo Embu. Dados geocronológicos (Sm-Nd, Rb-Sr, Pb-Pb) sugerem uma idade arqueana ou do Proterozóico Inferior para o Complexo Rio Capivari, além de um evento metamórfico, gerador de leucossomas, do Proterozóico Médio.

Na porção oriente-meridional da região estudada, a sul do maciço granítico de Natividade, ocorre o Complexo Costeiro. Ele é composto predominantemente por ortognaisses blastomiloníticos. Dados isotópicos Rb-Sr sugerem idades iguais ou mais baixas que 630 Ma para estas rochas. Acredita-se que o Complexo Costeiro foi tectonicamente justaposto ao Complexo Embu no final do Proterozóico Superior, depois do desenvolvimento da foliação principal do segundo complexo.

As zonas de cisalhamento que recortam a área fornecem-lhe um padrão de compartimentação em blocos amendoados e, provavelmente, foram ativas desde períodos penecontemporâneos à terceira fase de deformação do Complexo Embu, até épocas posteriores à quarta fase. As rochas metamórficas, que ocupam as porções internas das zonas de cisalhamento, foram submetidas a um retrometamorfismo de baixo grau, e intrudidas por corpos alongados de granitóides blastomiloníticos.

ABSTRACT

The Precambrian basement cropping out in the eastern part of the state of São Paulo, south of the Taubaté Basin, was studied in a reconnaissance scale, by means of regional profiles. Emphasis was placed on the recognition of large mappable units, as well as on the structural and metamorphic evolutions of these rocks.

The metamorphosed supracrustal units which predominate in the area belong to Embu Complex, in this work divided into three major units, defined as Redenção da Serra, Rio Paraibuna and Rio Una. Peraluminous gneisses and (+garnet)-biotite-plagioclase gneisses predominate in the Redenção da Serra Unit, while quartzites and calc-silicate rocks are more prominent in the Rio Paraibuna Unit. The Rio Una Unit consists of rhythmic schists, quartz-schists and quartzites.

Five phases of deformation affected the Embu Complex. The main metamorphic event is coeval to the first two phases of deformation (of Late Proterozoic age ?) and attained to high grade metamorphism (sillimanite-muscovite to sillimanite- K feldspar zones, with local anatexis) in the Redenção da Serra and Rio Paraibuna units. The Rio Una Unit reached a lower metamorphic grade, represented by the garnet, staurolite and sillimanite zones. The main foliation is parallel to the axial plane of recumbent folds of the second phase of deformation, which often developed a blastomilonitic texture with NE-trending mineral flattening and stretching. Large tight overturned folds are associated with the third phase of deformation, whereas open to close folds mark the fourth phase. A late, fifth phase, is transversal to the regional NE trend.

Intrusive granitoid rocks include: (1) pre-metamorphism tonalitic-granitic rocks with calc-alcaline affinities now converted into orthogneisses, so far undated , and (2) syn- to late-tectonic batholiths and minor plutons dominated by porphyritic biotite granitoids and equigranular muscovite-biotite granites, whose available Rb-Sr isotope data range between 700-570 Ma.

A unit of migmatitic gneisses of tonalitic to granitic composition was recognized as basement of the Embu Complex, cropping out as three nucleii, and herein named Rio Capivari Complex. It shows evidence of a strong metamorphic event that is not recorded in the Embu Complex and produced trondhjemitic leucosomes. Available geochronological data (Rb-Sr, Pb-Pb) point to an Archean (2950-2750 Ma) or Lower Proterozoic (2500 a 2300 Ma) age for the Complex, with some reworking in the Middle Proterozoic (1500-1300 Ma).

In the southeastern portion of the area, occurs the Costeiro Complex that is predominantly composed of blastomilonitic orthogneisses; Rb-Sr isotope data from literature yield ages equal to or lower than 630 Ma. It is believed that the Costeiro Complex was

tectonically juxtaposed to the Embu Complex at the end of Late Proterozoic, after the development of the main foliation of the latter complex.

The studied area is cut by a series of large shear zones that were probably active contemporaneously to the third and outlast the fourth phases of deformation of the Embu Complex. The metamorphic rocks engaged in these shear zones underwent a low-grade retrogressive metamorphism and were intruded by elongated bodies of blastomilonitic granitoids.

AGRADECIMENTOS

Durante a elaboração deste trabalho muitas pessoas tiveram importante e indispensável participação, e a elas expresso meus agradecimentos.

Ao professor Mario C. H. de Figueiredo pela dedicada orientação e participação na realização deste estudo ao longo de todas as suas etapas.

Ao professor Mário da Costa Campos Neto, a quem devo grande parte da minha formação, pelo dedicado acompanhamento deste trabalho e particular orientação em geologia estrutural.

Ao professor Valdecir de Assis Janasi cujas discussões, acompanhamento de trabalhos de campo e leitura cuidadosa e crítica do texto desta dissertação foram de inestimável valor.

A Antonio Carlos B. C. Vasconcellos pelas profícuas discussões que contribuiram para o amadurecimento deste trabalho, e ao professor Miguel Ângelo S. Basei cuja leitura do texto desta dissertação resultou em importantes sugestões.

A Mônica Mazzini Perrotta e Mário Juiti Motidomi com quem tive inúmeras discussões ao longo do curso de pós-graduação.

Aos amigos Marly Babinski, Fernando Alves Pires, Reiner Neumann, Marli Torres, Marcos Alves de Almeida, Gianna Maria Garda, Antonio Luís Teixeira, Paulo Cesar Boggiani, Magda Bergman, Nina Rosa de Abreu Coutinho, Ana Maria Botelho, Helder Martins Dias Fouto, Fábio Gomide Rahal e Daysaku Takahashi que, tanto sob a forma de contribuições técnicas como ao nível pessoal colaboraram para os resultados obtidos nesta dissertação.

A Solange Moni e Sandra das Graças Moni pelos serviços de digitação do texto.

A Dulce Ermínia Nocetti e Maristela Prestes Severino, do Instituto de Geociências-USP, e Cleide Maria V. de Freitas, do Instituto Geológico-SMA, que me auxiliaram na consulta às bibliotecas dos respectivos institutos. A Antonio de Pádua Gomes pelo auxílio na finalização das figuras.

Às agências financiadoras, CNPq (processo Nº 40.4065/85), FAPESP (processo Nº 87/3562-3) e FINEP (processo Nº 43.89.0256.00), pelo indispensável auxílio concedido para a realização dos trabalhos de pesquisa.

Ao Instituto Geológico-SMA, através de seu diretor Julian Garcia Alves de Almeida, pela liberação para a pós-graduação e pela infra-estrutura proporcionada.

Ao Instituto de Geociências pelos serviços de gráfica, de laminação de amostras e dos laboratórios de microscopia e informática.

A Ricardo C. A. Hirata pela companhia e apoio dedicados durante a redação e finalização deste trabalho.

A meus pais e irmãos pelo incentivo.

ÍNDICE

RESUMO i
ABSTRACT iii
ÍNDICE DE FIGURAS x
ÍNDICE DE TABELAS xiii
ÍNDICE DE FOTOS xiv
ANEXOS xv

1. INTRODUÇÃO 1
1.1. Considerações iniciais e objetivos 1
1.2. Localização 2
1.3. Métodos utilizados 3

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 6
2.1. Contexto tectônico regional 6
2.2. Trabalhos de mapeamento 7
2.3. Estruturas tectônicas e metamorfismo 14
2.4. Magmatismo 14
2.5. Geocronologia 16

3. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 18
3.1. Complexo Rio Capivari 18
3.1.1. Núcleo a sul de São José dos Campos 20
3.1.2. Núcleo a norte de São Luís do Paraitinga 25
3.1.3. Núcleo a norte de Cunha 25
3.2. Complexo Embu 27
3.2.1. Unidade Redenção da Serra 28
3.2.1.1. Subunidade 1 29
3.2.1.2. Subunidade 2 31
3.2.2. Unidade Rio Paraibuna 32
3.2.3. Unidade Rio Una 34
3.3. Rochas granitóides intrusivas no Complexo Embu 36
3.3.1. Granitóides gnáissicos pré-metamórficos 36
3.3.2. Maciços granitóides 39
3.3.2.1. Maciços batolíticos 42
3.3.2.1.1. Maciço Quebra Cangalha 42
3.3.2.1.2. Maciço Lagoinha 42
3.3.2.1.3. Maciço Natividade 43
3.3.2.1.4. Maciço Jambeiro 45
3.3.2.2. Corpos granitóides menores 45
3.3.3. Granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão 47

3.4. Complexo Costeiro 47

4. DEFORMAÇÃO 51
4.1. Fases de deformação do Complexo Embu 52
4.1.1. Fase de deformação F_1 52
4.1.2. F_2 - Fase de deformação principal 53
4.1.3. Fase de deformação F_3 58
4.1.4. Fase de deformação F_4 59
4.1.5. Fase de deformação F_5 62
4.2. Fases de deformação do Complexo Rio Capivari 62
4.2.1. rF_n - Fase de deformação principal 62
4.2.2. Fases de deformação anteriores à rF_n 63
4.2.3. Fases de deformação posteriores à rF_n 65
4.3. Fases de deformação do Complexo Costeiro 65
4.3.1. cF_n - Fase de deformação principal 65
4.3.2. Fases de deformação anteriores à cF_n 67
4.3.3. Fases de deformação posteriores à cF_n 67
4.4. Zonas de cisalhamento 67
4.4.1. Zona de cisalhamento Alto da Fartura e ramificações 70
4.4.2. Zona de cisalhamento de Cubatão 71
4.4.3. Discussão 75
4.5. Domínios estruturais 77
4.5.1. Agrupamento A 77
4.5.2. Agrupamento B 78
4.5.3. Domínio da zona de cisalhamento Alto da Fartura 80
4.5.4. Domínio da zona de cisalhamento de Cubatão 80

5. MICROTECTÔNICA E METAMORFISMO 89
5.1. Microtectônica do Complexo Embu 89
5.1.1. Associação mineral principal 89
5.1.2. Minerais metamórficos sin-F_3 94
5.1.3. Minerais metamórficos sin-F_4 94
5.1.4. Zonas de cisalhamento 95
5.2. Metamorfismo 95
5.2.1. Metamorfismo do Complexo Embu 95
5.2.2. Metamorfismo do Complexo do Rio Capivari 102
5.2.3. Metamorfismo do Complexo Costeiro 103

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS 104
6.1. Relações estratigráficas entre os complexos Embu e Rio Capivari 104

6.2. Relações estratigráficas entre os Complexos
Embu e Costeiro 106
6.3. A Unidade Rio Una e o Complexo Embu 107

7. CONCLUSÕES E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 109

8. BIBLIOGRAFIA 112

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1. Localização dos mapeamentos geológicos na área estudada e adjacências 8
3.1. Mapa de localização. 22
3.2. Afloramento onde se intercalam tipos litológicos das subunidades 1 e 2 da Unidade Redenção da Serra. Ponto SL 59. ..... 30a
3.3. Granitóides cortando e deformando a foliação principal (S_2) das rochas do Complexo Embu. 40
4.1. Bandas quartzo-feldspáticas preservando a foliação S_1 em charneiras de dobras D_2. Ponto SL 36 54
4.2. Sillimanitas preservando a foliação S_1 em crenulações da fase F_2. Ponto TB 16. 54
4.3. Microdobras rompidas D_2 desenhando a foliação S_1. Ponto G 103 54
4.4. *Microlithon* em gondito onde a cummingtonita se orienta segundo a foliação S_1. Ponto SL 54 55
4.5. Inclusões de quartzo em porfiroblasto de granada preservando orientação anterior à S_2. Ponto SL 274 55
4.6. Mapa de lineações. 57
4.7. Foliação S_3 bem desenvolvida e oblíqua à S_2 nos xistos da Unidade Rio Una. Ponto G 97 60
4.8. Foliação S_3 dada por muscovita fina, oblíqua à foliação, em gnaisses da Unidade Redenção da Serra. Ponto G 103. 60
4.9. Faixas de transposição da S_2 paralelas ao plano axial de dobras D_3. Ponto PA 37 60
4.10. Grandes dobras D_3 com eixos de caimento elevado, e com granitos turmalinníferos, com foliação blastomilonítica, subparalelos aos seus planos-axiais. Ponto PA 40. 61
4.11. Feição de superposição de F_3 e F_2. Ponto SL 195 61
4.12. Figuras de interferência mostrando dobras D_2 com a foliação S_1 preservada na charneira, foliação S_3 oblíqua à S_2 e dobras abertas D_4. Eixos B_2 curvos no ponto SL 59 (à esquerda). Ponto G 94 (à direita). 61
4.13. Figura de interferência do tipo 3 entre as fases rF_n, rF_{n-1} e rF_{n-2} do Complexo Rio Capivari. Ponto SL 87. 66

4.14.Foliação rS_{n+1} dada por biotita e incipiente estiramento de quartzo transversal à foliação rS_n (caracterizada por forte estiramento). Ponto SL 87 66
4.15.Textura fortemente blastomilonítica dos gnaisses microporfiróides. Ponto UB 149. 66
4.16.Figura de interferência mostrando as fases cF_n, cF_{n-1} e cF_n-2 em biotita gnaisse laminado do Complexo Costeiro. Ponto PA 48. 68
4.17.Dobras cD_{n+1} em gnaisses migmatíticos do Complexo Costeiro. Ponto PA 48. 68
4.18.Rocha granítica com foliação blastomilonítica em posição plano-axial a crenulações que afetam a foliação S_2 do xisto. Ponto TB 21. 72
4.19.Foliação milonítica da ZCAF em xistos onde se observam agregados rotacionados de granulação mais grossa e muscovitas do tipo *mica-fish*. Ponto SL 282 72
4.20.Foliação blastomilonítica da ZCG em biotita gnaisses tonalíticos. Ponto PA 19. 74
4.21.Granito com foliação blastomilonítica subparalela aos planos axiais de crenulações que afetam a foliação S_2 do xisto. Ponto TB 21 74
4.22.Mapa de domínios estruturais 81
E.1a e 1b. Domínio 1 e Ponto JA 1 82
E.2a e 2b. Domínio 2 e Ponto TB 20 83
E.3. Domínio 3 83
E.4a e 4b. Domínio 4 e Ponto SL 59 84
E.5. Domínio 5 84
E.6a e 6b. Domínios 6a e 6b 85
E.7. Domínio 7 85
E.8. Domínio 8 85
E.9. Domínio 9 86
E.10.Domínio 10 86
E.11a e 11b. Domínio 11 e Ponto PA 40 86
E.12.Domínio 12 87
E.13a e 13b. Domínio 13 e Ponto C 178 87
E.14.Domínio 14 88
E.15a, b, c. Domínios 15a, 15b e 15c 88
5.1. Sillimanitas desenhando microcharneiras D_2 e recristalizando-se segundo seu plano axial. Ponto UB 191 91

5.2. Gnaisse peraluminoso da Unidade Redenção da Serra com foliação S_3 oblíqua à S_2 e contendo porfiroblastos de granada com inclusões alinhadas discordantemente da S_2, além de agregados de sillimanita e biotita (+ quartzo + plagioclásio) de substituição de granada. Ponto SL 59. 92
5.3. Simplectitas de muscovita com quartzo substituindo feldspato potássico. Ponto G 101 91
5.4. Agregados de sillimanita e biotita afetados por microdobras D_3. Ponto SL 194. 93
5.5. Agregados de sillimanita e biotita boudinados e retrometamorfizados para muscovita sin-foliação blastomilonítica. Ponto PA JB82. 93
5.6. Faixas de transposição posteriores à foliação S_2. Ponto PA 88. 96
5.7. Microdobras presentes na ZCC desenhadas por biotita, muscovita e granada. Ponto PAJB 49. 96
5.8. Granada e estaurolita pretéritas à foliação blastomilonítica da ZCC dada por muscovita, biotita e quartzo finos. Ponto PAJB 44. 96
5.9. Leucossomas quartzo-feldspáticos desenhando dobras D_2 e posicionando-se segundo seu plano axial. Ponto TBRD 221. 101
5.10.Mapa da localização das paragêneses metamórficas dos xistos e gnaisses peraluminosos. 99
5.11.Modificada de Winkler (1977) e Thompson (1982) 101
5.12.Ortopiroxênio sendo substituído por cummingtonita em quartzito do Complexo Costeiro. Ponto UB 185. 103

ÍNDICE DE TABELAS

2.1. Descrição das rochas do domínio do Complexo . Costeiro segundo a bibliografia..... 10a
2.2. Correlação das fases de deformação descritas na bibliografia para o domínio do Complexo Embu..... 15
2.3. Dados geocronológicos para os domínios dos complexos Embu e Costeiro. 17
3.1. Descrição das unidades litoestratigráficas e regiões onde melhor afloram..... 19
3.2. Características petrográficas das rochas do Complexo Rio Capivari. 21
3.3. Características petrográficas dos gnaisses pré-metamórficos..... 37
3.4. Características petrográficas das rochas dos maciços granitóides. 41
4.1. Classificação de foliações segundo Davis (1984)..... 51
5.1. Fases de deformação, microtectônica e metamorfismo do Complexo Embu..... 102a

ÍNDICE DE FOTOS

3.1. Leucossomas trondhjemíticos sendo cortados por leucossomas graníticos em migmatitos de mesossoma tonalítico. Ponto JA 7. 23
3.2. Anfibolito com leucossomas ricos em plagioclásio e com hornblenda e quartzo. Ponto PA 14. 23
3.3. Leucossomas graníticos com hornblenda. Ponto JA 6. 26
3.4. Migmatitos, do núcleo de São Luís do Paraitinga, com leucossomas trondhjemíticos e mesossomas tonalíticos. 26
3.5. Granitos com granada e enclaves de xistos. Ponto G 570. 29
3.6. Granitóides gnáissicos pré-metamórficos intrudindo xistos da Unidade Rio Una. Ponto G 71. 38
4.1. Feldspato rotacionado do tipo σ (Passchier & Simpson 1986) indicando movimento sinistral. Ponto LG 119. 64
4.2. *Megalithons* preservando a foliação rS_{n-1} e evidenciando cisalhamento sinistral paralelamente à rS_n. Ponto SL 87. 64

ANEXOS

ANEXO I. Mapa geológico esquemático
ANEXO II. Perfis geológicos.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais e objetivos

Poucos mapeamentos de semi-detalhe foram realizados nas rochas pré-cambrianas localizadas a sudeste da Bacia de Taubaté, no leste do Estado de São Paulo. Isto resulta, possivelmente, do fato da região não apresentar interesse para a exploração mineral e nem problemas graves decorrentes da ocupação humana, que é pouco intensa.

O Complexo Embu, segundo o mapa geológico do Estado de São Paulo em 1:500.000 (Hasui *et al.* 1981), constitui a unidade predominante da região estudada, apresentando como limite meridional a Falha de Cubatão, a partir da qual passam a ocorrer, até o litoral, rochas do Complexo Costeiro (Hasui *et al.* 1981). A noroeste, segundo os mesmos autores, limitar-se-ia com o Grupo São Roque e o Complexo Paraíba do Sul. O Complexo Embu seria constituído por rochas gnáissico-migmatíticas e faria parte, junto com os metamorfitos de baixo grau do Complexo Pilar, do Grupo Açungui (Hasui & Sadowski 1976). Tem sido considerado como uma unidade do Proterozóico Superior que pertence à Faixa de Dobramentos Apiaí, no entanto, a falta de dados geocronológicos apropriados tem dificultado a proposição de uma época de sedimentação para esta seqüência de rochas supracrustais.

Em grande parte dos estudos anteriores sobre a região (Hasui *et al.* 1978b, e; Silva *et al* 1977; Cavalcante & Kaefer 1974a,b; Carneiro 1977a,b; Sobreiro Neto *et al.* 1983) as rochas foram descritas como migmatitos, aliando-se termos de Jung & Roques (1959, apud Carneiro 1977a) e de Mehnert (1968, apud Carneiro 1977a). Tal enfoque forneceu alguns indícios quanto ao grau metamórfico das rochas, mas obscureceu a natureza dos tipos litológicos originais, não permitindo a sua subdivisão em unidades.

Frente a este quadro objetivou-se, nesta dissertação, descrever a constituição litológica do Complexo Embu, bem como a sua subdivisão em unidades regionais, além de, através de uma abordagem mais detalhada das estruturas e com um estudo preliminar do metamorfismo, contribuir para o conhecimento da evolução geológica do Complexo Embu. Para isto foram selecionados perfis geológicos, onde se realizou uma descrição das rochas, compatível com a escala 1:50.000, das fases de deformação que as afetam e do metamorfismo associado a cada uma das fases.

Além da apresentação dos perfis regionais, na escala 1:50.000, elaborou-se um mapa geológico esquemático na escala 1:250.000.

A partir deste estudo, além dos objetivos iniciais, foi possível apresentar os seguintes resultados: definição e descrição de uma unidade de rochas ortognáissicas que constituem o embasamento do Complexo Embu; discussão da localização e natureza do limite meridional do Complexo Embu com o Complexo Costeiro; discussão das relações de contato, e comparação da deformação e metamorfismo entre as rochas atribuídas ao Complexo Pilar (Hasui *et al.* 1981) e aquelas do Complexo Embu; estimativas do período de atuação e alguns aspectos do metamorfismo que atuou nas expressivas zonas de cisalhamento que cortam a região; reconhecimento e descrição de pelo menos duas gerações de granitóides, de *trends* composicionais distintos, intrusivos no Complexo Embu.

1.2. Localização

A área pesquisada é delimitada a noroeste pela Bacia de Taubaté, a nordeste e sudoeste, pelas estradas que ligam Guaratinguetá a Parati e São José dos Campos a Caraguatatuba, respectivamente, e a sudeste estende-se até as proximidades do início da descida da Serra do Mar. Situa-se entre os meridianos 46°00 e 44°50W, e entre os paralelos 22°50 e 23°30S.

Em grande parte, a área se insere na folha topográfica Santos (SF-23-Y-D), na escala 1:250.000, e em parte nas folhas Guaratinguetá (SF-23-Y-B) e Ilha Grande (SF-23-Z-C), além de ser abrangida totalmente pelo mapa topográfico 1:250.000 do Projeto Macro-Eixo do IGC.

As cidades nela contidas correspondem a Paraibuna, São Luís do Paraitinga, Cunha, Lagoinha, Natividade da Serra e Redenção da Serra. Estas duas últimas, devido à construção de barragens nos rios Paraitinga, Paraibuna e alguns de seus afluentes, foram deslocadas em relação à sua posição original.

Várias estradas asfaltadas cortam a região, sendo que as principais são aquelas que se estendem da Rodovia Presidente Dutra (BR 116) até o litoral, ligando São José dos Campos a Caraguatatuba (SP 99), Taubaté a Ubatuba (SP 125), e Guaratinguetá a Parati (SP 171). Nesta última, no trecho em que corta o Rio de Janeiro, ainda não existe asfaltamento. São asfaltadas também as estradas que ligam a SP 125 (Fig.3.1) até Redenção da Serra, e desta a Natividade da Serra, além das que unem São Luís do Paraitinga a Lagoinha (SP 153) e Caçapava (passando por Jambeiro) à SP 99 (SP 103). As estradas vicinais encontram-se, em geral, em bom estado e são numerosas na metade NW da região.

1.3. Métodos utilizados

Foram cumpridas as seguintes etapas de trabalho:
- análise bibliográfica
- trabalhos de campo
- petrografia e microtectônica
- coloração de amostras de granitóides por cobalto-nitrito de sódio
- elaboração de seções geológicas
- elaboração de um mapa geológico esquemático
- tratamento dos dados estruturais

A análise bibliográfica foi realizada durante todas as demais etapas, tendo sido mais intensificada antes dos trabalhos de campo, durante a elaboração do mapa geológico, e durante a fase de redação do texto deste trabalho. Efetuou-se a leitura e análise da bibliografia sobre o Estado de São Paulo dentro do cinturão de rochas enfocado, dando-se particular ênfase aos trabalhos de mapeamento. Além da descrição detalhada das rochas, também foram considerados importantes os dados de metamorfismo, estrutural e de geocronologia.

Os trabalhos de campo, durante os quais foram descritos 1064 afloramentos, constaram de seções transversais ao *trend* regional nordeste, obtendo-se, assim, mais eficientemente, a delimitação das unidades litológicas bem como a identificação das estruturas. As seções principais, realizadas em uma primeira fase, corresponderam às estradas que ligam São José dos Campos a Caraguatatuba (Rodovia dos Tamoios- SP 99), Taubaté a Ubatuba (SP 125)e Guaratinguetá a Parati (SP 171). Após obter um esboço da geologia da área, quanto às unidades presentes e suas relações, e quanto às estruturas, foi realizada uma segunda fase de campo com o intuito de checar o quadro geológico delineado. Entre as duas primeiras seções, foram percorridas e descritas, com detalhe, inúmeras estradas, mas entre as seções de Taubaté e de Guaratinguetá foram realizados poucos trabalhos de campo. Estes últimos tiveram apenas caráter de reconhecimento da continuidade das unidades, e os pontos tiveram maior espaçamento (Fig.3.1). Foram descritos praticamente todos os afloramentos dos perfis realizados, permitindo a construção de seções geológicas na escala 1:50.000. Além da descrição das rochas presentes em cada afloramento, deu-se especial atenção à medição de estruturas e suas relações de superposição, em locais onde a interferência das várias fases de deformação fosse clara. Foram coletadas amostras representativas dos tipos litológicos, ou então, que contivessem estruturas elucidativas a respeito das várias foliações e paragêneses associadas. As seções geológicas foram construídas na escala 1:50.000, à medida em que se obtiam os dados dos trabalhos de campo, para todos os perfis descritos. Não foi utilizado exagero vertical por este provocar distorsão das estruturas. A topografia foi construída em cima de retas dispostas o mais próximas possível da estrada percorrida, sofrendo desvios de direção ao

longo de sua trajetória para se obter um melhor ajuste com o traçado da estrada (ANEXO II). Para cada ponto foi lançado o tipo litológico, a foliação principal e as demais foliações que, junto com as dobras parasitas de cada fase de deformação, possibilitaram a identificação de algumas estruturas maiores.

Foram examinadas 190 seções delgadas. Algumas amostras foram impregnadas com "Araldite" para a confecção de seções delgadas, devido ao seu estado avançado de alteração intempérica. As rochas granitóides tiveram sua composição modal estimada visualmente. Não foram realizadas análises modais pois não se dispunha de amostras suficientes para cada maciço granitóide que possibilitassem a obtenção de um *trend* no diagrama QAP. As amostras de ortognaisses, por outro lado, em sua grande maioria, apresentam textura blastomilonítica (porções de granulação muito fina e porções de granulação mais grossa) dificultando a análise modal. Amostras de granulação média ou grossa e inequigranulares ou porfiríticas foram submetidas à coloração seletiva de feldspatos para se obter com maior confiabilidade a composição dos granitóides. Esta poderia ser falseada em lâminas petrográficas devido à restrita área de observação.

Além da determinação da composição da rocha, foram descritas texturas e estruturas presentes, tais como as foliações geradas em vários eventos de deformação, e as paragêneses metamórficas associadas às mesmas. Procurou-se registrar estas relações a partir da elaboração de desenhos de detalhes das seções delgadas.

Os dados estruturais foram tratados segundo domínios homogêneos (Turner & Weiss 1963) para a quarta fase de deformação do Complexo Embu, que produziu feições estruturais importantes e de caráter regional. Foram lançados, para cada domínio, as foliações e lineações em diagramas Schmidt-Lambert. As medidas de superfícies dobradas em afloramentos específicos foram tratadas em separado para se identificar o estilo e a cilindricidade das dobras de uma determinada fase de deformação. Em seguida, procedeu-se à contagem da foliação principal em cada domínio. Quando possível, as guirlandas foram traçadas com base na disposição das áreas de isofrequência, dos planos axiais e dos eixos da fase correspondente.

A partir dos trabalhos de campo realizados, e dos dados disponíveis para as folhas de Guaratinguetá, Lagoinha e Cunha, no Instituto de Geociências (obtidos no trabalho de mapeamento dos alunos da graduação no ano de 1976), além dos mapas geológicos disponíveis na literatura, elaborou-se um mapa geológico esquemático da área na escala 1:250.000. Os dados de campo aqui obtidos e aqueles do Instituto de Geociências-USP (folhas de Guaratinguetá, Lagoinha e Cunha) foram lançados em *overlay* sobre fotografias aéreas na escala 1:60.000 (USAF/Serviço Geográfico do Exército 1966), procedendo-se a uma fotointerpretação. Esta foi especialmente útil na identificação da continuidade do traçado dos grandes lineamentos, dados por zonas de cisalhamento, e

também na delimitação de maciços gran+íticos. Os contatos determinados na fotointerpretação foram lançados nas folhas topográficas 1:50.000, com redução de cerca de 50%, e a partir destas no mapa topográfico 1:250.000 do Projeto Macro-Eixo (IGC). As folhas topográficas 1:50.000 (IBGE) utilizadas correspondem a : Jacareí, Paraibuna, Taubaté, São Luís do Paraitinga, Natividade da Serra, Guaratinguetá, Pindamonhangaba, Lagoinha, Ubatuba e Cunha.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Contexto tectônico regional

O termo Complexo Embu foi utilizado primeiramente por Hasui & Sadowski (1976), correspondendo a rochas gnáissico-migmatíticas que, juntamente com as rochas metamórficas de baixo grau do Complexo Pilar, constituiriam o Grupo Açungui, ao qual foi atribuída uma evolução ensiálica do Proterozóico Superior (Hasui *et al.* 1978a, Hasui *et al.* 1980). Segundo Hasui *et al.* (1976) o Complexo Pilar ocuparia uma posição estratigráfica superior em relação ao Complexo Embu, que estaria sotoposto pelo Complexo Piaçaguera (Hasui & Sadowski 1976).

A região de ocorrência do Complexo Embu foi englobada por Ebert (1968) no "Grupo Paraíba", assim como grande parte do leste do Estado de São Paulo. Este grupo corresponderia às porções internas da Faixa Orogênica Assíntica dos Paraibídes. Na região do litoral norte do Estado de São Paulo, estaria situada a Zona Central Migmatítica-Granítica, atualmente atribuída ao Complexo Costeiro. O autor distinguiu, também, uma estreita faixa de mica xistos de grau metamórfico mais baixo que se estenderia de Paraibuna a São José do Barreiro.

O Grupo Açungui foi inserido na Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui *et al.* 1980), que, juntamente com a Faixa de Dobramentos São Roque, corresponderia à Região de Dobramentos Sudeste (Almeida *et al.* 1976, Hasui *et al.* 1978a). O Grupo Açungui, junto com o Grupo São Roque, segundo Hasui (1983), teria uma evolução do Proterozóico Médio/Superior e os complexos Varginha, Amparo, Paraíba do Sul e Costeiro constituiriam o Complexo Basal de idade arqueana. Posteriormente, Hasui *et al.* (1989) inserem o "Grupo" Embu no Supergrupo Ribesita, que inclui os "grupos" Ribeira, Serra do Itaberaba e Itapira, considerando-os como sequências metavulcanossedimentares associadas do Proterozóico; os demais complexos do Estado de São Paulo seriam rochas arqueanas.

O Complexo Embu ocorre na região da Zona de Transcorrência São Paulo (Hasui *et al.* 1975) que seccionaria o Cinturão Ribeira, de Almeida *et al.* (1973), nos segmentos norte e sul. Aquela zona caracterizar-se-ia pela presença de importantes falhas transcorrentes, cujo componente vertical teria provocado o aparecimento de rochas metamórficas de alto grau a norte e de baixo grau a sul. Hasui & Sadowski (1976) e Hasui *et al.* (1977) propõem uma compartimentação em conjuntos e blocos, para o Pré-

Cambriano paulista, separados por grandes falhas transcorrentes, sendo que as mais importantes teriam significado estratigráfico.

Para Hasui *et al.* (1984), o Complexo Embu estender-se-ia desde o sul do Estado de São Paulo até os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo e, para Hasui & Oliveira (1984), até o meridiano 44°W, a norte de Angra dos Reis no Rio de Janeiro. A noroeste, o Complexo Embu limitar-se-ia com o Grupo São Roque e com o Complexo Paraíba do Sul, a nordeste com o Complexo Juiz de Fora, a sudeste com o Complexo Costeiro e, a sudoeste, com as rochas metamórficas de baixo grau do Complexo Pilar (Hasui & Oliveira 1984, Hasui *et al.* 1984). Hasui (1983) estende a ocorrência do Grupo Açungui para sudeste da Falha de Cubatão, até a borda da Serra do Mar. O autor deve ter se baseado na existência de rochas supracrustais a sul da Falha de Cubatão, mapeadas por Chiodi *et al.* (1983). O Grupo São Roque corresponde a rochas metavulcanossedimentares tidas anteriormente como do Proterozóico Superior. O Complexo Paraíba do Sul, atribuído ao Proterozóico Inferior ou Arqueano, constituir-se-ia de paragnaisses e migmatitos, com granitóides gnáissicos associados. O Complexo Costeiro corresponderia predominantemente a gnaisses ortoderivados com intercalações menores metavulcanossedimentares; conteria lentes e núcleos de rochas granulíticas, além de importantes kinzigitos. Este último foi considerado como do Arqueano devido aos valores de 2500 e 2700 Ma obtidas nos granulitos Serra Negra e Itatins. O Complexo Juiz de Fora, atribuído ao Arqueano, caracteriza-se pelo franco predomínio de rochas da facies granulito.

2.2. Trabalhos de Mapeamento

Na área aqui pesquisada e arredores foram realizados poucos trabalhos de mapeamento (Fig.2.1) na escala 1:50.000 (Melfi & Cordani 1976, Chiodi Filho *et al.* 1983, Alves 1975, Carneiro 1977 a,b, Sobreiro Neto *et al.* 1983, Vieira 1989), 1:100.000 (Coutinho 1972, EMPLASA 1980, Rideg 1974, Sadowski 1974 a, b, Hasui *et al.*1978b, Melo & Pires Neto 1977) e 1:200.000 (Hasui *et al.* 1978e). A CPRM realizou vários mapeamentos na área de interesse desde a escala 1:100.000 até 1:250.000 (Cavalcante & Kaeffer 1974a, b; Silva *et al.* 1977b; Silva *et al.* 1981; Batolla Junior *et al.* 1981, Morgental *et al.* 1975; Cavalcante *et al.* 1979). Mais recentemente (1990) o Instituto de Pesquisas Tecnológicas e a CPRM, sendo financiados pelo PRÓ-MINÉRIO, realizaram mapeamentos na escala 1:50.000, na região a nordeste da cidade de São Paulo, onde se deu ênfase às regiões mais ocupadas.

Neste ítem será apresentada uma síntese de alguns mapeamentos para os quais procurou-se estabelecer uma correlação das unidades e, para os demais, serão destacados apenas alguns aspectos considerados importantes para o presente trabalho.

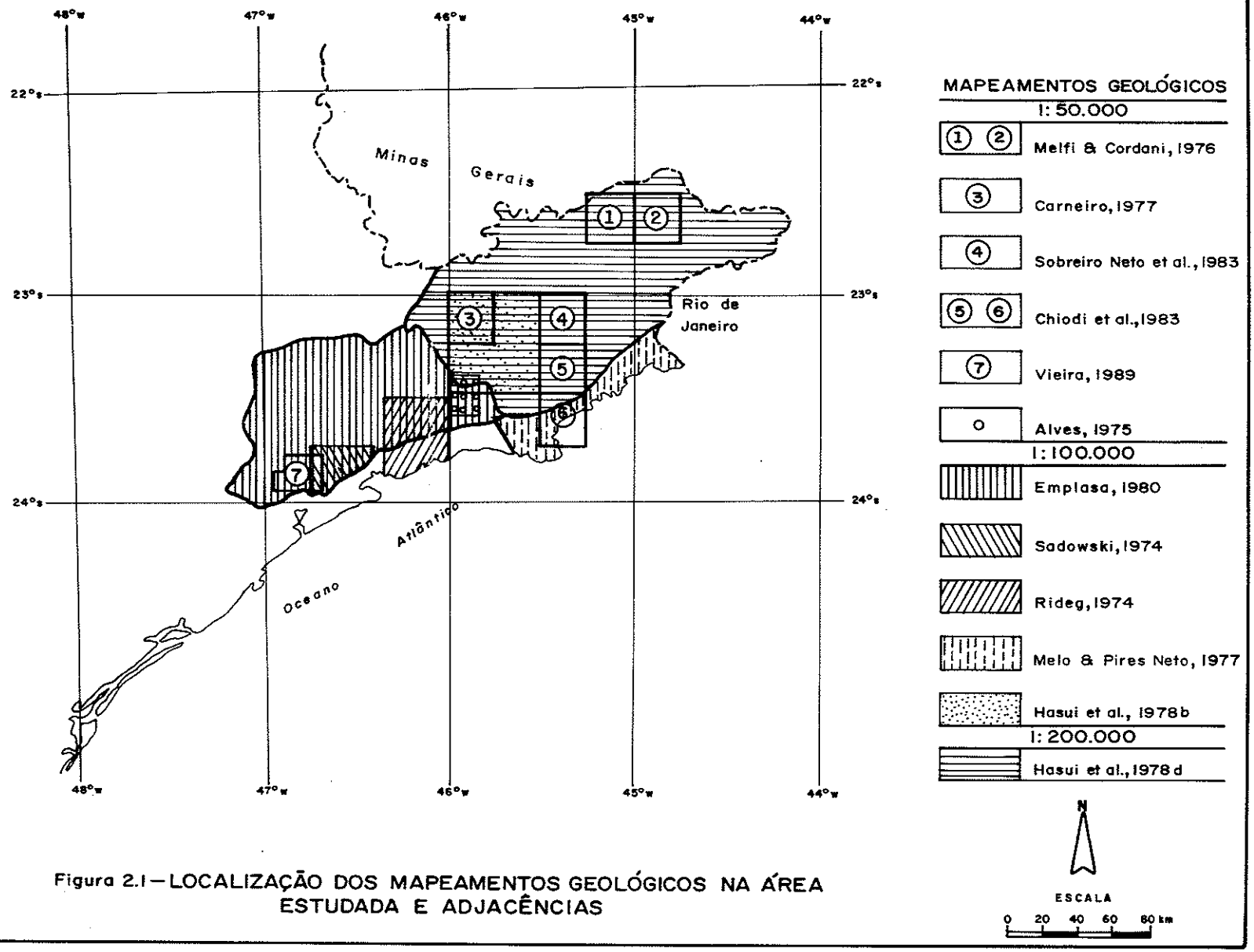


Figura 2.1 — LOCALIZAÇÃO DOS MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS NA ÁREA ESTUDADA E ADJACÊNCIAS

Coutinho (1972) descreve xistos e gnaisses, da região da Grande São Paulo, denominados de Complexo Cristalino, correspondendo aos complexos Pilar e Embu, respectivamente, de Hasui *et al.* (1981). O Complexo Cristalino seria limitado, a norte, com o Grupo São Roque, pela Faixa Gnáissica Intermediária (Coutinho 1972), que corresponderia, em parte, à Falha de Taxaquara (Hasui *et al.* 1981). Neste complexo estão contidos quartzo-biotita-muscovita xistos com sillimanita, granada e, muito esporadicamente, estaurolita. Quando não feldspatizados apresentam estratificação reliquiar evidente com sucessão de leitos granoblásticos, mais quartzosos, e micáceos. Os xistos intercalam metarenitos impuros, quartzitos e quartzitos calciossilicáticos em camadas centimétricas. O autor identificou, também, paragnaisses de composição quartzo-diorítica, granodiorítica com muscovita e granada, e monzogranítica com muscovita e turmalina. São descritos ortognaisses adamelíticos e granodioríticos a oeste de Guarapiranga, por vezes oftalmíticos e com biotita, titanita e ferro-hastingsita. Metabasitos são raros destacando-se a ocorrência de Penhinha que se constitui de um biotita-hiperstênio diabásio. As rochas plutônicas granitóides formam corpos concordantes, alongados e de tamanhos diversos (Mauá, Guacuri e Três Lagos).

A Faixa Gnáissica Intermediária é constituída pelos biotita gnaisses Embu com titanita, de composição monzogranítica e equigranulares; e pelos gnaisses Butantã, que são bandados, havendo predomínio de leitos de textura oftalmítica, com biotita, anfibólio (às vezes em camadas anfibolíticas) e titanita.

O mapa de Coutinho (1972) foi bastante simplificado por Hasui *et al.* (1981), onde vários gnaisses foram considerados como granitóides brasilianos da facies Cantareira. Parte dos paragnaisses descritos por Coutinho (1972) foram atribuídos ao Complexo Embu (Hasui *et al.* 1981).

Rideg (1974), em área adjacente à de Coutinho (1972), distinguiu os complexos Suzano e Itatinga, separados pela Falha de Cubatão. O Complexo Suzano corresponde, de norte para sul, a 3 unidades: Xisto Oropó, Gnaisse Iupeba e Gnaisse Paranapiacaba. Os primeiros dão continuidade aos xistos do Complexo Cristalino de Coutinho (1972), apresentando uma descrição muito semelhante. O Gnaisse Iupeba, que se encontra em continuidade com os gnaisses localizados a sul do Maciço Mauá de Coutinho (1972), trata-se de muscovita-biotita gnaisse xistoso com plagioclásio, feldspato potássico, sillimanita e granada. Segundo Rideg (1974), apresentaria contato gradacional com os xistos Oropó, aparecendo inicialmente como camadas nestes.

Ainda dentro do Complexo Suzano, ocorrendo mais a sul e com passagens gradacionais para o Gnaisse Iupeba (Rideg 1974), tem-se o Gnaisse Paranapiacaba, que apresenta bandas micáceas e bandas quartzo-feldspáticas, localmente tornando-se um gnaisse oftalmítico. É de composição granítica com biotita e muscovita. O Complexo

Suzano é intrudido por corpos tardi-tectônicos de biotita (± titanita) granitos porfiríticos ou médios (Mauá e Itapeti), e muscovita-biotita granitos (Mogi das Cruzes).

Alves (1975) mapeou uma região que se superpõe à de Rideg (1974), notando-se que os xistos Oropó são muito semelhantes e dão continuidade aos xistos da Faixa Central de Alves (1975), aos quais se associa um biotita gnaisse de composição tonalítica com titanita e granada. Esta faixa é delimitada a norte pela Falha de Guararema (Alves 1975) e a sul, pela Falha de Cubatão (Hasui *et al.* 1981). As rochas que ocorrem a sul da Falha de Cubatão foram denominadas por Alves (1975) de Complexo Gnáissico Migmatítico (Tab. 2.1).

A Faixa Norte de Alves (1975) constitui-se de xistos com muscovita, biotita e quartzo como minerais abundantes, e sillimanita (fibrosa ou em prismas) e granada como acessórios. Estas rochas passam para gnaisses bandados onde predominam intercalações de gnaisses homogêneos de granulação média/grossa ou fina, de cor escura e de composição granodiorítica ou quartzo-diorítica. Anfibolitos e quartzitos formam intercalações métricas esparsas. Pelo incremento significativo de porções graníticas a granodioríticas nos gnaisses, passa-se a migmatitos de estrutura *schollen* e *schlieren* onde ocorrem feixes xistosos alongados, ricos em biotita, sillimanita e granada. Corresponde à Unidade Redenção da Serra aqui definida (ver capítulo 3).

Na região de São José dos Campos, segundo Carneiro (1977a, b) ocorre uma unidade de gnaisses que consistem na alternância de bandas de muscovita-biotita-quartzo xisto; e bandas compostas por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Quartzitos e biotita-muscovita-quartzo xistos com granada e sillimanita formam intercalações. Em seguida, em termos de abundância, ocorrem gnaisses tonalíticos bandados ou oftalmíticos (estes com granada). Subordinadamente tem-se granitos e monzogranitos gnáissicos e gnaisses oftalmíticos ou nebulíticos ou bandados. Ocorrendo a norte, no Bloco Bengala (Carneiro 1977a, b), e separados dos gnaisses anteriores por expressivas zonas miloníticas da Falha do Rio Jaguari foram descritos gnaisses graníticos oftalmíticos, granada-sillimanita-biotita-quartzo-plagioclásio gnaisses com feldspato potássico, e granulitos básicos. Na porção mais noroeste da folha de São José dos Campos, ocorrem biotita-quartzo-muscovita xistos considerados como extensão do Grupo São Roque (Hasui *et al.* 1981) e marcando o limite norte do Complexo Embu (ver adiante, ítem 3.2).

Para sudoeste, em continuidade física com o Bloco Bengala e com os gnaisses tonalíticos e oftalmíticos de Carneiro (1977a, b), ocorre o Complexo Santa Isabel de Campos Neto *et al.* (1983) e Campos Neto & Basei (1983a). Este complexo, delimitado a noroeste por uma frente milonítica constituída por milonitos bandados de baixo mergulho e dobrados, corresponde a blastomilonito-gnaisses graníticos bandados com hornblenda e granada; e blastomilonito-gnaisse porfiroblástico com intercalação subordinada de

TABELA 2.1. Descrição das rochas do domínio do Complexo Costeiro segundo a bibliografia.

AUTOR	NOME E DESCRIÇÃO
RIDEG 1974	COMPLEXO ITATINGA hornblenda-biotita gnaisses porfiroblásticos protomiloníticos de composição granítica com titanita e com lentes granulíticas; migmatitos com paleossoma de biotita gnaisse fino tonalítico ou granodiorítico, I= 20 a 25%, com neossoma (em geral dominante) claro, de composição granítica, concordante ou em diques.
ALVES 1975	COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO biotita gnaisse equigranular ou porfiroblástico protomilonítico, de composição granítica, às vezes com granada; migmatito com paleossoma de (hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico escuro com titanita e neossoma de biotita gnaisse granítico às vezes com turmalina; quartzitos métricos isolados.
SADOWSKI 1974	COMPLEXO PIAÇAGUERA de HASUI & SADOWSKI (1976) migmatitos estromáticos de neossoma granítico e paleossoma de hornblenda-biotita gnaisse quartzo-diorítico a tonalítico com faixas anfibolíticas; granitóides oftalmíticos com megacristais de plagioclásio, com biotita e hornblenda ocasional; anatexitos e diatexitos graníticos com pouca biotita e foliação tenue; microclina quartzitos e xistos em faixas estreitas.
COUTINHO 1971	BLOCO COSTEIRO (a sul da Falha de Cubatão) gnaisses cinzentos com lentes de anfibolitos; migmatitos com paleossoma diorítico e anfibolítico; biotita gnaisse adamelítico e de textura blastomilonítica; granulitos tonalíticos e quartzo-dioríticos, granada-silimanita gnaisse e enderbitos em Peruíbe.
CARNEIRO et al. 1979	migmatito de paleossoma dominante (hornblenda)-biotita gnaisse escuro com estreitas intercalações de quartzitos; estromatitos com neossoma claro e paleossoma escuro rico em plagioclásio; hornblenda-biotita granito gnaisse com megacristais de feldspato potássico cortando as rochas anteriores.
CHIODI FILHO et al. 1983	GRANITÓIDES CARAGUATATUBA (1) E COMPLEXO COSTEIRO (2) (1) augen-gnaisse, granito alasquítico e biotita granito glômero-porfirítico (2) migmatitos evoluídos, biotita gnaisses, migmatitos estromáticos com bandas de sillimanita-granada-biotita gnaisse, metabásicas e granulitos (charnockitos e noritos).
MELO & PIRES NETO 1977	Bloco Ubatuba e Sao Sebastião a sul da Falha do Bairro Alto (1), e Bloco Paraibuna entre as Falhas de Natividade e Bairro Alto (2) (1) charnockitos, com granada granulitos, passando para granitóides (= granitos Caraguatatuba); estromatitos homogêneos com núcleos meta-basíticos e intercalações de anfibolitos (2) migmatitos estromáticos (bandas de gnaisse com biotita e hornblenda e bandas graníticas) com raras e pequenas intercalações de quartzitos.
DANTAS et al. 1987 a e b, TEIXEIRA et al. 1987, GIMENEZ FILHO et al. 1987	COMPLEXO COSTEIRO Sequência Cachoeira (1), Suite Itatins (2), Suite ortognáissica (3), Complexo Gnáissico-Migmatítico (4), Suites granitóides de facies migmatítica (5) (1) hornblenda-biotita paragnaisses tonalíticos, quartzitos, anfibolitos, kinzigitos, rochas calciossilicáticas, mármores, xistos, quartzitos; (2) enderbitos, opdalitos até charnockitos, (3) tonalitos a granitos s.s. com biotita (+/-) hornblenda (4) migmatitos com paleossoma de supracrustais, e neossoma granítico (e tonalítico subordinado) com biotita e hornblenda; (5) biotita granitos com titanita, porfiróides ou inequigranulares, em geral concordantes com a estrutura regional.
SILVA et al. 1977a, b	COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO: migmatitos homogêneos estromáticos, incluindo biotita gnaisses granitóides, granitos gnáissicos, anatexitos e nebulitos. Rochas básicas e ultrabásicas, incluindo o Complexo Bairro do Marisco (metagabros, enderbitos, metadioritos) Rochas da facies granulito: charnockitos, hiperstênio granodioritos, hiperstênio quartzo-monzonitos (Complexos Itatins, Bertioga, Búzios, Ubatuba).
SILVA et al. 1981, BATOLLA JUNIOR et al., 1981	Rochas migmatíticas e gnáissico-migmatíticas; rochas clasto-químicas (Sequência Turvo-Cajati) e vulcano-sedimentares(gnaisses e ectinitos do Grupo Setuva) rochas de natureza ultramáfica-máfica-clástica-química (Sequência Cachoeira); kinzigitos, granulitos charnockíticos, hiperstênio granodioritos, enderbitos, opdalitos e gnaisses granulíticos (Complexos Itatins e Serra Negra).

anfibolitos, biotita-hornblenda-quartzo xistos e hornblenda gnaisses. A sul do Complexo Santa Isabel teria lugar o Complexo Embu constituído por uma unidade de biotita e/ou hornblenda gnaisses porfiroblásticos e biotita gnaisses alternados com xistos feldspáticos, anfibolitos, hornblenda-epidoto gnaisses e subordinadamente quartzitos; e outra unidade de mica xistos sobre anfibolitos quartzosos com lentes de rochas calciossilicáticas. O Complexo Embu ocorreria, ainda, a norte do Complexo Santa Isabel, como *klippes* (terrenos alóctones) sobre o Grupo São Roque.

Baseando-se em dados de superposição de estruturas, Campos Neto & Basei (1983a) atribuíram o Grupo São Roque ao Ciclo Brasiliano, o Complexo Embu ao pré-Brasiliano 1 e o Complexo Santa Isabel ao pré-Brasiliano 2. Atualmente, dispondo-se de idades do Proterozóico Superior (660 $\pm$ 13 Ma, U-Pb em zircão) para o Complexo Santa Isabel (Tab.2.3) e de idades do Proterozóico Médio para o Grupo São Roque (Tassinari & Campos Neto 1988, Van Schmus *et al.* 1986), aquele empilhamento estratigráfico tem que ser abandonado. No entanto, a marcante foliação blastomilonítica do Complexo Santa Isabel, inclusive com milonito-gnaisses de baixo mergulho, entre o domínio do Grupo São Roque e o domínio do Complexo Embu, sugere um limite tectônico do final do Proterozóico Superior muito importante e que será melhor descrito posteriormente (ver ítem 3.2).

Biotita-quartzo-muscovita xistos (com granada, estaurolita e sillimanita), com intercalações de anfibolitos e quartzitos, atribuídos ao Complexo Pilar, estariam condicionados à região da Falha de Cubatão (Hasui *et al.* 1978e, Hasui *et al.* 1981). Eles também ocorrem em estreitas faixas a norte do granito da Serra do Jambeiro, entre os corpos graníticos de Aparecida e da Serra do Quebra Cangalha, a sul deste e a norte do granito Lagoinha (Hasui *et al.* 1978b, e). Segundo estes autores, eles passariam gradativamente para o Complexo Embu, representado por gnaisses bandados xistosos com granada e sillimanita, que, por sua vez, transicionariam para gnaisses de composição granítica, adamelítica e granodiorítica. Anfibolitos, quartzitos, rochas calciossilicáticas e mármores ocorrem como intercalações.

O Complexo Embu estender-se-ia, segundo Hasui *et al.* (1978e), até o litoral. No entanto, Hasui *et al.* (1981) passa a atribuir as rochas que ocorrem a sul da Falha de Cubatão ao Complexo Costeiro. Isto foi modificado por Chiodi Filho *et al.* (1983) ao descreverem o Complexo Paraibuna (que corresponderia à Unidade Rio Paraibuna aqui proposta, ver capítulo 3) situado a sul da Falha de Cubatão e aflorando a sul do granito Natividade. Ele seria limitado a sul pela Falha de Freires/São Lourenço (Chiodi Filho *et al.* 1983, correspondendo à Falha Bairro Alto de Hasui *et al.* (1981) e Falha Ribeirão do Ouro. O Complexo Paraibuna seria composto por quartzitos intercalados em mica xistos e rochas calciossilicáticas subordinadas; e por paragnaisses e rochas granitóides gnáissicas. Estas rochas foram incluídas por Melo & Pires Neto (1977) no Bloco Paraibuna, situado entre as

falhas de Natividade e Bairro Alto, estendendo-se até a Serra do Parati, no limite com o Rio de Janeiro. As rochas descritas por Chiodi *et al.* (1983) a sul do Complexo Paraibuna e as descritas por Melo & Pires Neto (1977) para o domínio do Complexo Costeiro, estão resumidas na tabela 2.1.

Segundo Chiodi *et al.* (1983), a norte da Falha de Cubatão, tem-se sillimanita-granada-mica-quartzo xistos, biotita gnaisse granitóide, além de biotita gnaisse laminado, fino, com bandas xistosas, atribuídos ao Grupo Açungui. Sobreiro Neto *et al.* (1983) identificaram, a norte de São Luís do Paraitinga, uma faixa importante de quartzitos que, segundo o presente trabalho, pertencem à Unidade do Rio Paraibuna (ver capítulo 3).

Hasui (1973) compartimentou a área, compreendida pelas folhas 1:100.000 São Roque e Pilar do Sul, nos conjuntos São Roque e Paranapiacaba separados pela Falha de Taxaquara, com o Grupo São Roque aparecendo a norte e o Açungui, a sul. O conjunto Paranapiacaba foi subdividido nos blocos Cotia, a norte, e Juquitiba, a sul, limitados entre si pela Falha de Caucaia. No Bloco Cotia tem lugar filitos, xistos e metabasitos, além do Complexo Piedade que se constitui de (hornblenda)-biotita granitóides com titanita.

No Bloco Juquitiba, Hasui (1973) descreve gnaisses bandados xistosos, quartzitos micáceos, quartzitos calciossilicáticos e raros metabasitos. Granitos gnáissicos oftalmíticos também estão presentes. Segundo informação verbal de A.C.B.C. Vasconcellos e de V.A. Janasi (1990), as rochas a sul da Falha de Caucaia correspondem a gnaisses em parte migmatizados e semelhantes aos identificados para o Complexo Embu na área estudada. Por outro lado, a norte desta falha, ocorreriam rochas metamórficas de baixo grau correlacionáveis ao Complexo Pilar definido próximo à cidade homônima.

Mais a sul, segundo Sadowski (1974), ainda no Bloco Juquitiba, dominam mica xistos e mica-quartzo xistos ($\pm$ sillimanita e granada) com bandas portadoras de plagioclásio e quartzo. Apresentam por vezes ritmismo de camadas mais pelíticas alternadas com psamitos. O autor observou, também, faixas estreitas de biotita-muscovita-quartzo xistos, em núcleos sinformais, uma faixa de rochas calciossilicáticas e três corpos de metabasitos. Os gnaisses foram incluídos no Complexo Embu, e os xistos, no Complexo Pilar (Hasui *et al.* 1981).

Sadowski (1974a) mapeou várias faixas de gnaisses passando a granitóides sin-tectônicos, preferencialmente em núcleos anticlinoriais, considerados como prováveis rochas mais antigas pelo autor. Foram atribuídos ao Complexo Piaçaguera (Hasui & Sadowski 1976), sendo, posteriormente, interpretados como porções do Complexo Costeiro (Hasui *et al.* 1981). No entanto, Coutinho (1972), descreve um mica xisto fedspatizado, semelhante aos do Complexo Embu, situado em um destes núcleos anticlinoriais. Sadowski

& Motidomi (1985) reinterpretaram as rochas que ocorrem a sul da Falha de Cubatão, estudadas por Sadowski (1974a).

Vieira (1989) descreve, na região de Embu-Guaçu dentro do domínio do Complexo Pilar (Hasui *et al.* 1981) duas grandes unidades. Uma constitui-se de xistos rítmicos (xistos Santa Rita) caracterizados pela alternância de estratos de mica xistos e quartzo xistos, que se assemelham muito aos mica xistos de Coutinho (1972). A autora distinguiu domínios onde as intercalações predominantes variam, ora correspondendo a anfibolitos, ora a rochas calciossilicáticas, e ora a quartzitos. Ocorre, também, um pequeno corpo de meta-ultramafito. A segunda unidade dispõe-se em uma faixa central, onde se encaixa o Granito Parelheiros. Tratam-se de sericita filitos e xistos homogêneos sem intercalações, às vezes com bandamento milimétrico/centimétrico dado pela variação de cor e pela presença de porfiroblastos alterados. Há indícios de granada e não foi encontrada sillimanita. Apesar desta área se sobrepor em parte com a de Sadowski (1974) é muito difícil correlacionar as unidades descritas em uma com as da outra.

Os xistos identificados por Sadowski (1974), a norte da Falha de Cubatão, têm continuidade na região do alto curso do Rio São Lourencinho (Carneiro *et al.* 1980) e mais para sul até Juquiá (Silva & Trompette 1982, Silva *et al.* 1979), onde são denominados de Seqüência Miracatu por Dantas *et al.* (1987a, b), Teixeira *et al.* (1987) e Gimenez *et al.* (1987). Na região do Rio São Lourencinho, Carneiro *et al* (1980) descrevem uma passagem transicional de mica xistos finos, correlacionáveis aos da Seqüência Miracatu, para xistos com granada e sillimanita e destes para gnaisses xistosos bandados.

Dantas *et al.* (1987a, b), Teixeira *et al.* (1987) e Gimenez *et al.* (1987), nas folhas de Juquiá e Miracatu, denominam de Complexo Embu rochas situadas a norte dos xistos da Sequência Miracatu. É constituído por muscovita-biotita xistos (com granada, sillimanita e feldspato), com bandas centimétricas quartzo-feldspáticas; biotita gnaisses finos com lentes quartzíticas e intercalação de xistos; quartzitos importantes em geral não mapeáveis e intercalados nos xistos.

No Rio de Janeiro, nas porções limítrofes com o Estado de São Paulo, em região adjacente à área estudada, ocorre a Unidade Itaocara (Castro *et al.* 1984c) que tem continuidade para noroeste (Castro *et al.* 1984a, b). Em porções que ocorreriam a norte do lineamento Além Paraíba (Castro *et al.* 1984a, b), a Unidade Itaocara corresponde a paragnaisses mais ou menos migmatizados com intercalações de quartzitos, xistos, anfibolitos, rochas calciossilicáticas e mármores. A noroeste esta unidade faria limite, através de uma faixa de blastomilonito e milonito-gnaisses, com as unidades Juiz de Fora e Três Ilhas constituídas por rochas da sequência charnockítica ou derivadas dela, respectivamente.

2.3. Estruturas tectônicas e metamorfismo

Uma descrição sucinta e também uma tentativa de correlação das fases de deformação, que afetam as rochas do Complexo Embu, encontra-se na tabela 2.2. A grande maioria dos autores situa, após os dobramentos, a atuação de importantes falhas transcorrentes. Elas foram objeto de estudo de inúmeros trabalhos (Hasui & Sadowski 1976, Hasui *et al.* 1977, Alves 1977, Hasui *et al.* 1978d; Campos Neto & Basei 1983b, Coutinho 1971a, Silva *et al.* 1979, Silva 1981; Silva & Trompette 1982, Sadowski 1983). Campanha (1981) estudou, na região de Três Rios, o Lineamento de Além Paraíba, que parece estar em continuidade, com a zona de cisalhamento de Cubatão.

O metamorfismo regional é tido pela maioria dos autores como contemporâneo à foliação principal, paralela a um bandamento gnáissico ou estratificação reliquiar. Ele é, em geral, da facies anfibolito, localmente passando para anfibolito alto e, mais restritamente, da facies xisto verde. Rideg (1974) descreve, para o Complexo Suzano, as subfacies sillimanita-almandina-ortoclásio, e estaurolita-almandina, considerando o metamorfismo como do tipo Barroviano. Coutinho (1972) reconhece, a sul da Falha de Taxaquara, de norte para sul, as zonas da almandina, da estaurolita e da sillimanita em mica xistos grossos injetados por pegmatitos. A sillimanita ocorre como fibrolita ou em prismas. A sucessão destas zonas indica, segundo Coutinho (1972), um metamorfismo intermediário entre o de Abukuma (pressão baixa) e o Barroviano (pressão média) devido à ausência de cianita. Este mineral, no entanto, foi identificado mais tarde, em áreas contíguas a nordeste, por Alves (1975), e a sudoeste, por Vieira (1989). Esta última autora situa o metamorfismo regional, na região de Embu-Guaçu, em um intervalo de temperatura de 575 a 700°C sob uma pressão de aproximadamente 5,5 kbar.

2.4. Magmatismo

No Estado de São Paulo, segundo Hasui *et al.* (1978c), predominam amplamente os granitóides da facies Cantareira, que se caracterizam pelo aspecto granito-gnáissico. São mais ou menos homogêneos, com foliação marcante, de composição desde tonalítica até granítica, intrusivos e parcialmente discordantes e sin-tectônicos. A facies migmatítica de Hasui *et al.* (1978c) restringe-se a pequenos corpos no leste do Estado a noroeste e sudeste da Bacia de Taubaté e foram interpretados como, em parte, pertencendo ao embasamento, e em parte como gnaisses granitóides antigos.

Janasi & Ulbrich (1985) elaboraram uma síntese dos dados das rochas granitóides do Estado de São Paulo, descrevendo-os segundo 7 domínios. No Domínio Embu, limitado a sul pela Falha de Cubatão e a norte pelas falhas Figueira, Taxaquara e

TABELA 2.2. Correlação das fases de deformação descritas na bibliografia para o domínio do Complexo Embu.

AUTOR	SADOWSKI 1974, 1977	CARNEIRO 1977 a, b	DANTAS et al. 1987	VIEIRA 1989
FASE DE DEFORMAÇÃO				D_1 clivagem ardosiana preservada em microdobras, contemporâneas ao metamorfismo principal e associada a dobras recumbentes. Não foram identificadas dobras D_1.
	F_1 - Xistosidade paralela ao acamamento ($S_0 = S_1$) e plano-axial a dobras recumbentes isoclinais ou cerradas.	Primeira fase = Dobras isoclinais recumbentes intrafoliais com xistosidade em plano-axial e transposição intensa.	F_1 - Raras dobras mesoscópicas milimétricas ou centimétricas, da subclasse 1C, isoclinais, intrafoliais, afetando S_0, com xistosidade ou clivagem ardosiana em plano-axial.	D_2 - Gera uma S_2 - xistosidade regionalmente mais expressiva = clivagem de crenulação diferenciada definindo um bandamento tectônico submilimétrico, paralelo ao S_0, em plano-axial a dobras D_2 (redobramento co-axial à D_1).
	F_2 - Dobras fechadas a isoclinais com planos axiais subverticais com neossomas N_2 subparalelos.	Segunda fase - Dobras centimétricas a métricas, cilíndricas, com planos axiais subverticais e eixos subhorizontais. Associa-se aos sinformes e antiformes regionais.	F_2 - Dobras centimétricas/decimétricas da S_1 fechadas a cerradas com raras macrodobras, clivagem de crenulação com bandamento diferenciado, charneiras subhorizontais ENE/WNW.	D_3 - Sinformes e antiformes normais, raramente inversos, com planos axiais subverticais e eixos subhorizontais, com uma clivagem de crenulação localizada e dobras em chevron.
	F_3 - Transposição com feldspatização preenchendo os planos de cisalhamento com planos axiais subparalelos à F_2 e crenulação com planos axiais pouco espaçados.	Terceira fase - Crenulação e transposição criando, localmente, dobras de cisalhamento.		
			F_3 - Dobras abertas, ou grandes e suaves ondulações, com eixos NS e clivagem de fratura.	D_4 - ondulações NW.

Jundiuvira, são descritos granitos a duas micas (Quebra Cangalha, Mogi das Cruzes e Suite Pilar do Sul), biotita granitos e granodioritos porfiríticos e/ou equigranulares (Santa Branca e Santa Catarina) e hornblenda-biotita granitos porfiríticos (Suite Piedade). No Domínio Ubatuba ocorrem biotita-hornblenda *augen* gnaisses com charnockitos restritos, granitos porfiríticos róseos (Cruz do Alto e Pico do Papagaio), charnockito de Ubatuba, biotita-anfibólio granitóides porfiríticos e equigranulares de Parati, e granitos a duas micas (Natividade da Serra, Taiaçupeba).

Utilizando a abordagem da tipologia do zircão Wernick (1984) e Wernick *et al.* (1985) estudaram os granitos de Três Lagos, Parelheiros, Mauá e Guacuri; e Wernick & Rueda (1987), os granitos Itapecerica, Guacuri e Ponte Nova, todos dentro do domínio do Complexo Embu. Wernick & Gallembeck (1985, 1987) preocuparam-se com o estabelecimento de um quadro de evolução regional para o Proterozóico Superior com base no estudo de granitóides.

2.5. Geocronologia

Recentemente tem sido obtidos dados geocronológicos no domínio do Complexo Embu, no leste do Estado de São Paulo, onde são identificados eventos do Arqueano/Proterozóico Inferior e Proterozóico Médio, além do Proterozóico Superior. Na tabela 2.3 são apresentados os dados disponíveis para os domínios dos complexos Embu e Costeiro no Estado de São Paulo. Estes valores serão discutidos nos capítulos seguintes.

TABELA 2.3. Dados geocronologicos para os dominios dos complexos Embu e Costeiro.

DOMINIO	ROCHA	METODO	IDADE EM Ma	FONTE
EMBU	granito Natividade	Rb-Sr isócrona - rocha total	570 ± 50 ri = 0,712	Tassinari et al. 1988
	granito Embu-Guaçu	Rb-Sr isócrona - rocha total	612 ± 83 ri = 0,707	Vieira & Tassinari 1988
	granito Mogi das Cruzes	Rb-Sr - convencional	625 ± 25	Vandoros e Franco 1966 (apud Tassinari et al. 1988)
	granitos Mauá e Itaquera		710 ± 50	
	granito Quebra-Cangalha	Rb-Sr isócrona - rocha total	700 ± 50 ri = 0,726	Tassinari 1990 (Comunicação verbal)
	blastomilonito-gnaisse Santa Isabel	U-Pb zircão	660 ± 13	Tassinari et al. 1988
		Rb-Sr isócrona - rocha total	645 ± 38 ri = 0,708	Tassinari & Campos Neto 1988
	xistos Embu-Guaçu	Rb-Sr isócrona - rocha total	750 ± 20 ri = 0,7277	Vieira & Tassinari (1988)
	diorito Penhinha	Ar-Ar: isócronas em plagioclásio, biotita e anfibólio	560 a 462	Kinoshita 1976
		Ar-Ar: convencional (plagioclásio)	1221 e 850	
	migmatitos a sul de São José dos Campos: leucossomas graníticos com biotita e hornblenda (*a)	Rb-Sr isócrona - rocha total	1497 ± 46 ri = 0,735	Tassinari 1988
		Pb-Pb isócrona - rocha total	1275 ± 240 i = 8,273	
		Pb-Pb isócrona - rocha total	1388 ± 290 i = 8,15	Babinski 1988
	Hornblenda-biotita gnaisse granítico (*a)	Pb-Pb isócrona - rocha total	2335 ± 85 i = 8,33	
	mesossoma tonalítico (*b)	Rb-Sr isócrona - rocha total	2473 ± 46 ri = 0,70034	Tassinari 1988
	não especificada	idade modelo Sm-Nd	2950 a 2750	Tassinari et al. 1989
COSTEIRO	granito "Caraguatatuba" (*c)	Rb-Sr isócrona - rocha total	543 ± 16 ri = 0,7126	Tassinari 1988
	charnockitos de Ubatuba	Rb-Sr isócrona - rocha total	551 ± 15 Ti = 0,7101	Gasparini & Mantovani 1979
	gnaisses e migmatitos (a) Paraibuna (*d) (b) Boissucanga e (c) Bertioga-Mogi das Cruzes	Rb-Sr isócrona rocha total	(a) 630 ± 14 ri = 0,7101 (b) 600 ± 20 ri = 0,7168 (c) 642 ± 11 ri = 0,7086	Tassinari 1988
	granitóides gnáissicos	idade modelo Sm-Nd	1850 nd = -8,0 a -11,0	Tassinari et al. 1989
	charnockito de Caraguatatuba		1860 nd = -10,8	Siga Junior et al. 1989

Afloramentos JA 6 (*a), JA 7 (*b), PP 95 (*c) e PA 43,44 (*d) deste trabalho.

3. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Foram identificados na área estudada os complexos Embu e Costeiro, tendo sido definido, neste trabalho, o Complexo Rio Capivari (ANEXO I). Dados geocronológicos e de campo sugerem que este último, composto por ortognaisses migmatizados, corresponda a rochas mais antigas. O Complexo Embu, que perfaz grande parte da região, foi subdividido em 3 unidades de rochas supracrustais. Na porção meridional da região estudada ocorrem predominantemente ortognaisses atribuídos ao Complexo Costeiro, cujos dados estruturais e composicionais sugerem um contato tectônico importante deste com o Complexo Embu.

O Complexo Embu é intrudido por várias gerações de granitóides. A geração mais antiga é pré-metamórfica, de composição ampla, e apresenta as mesmas fases de deformação que o Complexo Embu. No domínio da zona de cisalhamento de Cubatão ocorrem vários corpos graníticos aparentemente sincrônicos à deformação da zona de cisalhamento. Outra geração é representada por maciços graníticos sin a tardi-tectônicos, sendo os mais importantes os de Quebra Cangalha, Lagoinha, Natividade e Jambeiro. Estas relações foram sucintamente apresentadas em Fernandes *et al.*(1990).

Uma descrição sucinta das unidades e as regiões onde melhor afloram encontram-se na tabela 3.1.

3.1. Complexo Rio Capivari

Foram identificados três núcleos desta unidade situados a sul de São José dos Campos, a norte de São Luís do Paraitinga e a norte de Cunha (ANEXOS I e II). Tais núcleos foram correlacionados em função das suas similaridades quanto à natureza e proporção dos tipos de rochas, ao seu aspecto francamente migmatítico e ao comportamento estrutural. A denominação anterior destas rochas, Complexo Jambeiro (Fernandes *et al.* 1990), deve ser abandonada em vista da primazia do maciço granítico Serra do Jambeiro, presente na mesma região. O Rio Capivari, cujo nome foi utilizado para designar este complexo, é um afluente do Rio Paraíba do Sul e secciona o núcleo que ocorre a sul de São José dos Campos.

Os dados geocronológicos obtidos por Tassinari (1988), Babinski (1988) e Tassinari *et al.* (1989) em dois afloramentos deste complexo, a sul da cidade de São José dos Campos (Tab.2.3), sugerem uma idade arqueana ou do Proterozóico Inferior, e um

TABELA 3.1. Descrição das unidades litoestratigráficas e regiões onde melhor afloram

	UNIDADE	TIPOS LITOLÓGICOS	MELHORES OCORRÊNCIAS
COMPLEXO EMBU	UNIDADE RIO UNA	Quartzo-biotita-muscovita xistos, mica-quartzo xitos, quartzo xistos e quartzitos impuros intercalando-se ritmicamente do centímetro ao metro. Quartzitos calciossilicáticos formam intercalações centimétricas a decimétricas esparsas.	A sul da Serra da Samambaia, de Taubaté e do Maciço Quebra-Cangalha.
	UNIDADE RIO PARAIBUNA	São típicos quartzitos feldspáticos em níveis de 3 a 5m intercalando-se com rochas calciossilicáticas métricas. Intercalam-se em biotita gnaisse muito fino rico em máficos e com bandas decimétricas de anfibolitos; muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisse ou xisto feldspático. Apresenta níveis decimétricos de granitos hololeucocráticos protomiloníticos.	A sul de Cunha e de Paraibuna. A norte de Sao Luís do Paraitinga.
	UNIDADE REDENÇÃO DA SERRA	Subunidade (1) - muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisse ou xistos feldspáticos com bandas de níveis graníticos, as vezes métricos, e com intercalações de anfibolitos e de esparsos quartzitos; Subunidade (2) - biotita gnaisses finos de composição tonalítica a granodiorítica, com intercalações de rochas calciossilicáticas e de mármores restritos.	Região de Jambeiro. Exposição mais contínua entre a Z.C. Alto da Fartura (a sul de Taubaté) e São Luís do Paraitinga.
COMPLEXO RIO CAPIVARI		Migmatitos com mesossoma de (hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico com leucossomas trondhjemíticos ou graníticos, e contendo bandas ou boudins de anfibolitos. Ortognaisses desde tonalíticos até graníticos.	A sul de São José dos Campos.
COMPLEXO COSTEIRO		Biotita gnaisses granitóides microporfiróides, leucocráticos inequigranulares blastomiloníticos, (contendo enclaves decimétricos a métricos de hornblenda-biotita gnaisses finos tonalíticos e intercalando esparsos quartzitos e raros anfibolitos; (hornblenda)-biotita granitóides gnáissicos, porfiróides. Granitóides porfiríticos, tenuemente foliados, com biotita e hornblenda.	A sudoeste do reservatório de Paraibuna na SP 99.

evento metamórfico no Proterozóico Médio. Além destes dados, os ortognaisses e migmatitos não apresentam relações intrusivas com as rochas do Complexo Embu e, como será descrito adiante, possuem indicações de um metamorfismo mais complexo e de mais alto grau, além de apresentarem maior número de fases de deformação.

As rochas que caracterizam o complexo correspondem a migmatitos com mesossoma de biotita-(+ hornblenda) gnaisses tonalíticos, com pelo menos duas gerações de leucossomas, sendo o mais antigo trondhjemítico, e o mais jovem, de ocorrência mais restrita, granítico. Anfibolitos e, mais raramente, rochas calciossilicáticas, ocorrem em meio a estas rochas. Ortognaisses de aspecto mais homogêneo, localmente mais migmatizados e de composição desde granítica até tonalítica, são abundantes e se associam aos migmatitos. Na tabela 3.2 estão listadas as características petrográficas das amostras coletadas.

3.1.1. Núcleo a sul de São José dos Campos

Este núcleo é o de maiores dimensões, aflorando em uma área com cerca de 32 km de comprimento e 8 km de largura.

O Complexo Rio Capivari, neste núcleo, ocupa a porção interna de grandes sinformes anticlinais D_2 (ANEXO II- ítem 4.2.2), com a Unidade Redenção da Serra nas porções inferiores.

As rochas francamente migmatíticas são muito abundantes. Seu mesossoma corresponde a um hornblenda-biotita gnaisse quartzo-diorítico/tonalítico, equigranular fino, mesocrático (M = 35%), de cor cinza-escuro. Apresentam leucossomas trondhjemíticos, equigranulares finos, em bandas centimétricas a milimétricas. Amostras do ponto JA-7 (Fig.3.1), onde predomina o mesossoma, forneceram uma idade de 2473 + 46 Ma (Tassinari 1988 - Tab.2.3). Os leucossomas anteriores são cortados por outros de composição granítica, em bandas centimétricas a decimétricas, de cor rosada, hololeucocráticos e de granulação média a grossa (Foto 3.1). Ambos podem ser envolvidos por lâminas de melanossomas. Há, também, biotita-hornblenda gnaisses quartzo-dioríticos mais ricos em máficos (M = 40%) com leucossomas portadores de hornblenda e biotita.

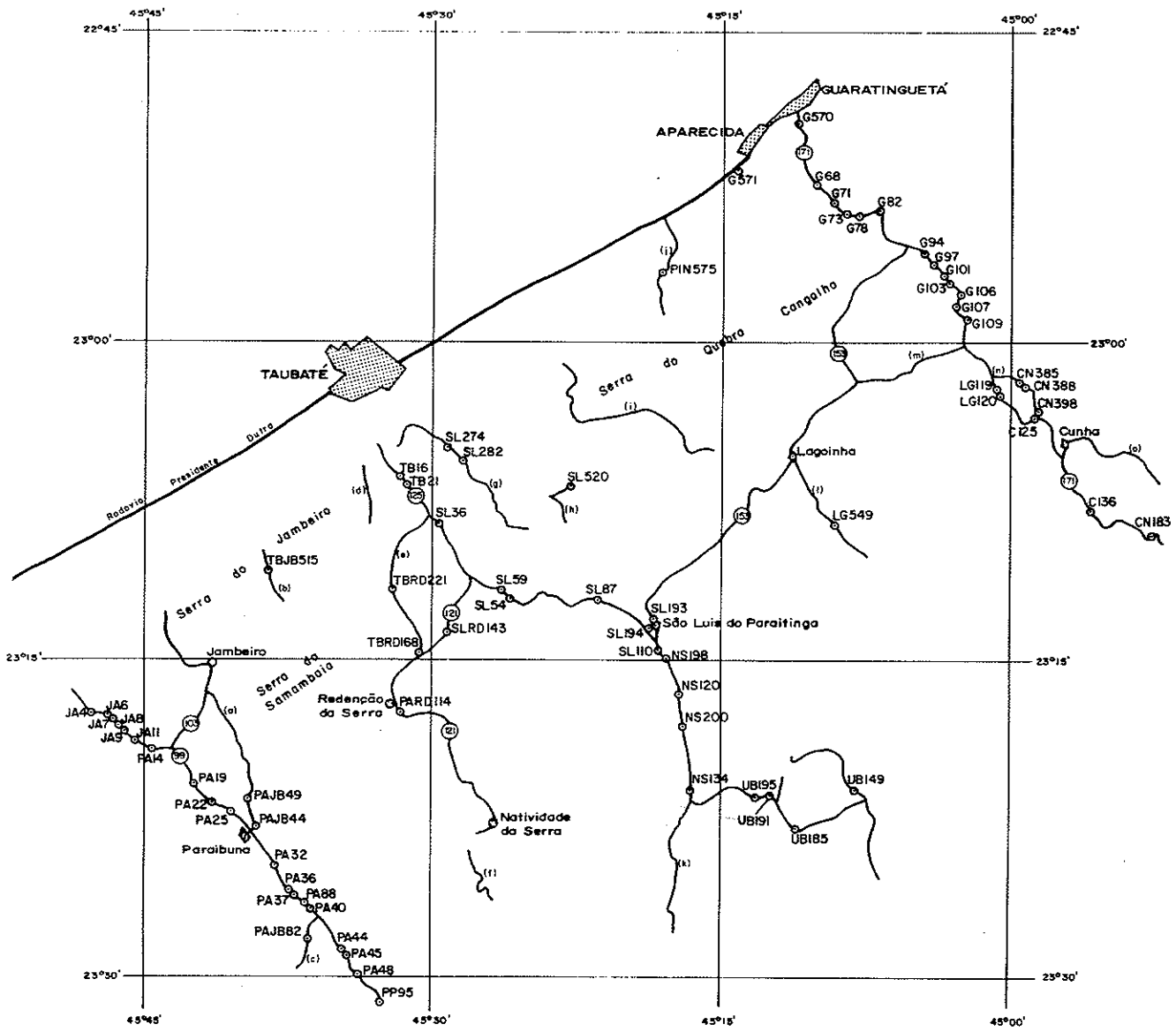
Anfibolitos constituem intercalações métricas ou *boudins* bastante estirados, também métricos. Apresentam granulação média e constituem-se por hornblenda e plagioclásio (aproximadamente na mesma quantidade), tendo quartzo e titanita como acessórios principais. Contém raros leucossomas, com os quais apresentam contatos difusos, constituídos por plagioclásio e menor quantidade de hornblenda em cristais milimétricos, além de quartzo (Foto 3.2). Raras bandas ou *boudins* de rochas

TABELA 3.2. Características petrográficas das rochas do Complexo Rio Capivari

NÚCLEO	SECAO DELGADA	COMPOSICAO (1)	MINERAIS MÁFICOS E ACESSÓRIOS	OBSERVAÇÕES
SÃO JOSE DOS CAMPOS	JA 4	granito	biotita (20%) op, ti, zi, ap, gra, al	gnaisse oftalmítico homogêneo
	JA 6A*	granito	biotita + hornblenda (2 a 5%) zi, al, op, ti	leucossoma = veios centimétricos hololeucocráticos cortando o gnaisse JA 6B
	JA 6B	granito	hornblenda + biotita (5%) op, ti, zi, ap, al	gnaisse blastomilonítico (feldspato potássico com textura mortar, quartzo estirado)
	JA 7A	granito	biotita (7 a 10%) op, zi, ap	gnaisse oftalmítico
	JA 7A*	granito	biotita (1%) zi, ap	leucossomas graníticos cortando os migmatitos com mesossoma tonalítico (JA 7D*)
	JA 7D*	tonalito a quartzo-diorito	biotita + hornblenda (35%) ti, zi, al	mesossoma tonalíticos com leucossomas trondhjemíticos.
	JA 8*	monzogranito	biotita (10 a 15%) ti, op, zi, ap, al	gnaisse blastomilonítico
	JA 9B*	tonalito	biotita (5%) op, ap, gra	
	JA 9C*	monzogranito a granodiorito	biotita (2%) gra, ap	leucossoma em bandas milimétricas a centimétricas no gnaisse migmatítico da amostra JA 9B
	JA 11	tonalito	biotita (5%) ap, zi, tur	gnaisse com forte textura blastomilonítica (quartzo ribbon e plagioclásio rotacionado e com sombra de pressão em matriz fina)
	PA 14A	granito	biotita (7 a 10%) zi, ap, al, op	gnaisse oftalmítico
	PA 14B	quartzo-diorito	hornblenda + biotita (15%) ti, ap, zi, op, al	contem leucossomas portadores de hornblenda e biotita
	PA 14C	anfibolito	hornblenda (50%) ti, op, qz, ap	contem leucossomas com plagioclásio e subordinadamente hornblenda e quartzo.
SÃO LUIS DO PARAITINGA	SL 87A	tonalito	hornblenda + biotita (15%) ti, zi, op, zi	mesossoma de migmatito com leucossoma trondhjemítico
	SL 87B	tonalito	biotita (3%) ti, zi, ap, op	
CUNHA	LG 120A	bandas graníticas	biotita + hornblenda ((5%) al, op, ap	
		bandas quartzo-dioríticas	hornblenda + biotita (30%) ti, ap, op	
	CN 385B	monzogranito a granodiorito	hornblenda+biotita (7 a 10%) zi, ti, op	gnaisse de forte textura blastomilonítica (quartzo ribbon, plagioclásio e feldspato potássico formando porfiroblastos esparsos em matriz fina e poligonizada
	CN 388	granodiorito	hornblenda + biotita (5 a 7%) ti, al, zi, op	textura idêntica a da amostra CN 385B

(1) Composição modal estimada visualmente ao microscópio, em seções delgadas, e por coloração seletiva de feldspatos em amostras de mão.

Abreviações: op=opacos, ti=titanita, zi=zircão, ap=apatita, gra=granada, al=allanita, ca=calcita, tur=turmalina, qz=quartzo.



LEGENDA

SL274 — Afloramentos citados no texto, tabelas e figuras

(171) (a) — Perfis descritos

Articulação das folhas topográficas 1:50.000

		V	VIII	
	II	VI	IX	XI
I	III	VII	X	
	IV			

23°00' 23°30' 45°30' 45°00'

I - Jacareí
II - Taubaté
III - Paraibuna
IV - Pico do Papagaio
V - Pindamonhangaba
VI - São Luís do Paraitinga
VII - Natividade da Serra
VIII - Guaratinguetá
IX - Lagoinha
X - Ubatuba
XI - Cunha

N

Figura 3.1 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO

Foto 3.1. Leucossomas trondhjemíticos sendo cortados por leucossomas graníticos em migmatitos de mesossoma tonalítico. Ponto JA 7.

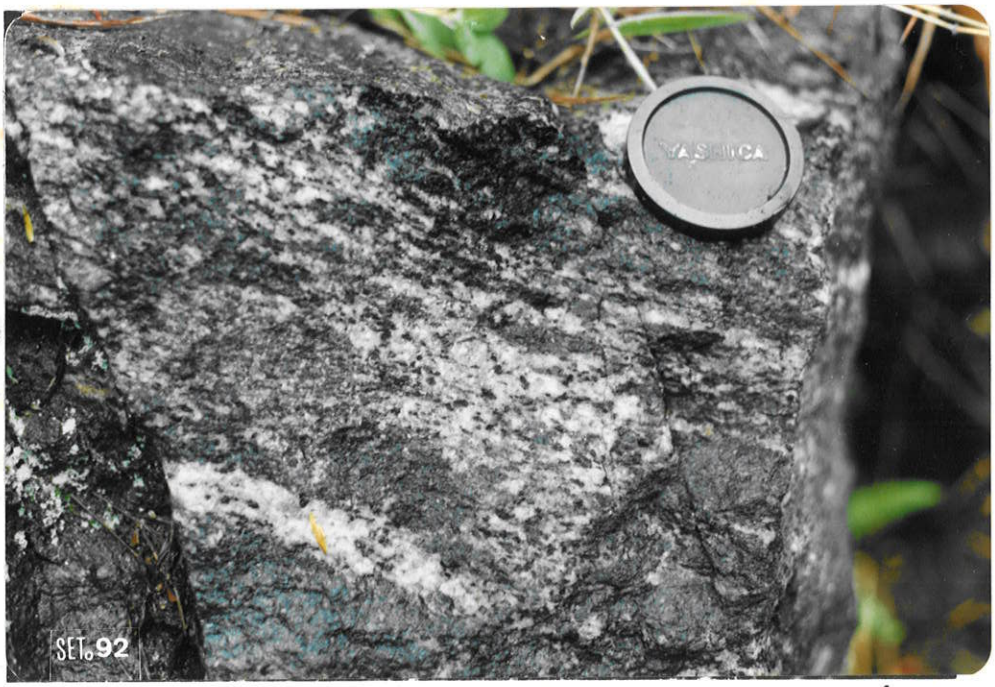


Foto 3.2. Anfibolito com leucossomas ricos em plagioclásio e com hornblenda e quartzo. Ponto PA 14.

calciossilicáticas de espessura centimétrica ou decimétrica, também estão presentes em meio aos migmatitos.

Intercalando-se com os migmatitos descritos acima, ocorrem ortognaisses mais ou menos migmatizados, mas no geral de aspecto mais homogêneo, de composição desde granítica até tonalítica.

Ocorrendo preferencialmente nas vizinhanças do Rio Capivari, desde Jambeiro até a Rodovia dos Tamoios (SP 99- Fig.3.1), identificaram-se biotita gnaisses tonalíticos, homogêneos a levemente bandados, mais raramente de estrutura nebulítica, com esparsos olhos de feldspato. Podem apresentar leucossomas graníticos a granodioríticos e portadores de granada. Há tipos onde ocorrem agregados lenticulares, milimétricos, de granada e biotita, além de enclaves surmicáceos (constituídos por biotita) e segregações de quartzo e turmalina. Muscovita pode ser abundante em fraturas.

Um biotita-hornblenda gnaisse granítico (Ponto JA-6 -Fig.3.1), inequigranular fino a médio, de textura blastomilonítica, laminado descontinuamente, com esparsos olhos de feldspato de até 3cm, forneceu idade do Proterozóico Inferior (2335 + 85 Ma, Babinski 1988 - Tab.2.3). Pode transicionar para porções nebulíticas, de cor cinza claro/rosado, de granulação média, e portadoras de biotita e hornblenda. O gnaisse contém, também, bolsões e veios decimétricos a centimétricos, de granulação grossa róseos esbranquiçados, às vezes esverdeados, com cristais grandes de hornblenda (Foto 3.3). Estes forneceram idades do Proterozóico Médio (1388 + 290- Babinski 1988, 1275 + 240 e 1497 + 46- Tassinari 1988, Tab.2.3).

São abundantes hornblenda-biotita gnaisses com um bandamento milimétrico a centimétrico, descontínuo, dado pela intercalação de níveis granodioríticos de granulação fina e cinzentos, e de níveis graníticos, de granulação média a grossa, esbranquiçados. Olhos de feldspato, em média com 1cm, são esparsos. Um tipo litológico semelhante a estes gnaisses,e que se intercala com as rochas francamente migmatíticas, chega a ser oftalmítico, sendo notável a presença esparsa de feldspatos de até 40cm de diâmetro, rosados, arredondados e envolvidos por quartzo. Duas amostras destes gnaisses alinham-se em uma isócrona de 2351 $\pm$ 83 Ma com a dos gnaisses do ponto JA-6 (Babinski 1988).

Na porção extremo noroeste do núcleo, ocorre um biotita gnaisse granítico com granada, oftalmítico (com olhos de feldspato de aproximadamente 1cm), homogêneo e leucocrático (M = 20%).

3.1.2. Núcleo a norte de São Luís do Paraitinga

Este núcleo, com apenas 5 km de comprimento por 1 km de largura (ANEXO I), apresenta migmatitos tonalíticos, semelhantes aos migmatitos de São José dos Campos, mas sem os leucossomas graníticos, além de gnaisses granitóides mais ou menos homogêneos.

Os migmatitos apresentam estrutura dominante estromática e constituem-se de um mesossoma de hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos, com raros cristais de feldspato potássico, leucocráticos (M = 20 a 30%), inequigranulares médios. Os leucossomas são abundantes, de composição trondhjemítica, com hornblendas em cristais milimétricos e são envolvidos por melanossomas de biotita e hornblenda (Foto 3.4). Outras estruturas presentes são a nebulítica, *schlieren e schollen*. Estes migmatitos possuem camadas métricas e *boudins* alongados ou arredondados, decimétricos, de anfibolitos equigranulares médios.

Biotita gnaisses tonalíticos intercalam-se metricamente com os migmatitos. São equigranulares médios a finos, cinza claros, listrados fina e descontinuamente. Apresentam bandas centimétricas a milimétricas cinza claras ou escuras e bandas esparsas centimétricas a decimétricas de hornblenda-biotita gnaisse mesocrático, cinza médio a escuro, equigranular médio a fino.

Outros tipos de granitóides, formando afloramentos métricos a decamétricos, correspondem a: biotita gnaisses granitóides, leucocráticos (M = 10 a 30%), equigranulares médios, com esparsos olhos milimétricos de feldspato, homogêneos ou tenuemente bandados; e anfibólio granitóide com aspecto de migmatito nebulítico (melanossomas de anfibólio distribuídos difusamente), leucocrático (M = 5 a 10%), equigranular médio, e de cor cinza-esbranquiçada. Ocorrem, ainda, raros níveis métricos de gnaisse granítico branco/rosado, hololeucocrático, foliado, fino, por vezes oftalmítico, e com leucossomas de granulação grossa.

3.1.3. Núcleo a norte de Cunha

Este núcleo apresenta cerca de 19 km de comprimento e, em média, 2 km de largura (ANEXO I). Nele predominam hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos, inequigranulares médios a finos, com raríssimos feldspatos potássicos. A maior abundância de leucossomas portadores de hornblenda, em bandas de até 2cm de espessura, cinza claros ou rosados, leucocráticos a hololeucocráticos, conferem-lhe, em alguns locais, aspecto de migmatito. *Boudins* centimétricos a decimétricos, anfibolíticos, e *boudins*, mais escassos, centimétricos, de rochas calciossilicáticas, são englobados pelas rochas descritas.

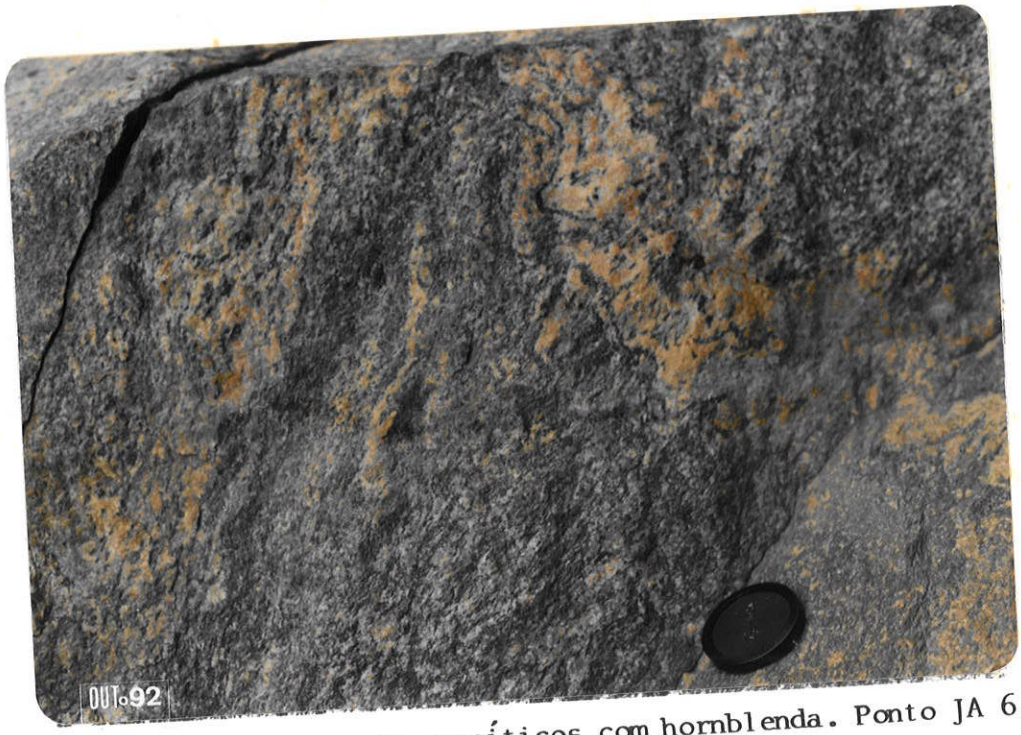


Foto 3.3. Leucossomas graníticos com hornblenda. Ponto JA 6.

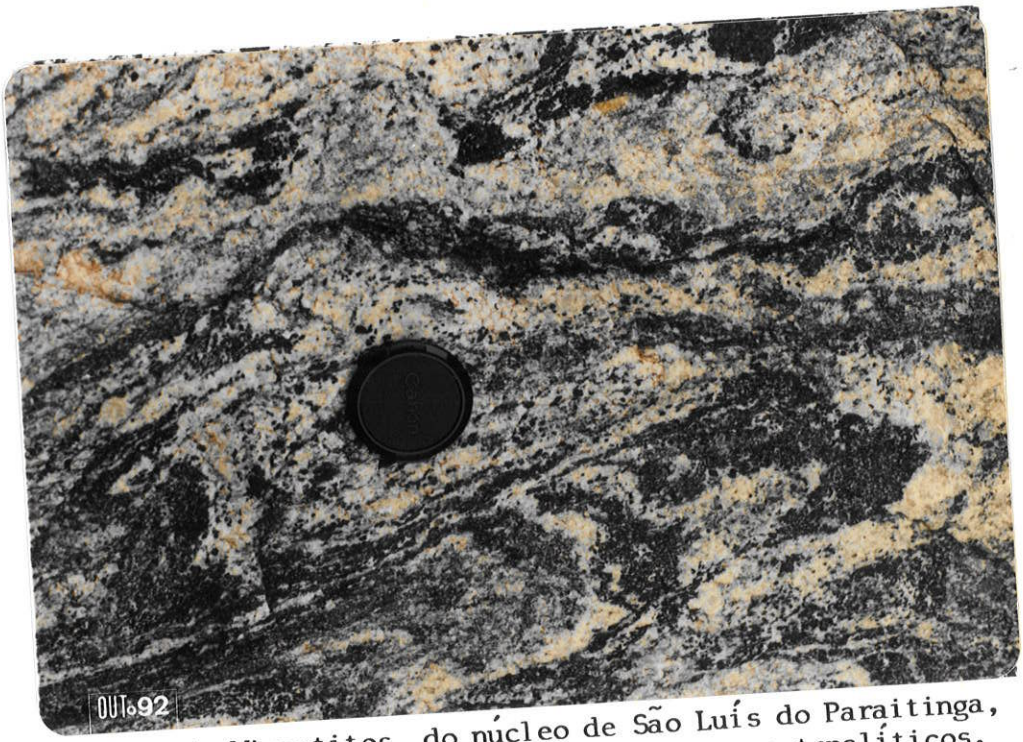


Foto 3.4. Migmatitos, do núcleo de São Luís do Paraitinga, com leucossomas trondhjemíticos e mesossomas tonalíticos. Ponto SL 87.

Ocorrem, também, gnaisses bandados centimetricamente onde se intercalam níveis: tonalíticos com biotita e hornblenda; graníticos, hololeucocráticos e de cor rósea; graníticos com hornblenda e de cor clara; anfibolíticos; e de biotita gnaisse fino, cinza-médio a escuro (M = 30%). Este bandamento é característico de faixas dominadas por forte foliação blastomilonítica, podendo ter sido produzido tectonicamente.

3.2. Complexo Embu

Neste trabalho o termo Complexo Embu designa rochas metamórficas de médio e alto grau anteriormente tidas como parte do Grupo Açungui.

O Complexo Pilar, constituído por rochas de baixo grau metamórfico e englobado pelo Grupo Açungui, junto com o Complexo Embu (Hasui & Sadowski 1976), foi definido nos arredores da cidade homônima, e é separado da área de domínio do Complexo Embu pelo Batólito de Agudos Grandes e por importantes falhas (Hasui *et al.* 1981). Deste modo considera-se mais apropriado não correlacionar os dois complexos sendo necessários estudos de maior detalhe para se esclarecer a relação existente entre ambos. Campanha *et al.* (1987), em seu estudo da porção sudeste da Faixa Apiaí, também não correlacionam as rochas metamórficas de baixo grau, da porção sudoeste do Estado de São Paulo, com as rochas do Complexo Embu.

O Complexo Embu limita-se, a noroeste, com o Grupo São Roque através da faixa de blastomilonitos Santa Isabel (Campos Neto & Basei 1983, Campos Neto *et al.* 1983) que tem continuidade, para nordeste, a sul da Falha do Rio Jaguari (Carneiro 1977a, b). Rochas blastomiloníticas de baixo mergulho para SE, delimitando a noroeste o Complexo Embu, foram observadas, pela presente autora, entre São José dos Campos e Piquete. Elas apresentam uma forte lineação de estiramento de direção nordeste. O limite noroeste destes blastomilonitos coincide com os milonitos e ultramilonitos da Falha do Buquira, cujo traçado pode ser observado em Hasui *et al.* (1981), e com os milonitos das falhas Monteiro Lobato-Jaguari (Campos Neto & Basei 1983a, Campos Neto *et al.* 1983). A noroeste de Piquete ocorrem mica xistos que parecem constituir extensão do Grupo São Roque. O valor de 660Ma (U-Pb em zircão) obtido no gnaisse Santa Isabel (Tassinari 1988, Tab.2.3) sugere que a justaposição do domínio do Complexo Embu com o do Grupo São Roque tenha se dado no final do Proterozóico Superior. A sudeste, o Complexo Embu é delimitado por biotita gnaisses ortoderivados do Complexo Costeiro. Este limite será melhor descrito adiante.

As três unidades de rochas supracrustais, aqui definidas, que constituem o Complexo Embu foram denominadas informalmente de Rio Una, Redenção da Serra e Rio Paraibuna. A primeira corresponde a uma sequência psamo-pelítica rítmica. A segunda é a

mais importante em termos de distribuição em área, sendo constituída predominantemente por gnaisses peraluminosos e biotita gnaisses de composição tonalítica-granodiorítica. A Unidade Rio Paraibuna ocupa a porção meridional da área sendo semelhante à Redenção da Serra, mas apresentando uma grande quantidade de quartzitos (Tab.3.1).

Apesar dos contatos entre o Complexo Embu e o Complexo Rio Capivari serem provavelmente tectônicos sugere-se, aqui, a nível de hipótese, que as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, por estarem em contato direto com o Complexo Rio Capivari (ANEXO I), constituam as porções basais do Complexo Embu. A grande semelhança composicional entre ambas faz pensar que constituam variações laterais de um mesmo ambiente deposicional, onde a Unidade Rio Paraibuna, com maior quantidade de quartzitos, estaria situada em locais mais próximos à fonte. A Unidade Rio Una poderia ser mais jovem pois não faz contato com o Complexo Rio Capivari.

3.2.1. Unidade Redenção da Serra

Esta unidade é muito bem representada nos 3 perfis principais, aflorando continuamente no perfil de Taubaté, entre a zona de cisalhamento Alto da Fartura, a norte, e o Complexo Rio Capivari, a sul (ANEXO I e II). Recebe o nome de Redenção da Serra por esta ser a localidade mais importante situada nas proximidades da porção onde ela melhor aflora. Está em continuidade, e é semelhante, às rochas da Faixa Norte de Alves (1975).

A Unidade Redenção da Serra se compõe de uma ampla quantidade de tipos de rochas, tendo sido caracterizadas 2 subunidades, designadas informalmente de 1 e 2. Na primeira predominam granada-sillimanita-biotita gnaisses. A segunda compõe-se essencialmente por biotita gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a rochas calciossilicáticas e anfibolitos. É importante destacar que a primeira subunidade, em geral, está em contato com o Complexo Rio Capivari sugerindo ser a porção mais basal. Na tabela 3.1 é dada resumidamente a composição de cada uma delas e, também, os locais onde melhor afloram. Em algumas regiões, estas subunidades são individualizáveis em grandes extensões, no entanto, as frequentes intercalações entre os tipos de rochas de uma com os da outra e o distanciamento entre os perfis não permitiram sua delimitação na escala adotada para o mapa geológico.

3.2.1.1. Subunidade 1

Esta subunidade distribui-se amplamente na região estudada. Foi melhor caracterizada no perfil de São José dos Campos (SP 99) e de Jambeiro (SP 103 - Fig. 3.1), devido à qualidade das exposições.

Os gnaisses peraluminosos, que constituem o tipo litológico predominante, correspondem a *muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses* (muito localmente xistos com porfiroblastos milimétricos de feldspato), de alteração arroxeada/avermelhada clara. Apresentam um bandamento milimétrico onde se intercalam níveis lepidoblásticos com muscovita, granada, sillimanita e biotita e níveis brancos quartzo-feldspáticos. Nestes termos, em geral, o quartzo é predominante. São comuns nódulos lenticulares de comprimento milimétrico e cinzentos, onde se concentra sillimanita intercrescida com biotita. Gnaisses mais homogêneos, com M de 20 a 30%, e maior conteúdo de plagioclásio e quartzo são comuns a norte de Cunha. Constituem um tipo litológico intermediário entre os gnaisses peraluminosos e os biotita gnaisses tonalíticos-granodioríticos da subunidade 2.

Localmente, os gnaisses peraluminosos exibem feições migmatíticas com abundantes bandas de leucossomas quartzo-feldspáticos centimétricos a subcentimétricos. Em alguns afloramentos, granitóides claros, hololeucocráticos, médios a grossos, portadores de porfiroblastos de granada, muscovita e biotita, chegam a ser dominantes (Foto 3.5). Eles

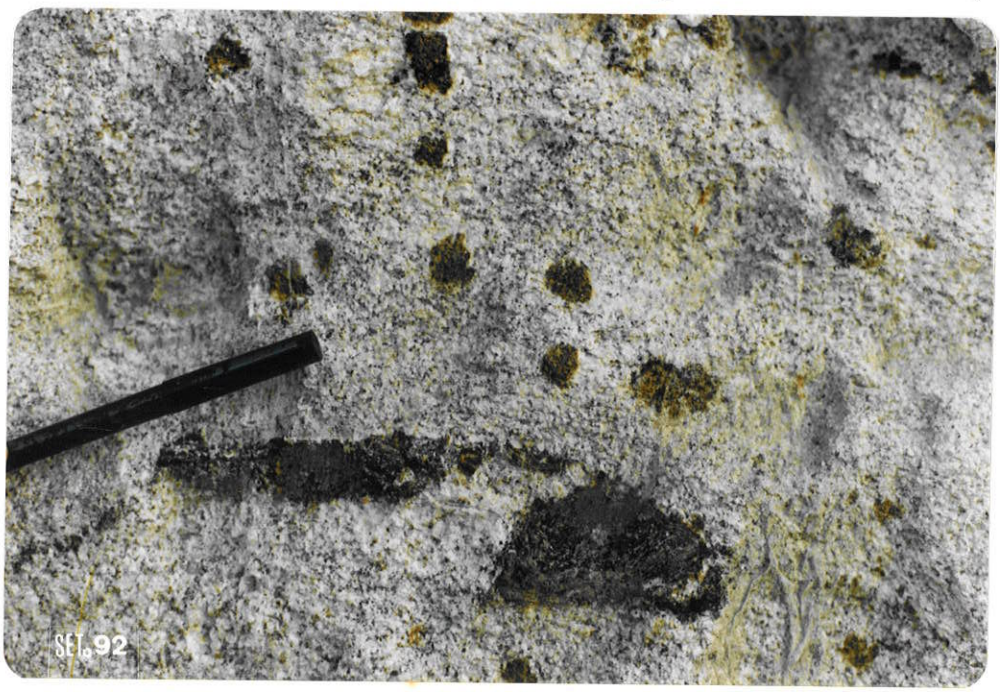


Foto 3.5. Granitos com granada e com enclaves de xistos. Ponto G 570.

possuem enclaves alongados de gnaisses e xistos, o que lhes empresta um aspecto de migmatito nebulítico ou *schlieren*. Estes granitóides provavelmente são resultado de fusão *in situ* relacionada ao metamorfismo principal (ítem 5.2.1).

As intercalações, que ocorrem nos gnaisses peraluminosos, são esparsas e, em geral, pouco espessas. A norte de São Luís do Paraitinga e a sudoeste de Jambeiro destacam-se *anfibolitos* que podem chegar a ter mais de 5m de espessura, ocorrendo também em bandas centimétricas a decimétricas. São finos, homogêneos, e constituem-se principalmente de hornblenda e plagioclásio. Observou-se, ainda, um anfibolito constituído essencialmente por hornblenda com inclusões de quartzo e opacos, e com lentes milimétricas onde intercrescem granada, quartzo e opacos.

A sudoeste de Jambeiro, destacam-se pacotes métricos, mas esparsos, de *quartzitos*. São, em geral, placosos, laminados, e contém biotita, feldspato e sillimanita. Apresentam bandas centimétricas, e mais raramente decimétricas, de quartzitos quase puros. A sul da Serra do Quebra Cangalha, próximo a São Luís do Paraitinga, os quartzitos, em pacotes métricos, são relativamente abundantes, podendo ser calciossilicáticos. Ocorrem também afloramentos onde se intercalam quartzo xistos com biotita, muscovita e granada e quartzitos muito impuros.

São menos expressivas intercalações centimétricas a decimétricas de rochas calciossilicáticas quartzosas, e de prováveis *gonditos* (rochas quartzosas portadoras de granada castanha, opacos e cummingtonita).

Em grande parte do perfil que liga Taubaté a São Luís do Paraitinga (SP 125-Fig.3.1), as subunidades 1 e 2 são de difícil separação pois os biotita gnaisses tonalíticos-granodioríticos, da subunidade 2 intercalam-se constantemente com os gnaisses peraluminosos da subunidade 1. Os cortes de estrada apresentam-se muito alterados com exceção de uma ótima exposição de rochas frescas (Fig.3.2). Neste afloramento observaram-se biotita gnaisses mesocráticos, finos e cinza escuros, de composição monzogranítica a granodiorítica, com cristais milimétricos e ocelares de microclínio, lentes quartzo-feldspáticas, milimétricas e esparsas, além de nódulos milimétricos e bastante esparsos de concentração de anfibólio. Apresenta bandas milimétricas anfibolíticas, esverdeadas escuras; bandas centimétricas ou milimétricas descontínuas somente com biotita; e *boudins* decimétricos arredondados ou alongados de rochas calciossilicáticas de granulação fina, cor cinza- médio- esverdeado. Aqueles gnaisses intercalam-se com gnaisses peraluminosos ricos em granada. Estes contém bandas subordinadas de até 4 cm de quartzito puro, muito fino, com plagioclásio, granada e biotita; e *boudins* centimétricos a decimétricos de anfibolitos e de rochas calciossilicáticas granatíferas, de cor cinza-esverdeada.

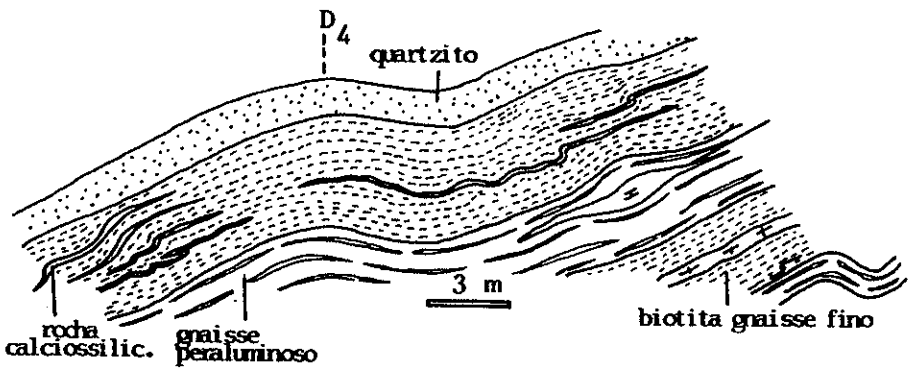


Fig.3.2. Afloramento onde se intercalam litotipos das subunidades 1 e 2 da Unidade Redenção da Serra. Ponto SL 59.

3.2.1.2. Subunidade 2

Esta subunidade aflora tipicamente em uma faixa estreita, imediatamente a sul da zona de cisalhamento Alto da Fartura, nos perfis (e) e (g), e na rodovia SP-121 (Fig.3.1), onde é frequentemente interrompida por intrusões graníticas.

As rochas predominantes correspondem a um *biotita gnaisse de composição tonalítica a granodiorítica*, fino, homogêneo, leucocrático ou mesocrático (M = 20-40%) e de cor cinza-escura. É composto principalmente por plagioclásio, quartzo e biotita. Microclínio e granada foram observados em várias amostras. Esparsos megacristais milimétricos, arredondados e brancos de feldspato ocorrem comumente. Em alguns locais observou-se, em associação com estes gnaisses, onde eles apresentavam composição granodiorítica, uma grande abundância de níveis métricos a decimétricos de muscovita-biotita granito médio ou fino, foliado intensamente, cinza- claro a esbranquiçado, hololeucocrátrico a leucocrático, cortando o bandamento dos gnaisses, mas contendo a foliação principal. Pegmatitos com turmalina ou muscovita também são comuns. Ocasionalmente observa-se uma passagem gradativa dos biotita gnaisses para porções onde se separam leucossomas com muscovita e turmalina, de melanossomas biotíticos, ambos descontínuos, sugerindo fusão *in situ* (Fig. 5.9). Também se observam veios centimétricos de composição granítica, de cor esbranquiçada, equigranulares médios, e com muscovita, biotita, turmalina e granada como acessórios.

Rochas calciossilicáticas constituem frequentes bandas ou *boudins* métricos a decimétricos, de cor cinza-esverdeada, intercalados nos gnaisses descritos acima. Constituem-se de diopsídio, tremolita/actinolita, plagioclásio e quartzo. Granada, escapolita e cummingtonita podem ser localmente abundantes, mas, em geral, estão ausentes. Acessórios comuns são titanita, opacos e calcita; e apatita, zircão, biotita e rutilo são mais raros. Apresentam um bandamento ou laminação dados pela alternância entre níveis ricos em anfibólio e piroxênio e níveis ricos em plagioclásio e quartzo.

Na região a noroeste de São Luís do Paraitinga, existe uma pedreira atualmente em atividade e algumas outras menores desativadas (ponto SL 520- Fig.3.1). Nestas lavras ocorrem *mármores* puros, brancos, equigranulares médios, em lentes métricas, que se intercalam com biotita gnaisses escuros (M = 30%), finos, homogêneos, localmente granatíferos, e contendo esparsas bandas anfibolíticas. Estes gnaisses são semelhantes aos biotita gnaisses tonalíticos a granodioríticos e apresentam-se largamente distribuídos na porção nordeste da Folha São Luís do Paraitinga (a sul da Serra do Quebra Cangalha-perfil (i), Fig. 3.1). Associam-se, aqui, a rochas cálciossilicáticas de dimensões variadas com bandamento marcante, nas quais se intercalam lentes métricas a decimétricas de prováveis gonditos, cujo intemperismo fornece um material friável de cor de pó de café.

Anfibolitos são mais comuns no perfil da rodovia SP-121 (Fig.3.1), onde podem constituir níveis de mais de 10m de espessura. São finos e constituídos, essencialmente, de plagioclásio e hornblenda, tendo como acessórios clinopiroxênio, granada e opacos. Associam-se a rochas calciossilicáticas métricas nas quais aparecem bandas centimétricas de quartzitos. As rochas calciossilicáticas por vezes apresentam um bandamento muito persistente, centimétrico ou milimétrico, onde se intercalam bandas pretas constituídas quase somente por hornblenda (com um pouco de quartzo e titanita) e bandas de alteração verde claro e argilosas provavelmente constituídas de clino-anfibólio (ou piroxênio) e plagioclásio. A presença das bandas formadas somente por hornblenda e a proximidade dos anfibolitos ortoderivados sugere que parte das rochas calciossilicáticas tenha se formado com contribuição vulcânica.

A subunidade 2 no perfil de Guaratinguetá-Cunha (SP 171-Fig.3.1) encontra-se invariavelmente muito intemperizada. Predominam os biotita gnaisses tonalíticos-granodioríticos finos, ocasionalmente portadores de sillimanita, granada e muscovita. São homogêneos ou podem conter grande quantidade de bandas descontínuas, quartzo-feldspáticas, milimétricas a centimétricas. São comuns intercalações de anfibolitos, rochas calciossilicáticas, gnaisses peraluminosos, quartzitos impuros e prováveis gonditos.

Nos poucos afloramentos atribuídos à subunidade 2, no perfil de São José dos Campos e arredores, ocorrem biotita gnaisses finos, homogêneos, de composição tonalítica ou granodiorítica, às vezes com granada, e podendo conter bandas quartzo-feldspáticas inequigranulares grossas.

A intercalação dos biotita gnaisses tonalíticos-granodioríticos com rochas calciossilicáticas e com os gnaisses peraluminosos, sugere que os primeiros, originalmente, correspondessem a sedimentos de composição intermediária entre pelitos e margas. Isto é corroborado pela presença de rochas de composição intermediária entre os gnaisses tonalítico-granodioríticos e os peraluminosos.

3.2.2. Unidade Rio Paraibuna

Esta unidade aflora preferencialmente a sul da zona de cisalhamento de Cubatão mas, também, na altura de São Luís do Paraitinga estendendo-se para NE, em uma faixa situada a norte da referida faixa (ANEXO I). O Rio Paraibuna corta a unidade em quase toda a sua extensão. A denominação de Complexo Paraibuna foi adotada para o mesmo conjunto de rochas por Chiodi *et al.*(1983). Aqui preferiu-se adotar o termo "Rio Paraibuna" na medida em que na cidade homônima ocorre a Unidade Rio Una. Os autores supracitados incluem os gnaisses microporfiróides do Complexo Costeiro (descritos adiante) no Complexo Paraibuna, atribuindo-lhes origem metassedimentar. No entanto,

devido ao aspecto homogêneo destes gnaisses, mantido por grandes extensões, à sua composição granitóide, e também à presença de enclaves de biotita-hornblenda tonalitos, acredita-se que se tratem de ortognaisses. A Unidade Rio Paraibuna está em continuidade com a Unidade Itaocara II (Castro *et al.* 1984c) constituída de biotita gnaisses blastomiloníticos com intercalações de quartzitos, xistos, rochas calciossilicáticas e rochas quartzo-dioríticas.

Todos os tipos litológicos presentes nesta unidade, também ocorrem na Unidade Redenção da Serra, no entanto, o que a caracteriza e distingue é a grande abundância de quartzitos placosos em camadas métricas e persistentes que se intercalam com rochas calciossilicáticas, em pacotes também métricos, e de alteração muito argilosa.

Os *quartzitos* formam pacotes com espessura desde decimétrica até de 5 metros. A variação da quantidade e do tipo de minerais acessórios, e da granulação (desde fina até média) fornece-lhes um aspecto bandado e placoso. Bandas de ortoquartzitos, de até 40 cm de espessura, são pouco comuns. Quando se intercalam com rochas calciossilicáticas a sua cor de alteração é, em geral, amarelada devido à provável presença de anfibólio e clinopiroxênio como acessórios. Em uma amostra de quartzito intercalado com gnaisses peraluminosos, descritos adiante, foram observados plagioclásio, microclínio, biotita e muscovita como acessórios. Em direção à porção sudeste da faixa, os quartzitos passam a constituir níveis decamétricos, ou mesmo com quase 100m de espessura, passando a predominar, em termos de abundância, sobre os demais tipos litológicos.

As *rochas calciossilicáticas* que formam níveis desde decimétricos até métricos, intercalam-se preferencialmente com quartzitos e com biotita gnaisses finos (descritos a seguir), e estão sempre alteradas, com alguns núcleos frescos de cor cinza médio esverdeado. A sua alteração se dá em bandas centimétricas de cor amarela, branca, arroxeada ou ainda vermelha, violácea, cinza, vinho e vinho com pequenas manchas ocre. Podem ainda constituir níveis alterados a uma só cor, em geral, amarelo ocre claro ou roxo-violáceo, às vezes passando lateralmente de uma cor para outra. O produto de alteração é, em geral, muito argiloso e subordinadamente quartzoso. Uma amostra coletada em um afloramento a sul de Cunha mostrou, em ordem decrescente, a seguinte composição: escapolita, diopsídio, actinolita/tremolita, plagioclásio, titanita e quartzo.

São muito abundantes nesta unidade mais dois tipos de rochas que se assemelham muito aos *gnaisses peraluminosos e aos biotita gnaisses finos tonalito-granodioríticos* das subunidades 1 e 2, respectivamente, da Unidade Redenção da Serra. O primeiro tipo litológico trata-se de um granada-sillimanita-biotita-quartzo xisto ou gnaisse, com alguma muscovita e turmalina. Intercala-se tanto com os biotita gnaisses tonalito-granodioríticos, como com os quartzitos, passando, no último caso, a ser bem mais quartzoso. O segundo tipo encontra-se em grau avançado de intemperismo. Pode ser

granatífero e, muito frequentemente, contém manchas milimétricas de alteração ocre (anfibólio ou granada). Intercalam-se com rochas calciossilicáticas, em geral de alteração muito argilosa, e que formam bandas desde centimétricas até importantes pacotes métricos e, ocasionalmente, contém anfibolitos em *boudins* centimétricos até bandas de 1m de espessura. Apresentam, localmente, bandas centimétricas a decimétricas de biotita gnaisse inequigranular fino a médio, leucocrático (M = 5 a 20%), e bandas brancas quartzo-feldspáticas, inequigranulares finas a médias, milimétricas a centimétricas.

3.2.3. Unidade Rio Una

A Unidade Rio Una constitui-se predominantemente de xistos formando pacotes métricos a centimétricos ora mais micáceos, ora mais quartzosos, intercalados ritmicamente entre si e com quartzitos impuros menos abundantes.

Na presente área a Unidade Rio Una distribui-se em duas faixas principais (ANEXO I). Uma delas ocupa a porção mais setentrional, sendo seccionada pela zona de cisalhamento Alto da Fartura. A sudeste de Taubaté é cortada pelo Rio Una e estende-se para nordeste, onde ocorre a sul e a norte da zona de cisalhamento. A segunda faixa encaixa-se nas zonas de cisalhamento de Cubatão e de Guararema. Esta porção da Unidade Rio Una encontra-se em continuidade com a Faixa Central de Alves (1975), que ocorre a sudoeste, sendo correlacionável, também, ao Xisto Oropó de Rideg (1974), aos mica xistos do Complexo Cristalino de Coutinho (1972) e aos xistos rítmicos de Vieira (1989). Possivelmente os xistos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão mais para sudoeste (Dantas *et al.* 1987, Silva & Trompette 1982, Carneiro *et al.* 1980) também lhe são correlacionáveis. Na área estudada, a Unidade Rio Una, corresponde, grosso modo, ao Complexo Pilar e aos migmatitos estromáticos heterogêneos do Complexo Embu de Hasui *et al.* (1978e).

Os xistos, que correspondem ao tipo de rocha mais abundante da Unidade Rio Una, apresentam granulação desde fina (em especial no perfil de Guaratinguetá-Cunha e adjacências e nos arredores de Paraibuna) até média. Compõem-se essencialmente de quartzo, muscovita e biotita. A sillimanita, quando está presente, é pouco abundante, forma pequenos e raros nódulos, onde apresenta hábito prismático ou fibrolítico, ou ocorre como pequenas agulhas isoladas dentro de muscovita. No entanto, em xistos da porção a sudeste de Taubaté, ela é tão abundante quanto as micas. A granada é rara e pequena e a estaurolita foi observada em apenas uma amostra dos arredores de Paraibuna. Os xistos contém, ainda, algum feldspato, opacos e turmalina. A sua alteração é de cor muito variável (marrom, vermelho forte ou vinho), sendo marcantes nódulos lenticulares, milimétricos e esbranquiçados de concentração de muscovita. O bandamento diferenciado, paralelo à foliação principal (S2), é generalizado e corresponde à separação

em lâminas lepidoblásticas, onde a muscovita quase sempre se separa da biotita, e lâminas granoblásticas com quartzo. À foliação principal se paralelizam lentes de espessura milimétrica muito ricas em quartzo sendo acompanhado por feldspato e turmalina, ou ainda, lentes, também de espessura milimétrica, somente de quartzo recristalizado nos xistos mais finos. Bandas, de espessura subcentimétrica ou milimétrica, quartzo-feldspáticas, de granulação média a grossa, são raras.

Conforme já foi mencionado, quartzitos impuros e finos constituem intercalações muito frequentes nos xistos, observando-se ora afloramentos com predomínio de xistos contendo intercalações centimétricas a decimétricas de quartzitos, ora afloramentos onde predominam quartzitos com intercalações decimétricas a centimétricas de xistos. Os quartzitos contém plagioclásio (10 a 30% da rocha), biotita e muscovita. Granada, turmalina, opacos, zircão e apatita são mais raros. Quartzitos calciossilicáticos, em bandas decimétricas a centimétricas, são mais escassos. Contém anfibólio e granada e, muito subordinadamente, titanita, opacos, apatita, calcita e biotita. A nordeste de Paraibuna observou-se um pacote com espessura da ordem de centenas de metros, onde quartzitos calciossilicáticos ocorrem como intercalações em meio a quartzitos feldspáticos.

São raras rochas calciossilicáticas (de espessura decimétrica) ricas em diopsídio e contendo plagioclásio, quartzo e titanita como acessórios. Elas formam, muito localmente, bandas centimétricas e boudinadas de alteração argilosa, e de cor vermelho escuro com pontuações ocre, intercalando-se em xistos.

É marcante, em todas as seções da faixa da Unidade Rio Una encaixada na zona de cisalhamento de Cubatão, a presença de pegmatitos de dimensões métricas, contendo turmalina, muscovita e biotita.

A maior parte dos contatos entre a Unidade Rio Una e as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna são tectônicos, e correspondem aos blastomilonitos e milonitos das zonas de cisalhamento de Cubatão, Guararema, Alto da Fartura e de Santa Rita. Estas zonas de cisalhamento são posteriores ao metamorfismo principal daquelas unidades uma vez que colocam em contato rochas nas zonas da estaurolita e da granada (mais raramente, na zona da sillimanita) da Unidade Rio Una, e rochas nas zonas da sillimanita-muscovita e da sillimanita-feldspato potássico (unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna). A sul de Aparecida, contatos tectônicos não foram caracterizados diretamente, no entanto, observou-se uma diminuição brusca do grau metamórfico. A sudeste de Taubaté os xistos da Unidade Rio Una apresentam, na porção setentrional, algumas bandas lenticulares quartzo-feldspáticas, além de abundantes sillimanitas prismáticas sugerindo um grau metamórfico mais alto que para as outras ocorrências da Unidade Rio Una. Neste caso, portanto, há a possibilidade do contato desta com a Unidade Redenção da Serra ser gradacional, no que diz respeito ao metamorfismo.

Alves (1975) caracteriza um grande constraste metamórfico entre as suas faixas Central e Norte, onde o contato entre ambas é marcado pela zona de cisalhamento de Guararema. A Faixa Central constituir-se-ia por biotita-muscovita-quartzo xistos com granada, cianita, estaurolita e sillimanita, tendo alcançado somente a primeira isógrada da sillimanita; e a Faixa Norte (correlacionável à Unidade Redenção da Serra) por gnaisses com sillimanita e granada em abundância e contendo, também, muitos leucossomas quartzo-feldspáticos, que às vezes são dominantes. Dantas *et al.*(1987a, b) e Egídio da Silva & Trompette (1982) também caracterizam, na altura de Juquiá, um grande contraste metamórfico entre os xistos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão e os gnaisses a norte, denominados de Complexo Embu pelos primeiros autores. Em contrapartida, mais a noroeste, Carneiro *et al.* (1980) descrevem contatos gradacionais, com relação aos gnaisses a norte, para a mesma faixa de xistos. Rideg (1974) descreve passagem transicional do Xisto Oropó com o Gnaisse Iupeba, a sul, e deste para o Gnaisse Paranapiacaba, situados a norte da Falha de Cubatão.

3.3. Rochas granitóides intrusivas no Complexo Embu

O Complexo Embu é intrudido por 3 grupos de rochas granitóides que se distinguem entre si quanto às características composicionais e deformacionais. O grupo mais antigo corresponde aos granitóides pré-metamórficos. Os outros dois grupos (maciços granitóides e granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão) são mais jovens, mas não foi possível estabelecer relações temporais claras entre ambos.

3.3.1. Granitóides gnáissicos pré-metamórficos

Tratam-se de granitóides gnáissicos de composição desde granítica a tonalítica e, portanto, de afinidade cálcio-alcalina, formando corpos bastante alongados e concordantes com a estrutura regional. No ANEXO I está ilustrada a distribuição destas rochas, com exceção das ocorrências situadas a sul do Maciço Quebra Cangalha (dentro do domínio da Unidade Redenção da Serra, na SP 171), nos arredores de São Luís do Paraitinga e a norte de Cunha, cujo mapeamento não foi possível. As características petrográficas das amostras são ilustradas na tabela 3.3.

Estes granitóides gnáissicos foram considerados como pré-metamórficos ou pré-deformacionais pois eles contém a foliação principal regional (S_2) e a primeira foliação do Complexo Embu (S_1), que desenha a charneira de dobras D_2 apertadas a isoclinais e intrafoliais(ver capítulo 4).

TABELA 3.3 Características petrográficas dos gnaisses pré-metamórficos

OCORRÊNCIA	LOCALIZAÇÃO DA AMOSTRA	COMPOSIÇÃO *	MINERAIS MÁFICOS E ACESSÓRIOS	UNIDADE INTRUDIDA
a norte do Maciço Quebra Cangalha (Gn_1)	PIN 575	tonalito a granodiorito	biotita (5 a 7%) gra, ap, op	RIO UNA
	G 68	monzogranito	biotita (10 a 15%) ti, ap, op	
entre os Maciços Quebra Cangalha e Lagoinha, próximos ao Gn_3	G 101	tonalito	biotita (5%) gra, al, op	REDENÇÃO DA SERRA
	G 106	monzogranito	biotita (7 a 10%) ap, zi, op	
a norte de Cunha	C 125	granodiorito	biotita (7 a 10%) zi, op, ap	
	CN 398			
arredores de São Luís do Piraitinga	SL 193	granodiorito a monzogranito	biotita (15 a 20%) zi, al, op	RIO PARAIBUNA
a sul de Lagoinha	LG 549	monzogranito	biotita + hornblenda (7%) ap, zi, op	
Gn_4 a norte de Paraibuna	PA 19	granodiorito a tonalito	biotita (10%) ti, ap, op, zi	RIO UNA
	PA 22	tonalito	hornblenda + biotita(20 a 25%) ti, op, zi	
	PA 25		biotita (20%) op, zi, al	

* Composição modal estimada visualmente ao microscópio, em seções delgadas, e por coloração seletiva de feldspatos em amostras de mão.

Abreviações: gra=granada, ap=apatita, op=opacos, al=allanita, ti=titanita, zi=zircão.

A sul de Guaratinguetá ocorrem 3 corpos mapeáveis de granitóides gnáissicos (Gn_1, Gn_2, Gn_3 - ANEXO I). O granitóide Gn_1 foi englobado por Hasui *et al.* (1981) no maciço Aparecida, juntamente com gnaisses graníticos hololeucocráticos intercalados com sillimanita-granada-biotita gnaisses. No entanto, estas rochas não tem afinidade nem composicional, nem estrutural com aquele maciço. O corpo intermediário (Gn_2) e o meridional (Gn_3), adjacente à porção NW do Maciço Quebra Cangalha, foram fotointerpretados com base nos dados de campo do mapeamento das folhas de Guaratinguetá e Lagoinha realizado pelo IGUSP/DNPM (não publicado) e em alguns dados de campo obtidos neste trabalho.

O granitóide Gn_1 apresenta uma excelente exposição que consiste em uma pedreira (PIN 575- Fig.3.1) em atividade. Trata-se de um *biotita gnaisse tonalítico a granodiorítico ou granodiorítico a monzogranítico*, inequigranular fino a médio, cinza-claro (M = 7 a 10%), com uma laminação descontínua e homogênea e esparsos feldspatos ocelares de cerca de 1,5 cm. Ocasionalmente apresenta bandas brancas de espessura centimétrica, inequigranulares médias, hololeucocráticas, com biotita e granada rósea, sendo contornadas por lâminas de concentração de biotita. Contém enclaves centimétricos de granitóides microgranulares de cor cinza-escuro. O seu caráter intrusivo na Unidade Rio Una é indubitável, pois ele , na zona de contato, intercala-se, do nível centimétrico ao métrico com xistos englobando porções destes (Foto 3.6).

Foto 3.6. Granitóides pré-metamórficos intrudindo xistos da Unidade Rio Una. Ponto G 71.

O corpo Gn_3 (ANEXO I) é um biotita gnaisse granitóide inequigranular médio a fino, cinza-claro e laminado. Nas adjacências deste corpo, no perfil de Guaratinguetá (SP 171), ocorrem biotita gnaisses não mapeáveis, composicional e texturalmente semelhantes ao Gn_1, que intrudem a Unidade Redenção da Serra. Em alguns afloramentos o gnaisse Gn_3 contém inúmeros enclaves lenticulares, centimétricos a decimétricos, de rochas xistosas.

A norte de Cunha ocorrem gnaisses não mapeáveis, em níveis métricos, intrudindo a Unidade Redenção da Serra (C 125, Fig. 3.1). Trata-se de um *biotita gnaisse granodiorítico* inequigranular médio, com esparsos megacristais de feldspato ocelar. São bandados, e, às vezes, apresentam aspecto de migmatito *schlieren* devido à concentração de biotita em níveis descontínuos. Bandas decimétricas a métricas de hornblenda-biotita gnaisse rico em máficos são ocasionais.

Nos arredores de São Luís do Paraitinga e a sul de Lagoinha, intercalando-se hecto a decametricamente com a Unidade Rio Paraibuna, e contendo enclaves centimétricos a decimétricos da mesma, ocorrem *(hornblenda)-biotita gnaisses granodioríticos a monzograníticos*. São inequigranulares finos a médios, homogêneos ou com alternância de bandas milimétricas a centimétricas hololeucocráticas e leucocráticas. Intercalações anfibolíticas de no máximo 2m de espessura são esparsas. Esta ocorrência não foi mapeada devido à insuficiência de dados para delimitá-la.

A norte de Paraibuna, granitóides gnáissicos ocorrem sob a forma de 4 corpos mapeáveis e encaixados na Unidade Rio Una (Gn_4, ANEXO I). Estas rochas foram mapeadas como um único corpo de dimensões maiores (Hasui *et al.* 1978e), sendo incluídas na Facies Cantareira. Correspondem a *(hornblenda)- biotita gnaisses tonalíticos* e, mais raramente, granodioríticos, muito homogêneos, de cor cinza-médio (M = 20 a 30%) e localmente cinza-claro (M = 5 a 10%), inequigranulares finos ou médios. A estrutura do gnaisse é lenticular (lentes milimétricas quartzo-feldspáticas sendo permeadas por máficos). Em alguns loçais da zona de cisalhamento de Cubatão são invadidos por granito hololeucocrático grosso, ou por granito fino a médio, hololeucocrático, blastomilonítico e com granada, muscovita e biotita.

3.3.2. Maciços granitóides

A área apresenta quatro corpos graníticos de dimensões batolíticas que são os maciços Serra do Jambeiro, Quebra Cangalha, Lagoinha e Natividade da Serra. São constituídos essencialmente por biotita granitos cinzentos porfiríticos e granitos equigranulares a duas micas, mais claros. Outros maciços menores concentram-se preferencialmente a norte de Redenção da Serra.

Caracterizam-se por serem alongados, concordantes com a estruturação regional, e por cortarem o bandamento, paralelo à foliação principal, das encaixantes (Fig.3.3). Estes maciços são cortados por milonitos e ultramilonitos das zonas de cisalhamento de Cubatão e Alto da Fartura (ANEXO I). Os maciços Quebra-Cangalha e Natividade da Serra apresentam uma foliação intensa e presente por todo o corpo, com atitude desde subvertical até de mergulhos moderados. O Maciço Quebra-Cangalha, na sua borda sul, apresenta, em uma facies mais grossa, uma foliação de atitude N70E/subvertical, que é totalmente discordante da S_2 (N37W/59SW). O Maciço Lagoinha possui uma foliação marcante nas bordas do corpo, por vezes caracterizada como de fluxo magmático que, em geral, apresenta mergulhos elevados a subverticais. O Maciço Serra do Jambeiro apresenta uma foliação blastomilonítica em uma grande porção do corpo, provavelmente relacionada às zonas de cisalhamento que cortam a região.

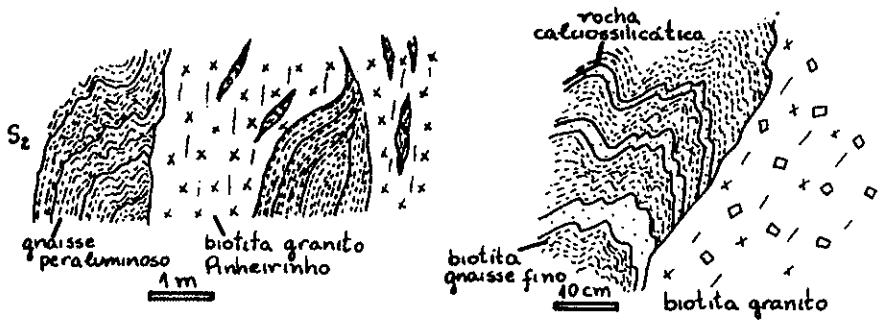


Fig. 3.3. Rochas granitóides cortando e deformando a foliação principal (S_2) das rochas do Complexo Embu. Pontos PARD 114 (à esquerda) e SLRD 143 (à direita).

Estas relações sugerem que os granitóides sejam posteriores à fase de deformação F_2 do Complexo Embu, mas anteriores, pelo menos aos estágios finais, das zonas de cisalhamento, caracterizando-os como sin a tardi-tectônicos.

Da tabela 3.4 pode-se observar as características gerais destes granitóides, tais como composição, textura, índice de cor (M), acessórios e natureza dos enclaves.

TABELA 3.4. Características petrográficas das rochas dos maciços granitóides.

MACIÇO	LOCALIZAÇÃO DA AMOSTRA	COMPOSIÇÃO * E TEXTURA	MINERAIS MÁFICOS E ACESSÓRIOS	ENCLAVES	OBSERVAÇÕES
QUEBRA CANGALHA	G 73 e G 82	granito equigranular	biotita (7%) mu, gra, op, ap	quartzito fino métrico e xistos centimétricos	foliação penetrativa blastomilonítica
	G 78	granito porfirítico	biotita (10 a 15%) zi, ap, op	alongados, centimétricos, finos, ricos em biotita às vezes xistosos	megacristais de microclínio em matriz com plagioclásio, quartzo e biotita
LAGOINHA	G 107	monzogranito a granodiorito porfirítico	biotita (7%) zi, ap, op, gra	de aspecto granitóide, centimétricos a decimétricos, finos de cor cinza-médio	muito foliado próximo aos contatos
	G 109	granito equigranular	biotita (5 a 7%) op, zi, mu, ap, al	centimétricos, sumicáceos (xistosos e ricos em biotita) ou muito finos, cinza-médio claro, arredondados, centimétricos	foliação tenue
NATIVIDADE	C 142	monzogranito porfirítico	biotita (7 a 10%) mu, op, zi, ap	----------	. foliação penetrativa e intensa . contem lentes centimétricas de segregação de turmalina, quartzo e feldspato . pegmatitos com granada e turmalina
	NS 134	granito porfirítico	biotita (3 a 5%) mu, op, zi, ap		
	PA 32	granito equigranular	biotita (5 a 7%) mu, ap, op, zi	----------	foliação intensa e penetrativa
	NS 200	monzogranito inequigranular	biotita (3 a 5%) tu, gra, op, al, zi	muscovita-biotita gnaisse bandado e xistoso, em enclaves métricos	. sillimanita em agregados milimétricos . pegmatitos abundantes
FAIXA NORTE DO MACIÇO NATIVIDADE (PS Sn_1)	NS 198	granodiorito porfiróide	hornblenda + biotita (15 a 20%) ti, ap, pi, op	dioríticos, finos, mesocráticos com biotita e anfibólio, centim. a decimétricos	observa-se uma foliação contornando charneiras de dobras em cujo plano axial se dispõe a foliação principal da rocha
	NS 120 A	monzogranito	biotita (10%) op, zi, ap	quartzo-dioríticos, finos, cinza-escuros mesocráticos (40 a 50% de biotita)	
JAMBEIRO	TBJB 515 A	granito	biotita (5%) al, ap, zi, op	----------	em geral com forte foliação blastomilonítica
	TBJB 515 B	granito	biotita (15%) al, ap, zi, op, ti		
	TBJB 515 C	monzogranito	biotita (5 a 7%) al, ap, zi, op		
REDENÇÃO DA SERRA	TBRD 168	granito porfirítico	biotita (15%) zi, ap, op	----------	
APARECIDA	G 571	monzonito equigranular	hornblenda + biotita (5%)	----------	isótropo

Abreviações: mu=muscovita, gra=granada, op=opacos, ap=apatita, zi=zircão, al=allanita, tu=turmalina, ti=titanita, pi=pirita.

* Composição modal estimada visualmente em seções delgadas ou em amostras de não submetidas a coloração seletiva de feldspatos.

3.3.2.1. Maciços batolíticos

3.3.2.1.1. Maciço Quebra Cangalha

Duas facies principais foram observadas nos afloramentos visitados, uma média inequigranular, que predomina largamente sobre outra porfirítica. A facies inequigranular corresponde a um muscovita-biotita granito, cinza claro, leucocrático (M=7%), médio, homogêneo, com foliação dada por lâminas descontínuas de biotita. A biotita é castanha e raramente aparecem pequenas granadas. São muito comuns veios pegmatóides com turmalina. Observou-se um enclave de cerca de 10m de espessura de quartzito branco e fino, e vários enclaves centimétricos de biotita xisto. Na área de predomínio desta facies ocorre um afloramento de biotita granitóide gnáissico leucocrático, médio, homogêneo, invadido por biotita granito porfirítico grosso (predominante), e por um granito hololeucocrático grosso, esbranquiçado, com glomérulos de granada parcialmente transformada em biotita.

A facies porfirítica, observada somente no domínio da zona de cisalhamento Alto da Fartura, ao longo da rodovia SP 171 (Fig.3.1 e ANEXO II), corresponde a um biotita granito cinza médio (M=10%), com matriz de granulação grossa e megacristais de feldspato idiomórfico e alongado, com 2 a 4 cm de comprimento, em geral concordantes com a foliação. A biotita é castanha esverdeada. Apresenta enclaves alongados, de até 30 cm, de granitóide fino, rico em biotita ou, ainda, enclaves surmicáceos constituídos por biotita. É cortado por pegmatitos com turmalina.

3.3.2.1.2. Maciço Lagoinha

As rochas deste maciço são nitidamente intrusivas na Unidade Redenção da Serra, apresentando enclaves métricos desta.

Na metade setentrional do perfil que corta o maciço (SP 171) intercalam-se duas facies: um biotita monzogranito porfirítico, que faz o contato norte com a Unidade Redenção da Serra, e um granito equigranular portador de biotita e muscovita (ANEXO II). Na porção meridional do perfil observou-se um biotita granito inequigranular com muscovita e granada.

A facies porfirítica, próximo ao contato com as encaixantes, é muito foliada, apresentando microclínio e plagioclásio em agregados monominerálicos alongados ao lado de cristais maiores. Trata-se de um monzogranito de matriz inequigranular média, leucocrático (M = 7%), cinza médio. Contém megacristais de microclínio idiomórfico, em

geral com 1 a 2cm (chegando raramente a 10cm), branco-acinzentados, quase sempre orientados segundo a foliação, que às vezes parece ser de fluxo. Granada ocorre localmente em concentrações de até 3cm de diâmetro. A biotita é castanha. Apresenta enclaves concordantes com a foliação, de espessura centimétrica e comprimento decimétrico, de granitóides cinzentos e finos, com raros megacristais de feldspato.

A facies equigranular intercala-se com a anterior de um afloramento para outro. Trata-se de um biotita granito com muscovita, leucocrático (M = 5 a 10%), fino a médio, muito homogêneo, com foliação subvertical tênue, e com raros megacristais de feldspato branco-acinzentado de aproximadamente 1cm. A biotita é marrom-esverdeado-escuro. Contém lentes de espessura milimétrica e comprimento centimétrico, constituídas por biotita, orientadas ou não; além de raros enclaves de granitóide de granulação mais fina e cor cinza-médio-claro, arredondados e de dimensões decimétricas. Observou-se um enclave centimétrico de granito porfirítico dentro da facies equigranular, sugerindo que a segunda seja intrusiva no primeiro.

Na porção meridional do perfil, onde ocorre a terceira facies, os afloramentos estão profundamente intemperizados. Trata-se de um muscovita-biotita granito com granada, inequigranular médio a grosso, com esparsos megacristais de feldspatos xenomórficos. Contém enclaves centimétricos até métricos de anfibolitos; de biotita gnaisse fino escuro, ligeiramente laminado a homogêneo; e de rochas xistosas, ricas em biotita, de dimensões centimétricas e raramente métricas.

No contato sul do maciço um granito médio, de cor de alteração rósea-esbranquiçada, invade e contém enclaves de anfibolitos do Complexo Rio Capivari.

3.3.2.1.3. Maciço Natividade

O contato norte deste maciço com as encaixantes coincide em parte com o traçado da zona de cisalhamento de Cubatão (ANEXO I). A sul de Cunha e de Paraibuna foram verificados contatos intrusivos onde o granito corta a foliação principal das encaixantes além de conter xenólitos das mesmas. Hasui *et al.* (1978e) e Chiodi *et al.* (1983) definiram a Falha Natividade da Serra como delimitando este corpo granítico a sul, no entanto, esta estrutura não foi observada no presente trabalho.

O maciço é constituído predominantemente por uma facies equigranular a duas micas e por outras duas porfiríticas a duas micas ou somente a biotita, que ocupam, respectivamente, a porção central e meridional do corpo. Ocupando parte da porção setentrional do maciço ($PS\gamma sn_1$), ANEXO I) ocorre uma facies composicionalmente incompatível com as anteriores. Trata-se de um hornblenda-biotita granodiorito mais a

norte, e um biotita monzogranito predominante, com ocorrência mais a sul. São porfiróides, cinza médios, leucocráticos (M = 10 a 20%), de matriz inequigranular média, com megacristais idiomórficos de feldspato, mais ou menos abundantes e, em média, com 1 a 2 cm de comprimento. Na facies com hornblenda estão presentes, também, como acessórios, pirita e titanita, além de abundantes enclaves dioríticos, centimétricos a decimétricos, com bordas enriquecidas em máficos e com foliação discordante da do granodiorito. No monzogranito, a biotita é marrom-avermelhada e os enclaves são de biotita quartzo-diorito mesocrático (M = 40%). Pegmatitos com turmalina formam veios de até 1 m de espessura. Ocorrem bandas centimétricas, hololeucocráticas, aplíticas, que desenham dobras fechadas, às vezes com quartzo estirado contornando as charneiras, e a foliação principal do granitóide em posição plano-axial. Nas demais facies do Maciço Natividade observou-se apenas uma foliação, sugerindo que sejam mais jovens.

A sul da facies $PS\gamma sn_1$ ocorre um biotita granito com muscovita (primária em parte) dentro do domínio do $PS\gamma sn_2$ (ANEXOS I e II). É cinza-claro (M = 5 a 7%), equigranular médio, homogêneo, podendo conter megacristais de feldspato bastante esparsos e menores que 1 cm. Predomina no perfil de Paraibuna e é subordinado no de Cunha. No perfil de São Luís do Paraitinga (SP 125), entre este granito e o $PS\gamma sn_1$, observou-se uma faixa estreita e heterogênea onde ocorre, mais a norte, um granito hololeucocrático que corta o monzogranito e, imediatamente a sul, um biotita granito porfirítico com muscovita. O primeiro contém biotita e turmalina e, mais raramente, granada e nódulos de fibrolita. É cinza-claro, inequigranular médio a grosso, rico em pegmatitos portadores de turmalina, e apresenta enclaves métricos de muscovita-biotita gnaisse bandado. O segundo é cinza-claro (M < 5%), foliado e de matriz média.

Um biotita granito porfirítico com muscovita ocorre a sul e a norte da facies equigranular, nos perfis de São Luís do Paraitinga e de Cunha, respectivamente (ANEXO II). Apresenta matriz inequigranular média, é intensamente foliado, cinza-claro (M = 3 a 7%). Contém muitos megacristais de feldspato alongados, idiomórficos ou ovalados (em média com 2 cm) e orientados segundo a foliação. Observam-se segregações lenticulares, de aproximadamente 1 cm de espessura, brancas, quartzo-feldspáticas, ricas em turmalina. É cortado por veios pegmatóides discordantes, não-foliados, contendo turmalina e granada.

Limitando o maciço a sul, observou-se (no perfil de São Luís do Paraitinga e adjacências ANEXO II) um biotita granito porfirítico, cinza-médio (M = 10 a 15%), de matriz inequigranular média e com megacristais de feldspato com até 1 cm de comprimento. Contém enclaves centimétricos de biotita granitóides mesocráticos e finos. Próximo ao contato com as encaixantes sua foliação é bastante intensificada (feldspato e quartzo estirados), podendo chegar a apresentar estrutura plano-linear.

3.3.2.1.4. Maciço Jambeiro

Este maciço aparece como um corpo de dimensões maiores em Hasui et al. (1978e) e Hasui *et al.* (1981) que o delimitado aqui. Ele apresenta uma foliação blastomilonítica intensa e plano-axial a dobras fechadas desenhadas por bandas milimétricas e descontínuas ricas em biotita. Esta foliação não está presente nos afloramentos observados da porção setentrional do corpo, onde o granito aparece com megacristais de feldspato idiomórfico orientados ou não. Por isso, acredita-se que aquela foliação seja devida a zonas de cisalhamento semelhantes às demais que cortam a região.

Constitui-se de um biotita granito porfiróide, cinza médio (M = 5 a 15%), de matriz inequigranular fina a média, e megacristais abundantes de feldspato ocelar ou, mais raramente, tabular, de cerca de 1cm de comprimento. Contém enclaves cinza-escuros mais finos. Há, ainda, outra facies semelhante a anterior, equi a inequigranular fina, cinza clara, hololeucocrática, homogênea e com esparsos megacristais subcentimétricos de feldspato. Contém enclaves de um biotita granito médio branco com lentes milimétricas pretas de biotita. A segunda facies é nitidamente injetada pela primeira, sendo que, no contato entre ambas, há um enriquecimento notável de megacristais de feldspato potássico.

Este granito invade a Unidade Redenção da Serra subconcordantemente ao bandamento, exibindo localmente intercalações métricas de xistos.

3.3.2.2. Corpos graníticos menores

Estes corpos ocupam, principalmente, os arredores de Redenção da Serra (ANEXO I) e não ultrapassam, em sua maior dimensão, os 14 Km. Correspondem essencialmente a biotita granitos equigranulares ou porfiróides.

Os maciços Tubarão e Serra do Pati (ANEXO I), assim denominados por Hasui *et al.* (1978c), foram fotointerpretados e compilados de Hasui *et al.* (1978e) e de Sobreiro Neto *et al.* (1983). O primeiro é descrito por estes últimos autores como um granito a duas micas, equigranular fino e localmente grosso. Próximo à extremidade oeste do maciço foi identificado um biotita granito hololeucocrático a leucocrático, equigranular médio a grosso, esbranquiçado, às vezes com megacristais de feldspato idiomórfico em torno de 1 cm.

O traçado dos maciços graníticos dos arredores de Redenção da Serra foi aqui bastante modificado em relação àquele encontrado em Hasui *et al.* (1978e). Do Maciço Pinheirinho, de Hasui *et al.* (1978c), foi separada a sua porção noroeste que passou

a ser denominada de Maciço Pedra Negra (ANEXO I). Trata-se de um biotita granito foliado, cinza claro (M = 5 a 10%), inequigranular médio.

O Maciço Pinheirinho corresponde a um biotita granito foliado, grosso, cinza-médio (M = 10%), com esparsos megacristais de feldspato ao redor de 1 cm, e contendo enclaves alongados e centimétricos constituídos de biotita. Este corpo é cortado a sul pela zona de cisalhamento de Cubatão, sendo transformado em milonitos e ultramilonitos. Imediatamente a norte deste maciço e a leste de Redenção da Serra ocorre um corpo muito estreito e alongado de biotita granito inequigranular médio ou grosso, foliado, cinza-médio (M = 10%), sendo cortado por pegmatitos. Foi denominado de Maciço Córrego do Venâncio. A norte de Redenção da Serra, e correspondendo em parte ao granito homônimo a esta cidade (Hasui *et al.* 1978c), tem-se outro maciço muito alongado, de biotita granito porfirítico, com megacristais de feldspato de até 1 cm, cinza-médio (M = 10%), e foliado.

Observou-se, em vários locais, que estes maciços cortam e deformam a foliação principal das encaixantes (Fig.3.3), mostrando que são posteriores a ela. A sua foliação, de presença generalizada, sugere que devem se tratar de granitos sintectônicos às deformações de terceira ou quarta geração. São anteriores aos milonitos e ultramilonitos das zonas de cisalhamento.

Na Unidade Rio Paraibuna são comuns granitos hololeucocráticos ocorrendo em níveis desde métricos até centimétricos. São finos, médios ou grossos, até pegmatóides, de cor esbranquiçada, e possuem, como minerais acessórios, turmalina, muscovita e biotita. A sua textura é sempre blastomilonítica (quartzo *ribbon* e feldspato estirado e achatado), e dispõem-se subparalelamente ao plano-axial das dobras de terceira geração do Complexo Embu (Fig. 4.10).

Nas imediações da cidade de Aparecida ocorre um pequeno maciço de características pós-tectônicas. Trata-se de um hornblenda-biotita monzonito, cinza-médio (M = 10%), inequigranular fino e isótropo. Apresenta veios centimétricos de cor cinza-claro, grossos e constituídos essencialmente por biotita e feldspato. Esta rocha aflora tipicamente como matacões, sendo explorada em pedreiras. Este maciço corresponde à uma pequena porção setentrional do granito Aparecida de Hasui *et al.* (1978c, e), e assemelha-se ao delimitado por Cavalcante *et al.* (1979) a sul da cidade homônima.

3.3.3. Granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão

Correspondem a inúmeros corpos muito alongados que se dispõem dentro do domínio da zona de cisalhamento de Cubatão e de Guararema (ANEXO I). Apresentam uma foliação blastomilonítica relacionável à atuação das zonas de cisalhamento. Intrudem a Unidade Rio Una, e aparentemente, a Unidade Redenção da Serra.

São biotita granitos gnáissicos cinza claros, homogêneos, leucocráticos (M = 5 a 10%), inequigranulares finos a médios, com feldspatos ocelares milimétricos muito alongados, ou então em megacristais esparsos de cerca de 1cm. A biotita é castanha avermelhada, e os acessórios são zircão, allanita, opacos e apatita. Além destes são comuns mais dois tipos litológicos: um hololeucocrático, cinza- claro, inequigranular fino a médio, homogêneo, com biotita e muscovita, e às vezes turmalina; e um bandado ou laminado, leucocrático (M = 5 a 15%), equigranular fino.

Estes granitos, provavelmente, foram colocados sincronicamente à atuação da zona de cisalhamento e posteriormente à foliação principal S_2 do Complexo Embu. De um modo geral, invadem a Unidade Rio Una, formando bandas centimétricas a métricas, subconcordantes com a foliação principal daquela unidade e, por vezes, cortando o seu bandamento. Localmente, em São Luís do Paraitinga, observou-se que eles cortam a foliação principal dos xistos Rio Una (S_2), e apresentam uma foliação blastomilonítica disposta aproximadamente segundo o plano axial de crenulações fechadas, nos xistos (Fig.4.21).

3.4. Complexo Costeiro

A Unidade Rio Paraibuna é delimitada, a sul, pelo Complexo Costeiro. As rochas deste complexo apresentam uma intensa foliação blastomilonítica (ítem 4.3) que, em conjunto com o contraste composicional, em relação ao Complexo Embu, sugere um importante contato tectônico entre ambos.

O Complexo Costeiro é constituído, essencialmente, por biotita gnaisses granitóides microporfiróides, que são as rochas mais abundantes, e por (hornblenda)-biotita granitóides porfiróides. A tabela 2.1 enumera os tipos litológicos principais, descritos por outros autores, para o Complexo Costeiro no Estado de São Paulo, mostrando que hornblenda-biotita granitóides gnáissicos com lentes granulíticas, e gnaisses quartzo-dioríticos ou tonalíticos são muito abundantes. Charnockitos, noritos e metabásicas, associados aos gnaisses, são característicos deste complexo, residindo neste aspecto e no

amplo predomínio de granitóides sobre rochas supracrustais, as diferenças composicionais mais importantes entre os complexos Embu e Costeiro. Na porção sudoeste do Estado de São Paulo seqüências metassedimentares (Batolla Junior *et al.* 1981, Silva *et al.* 1981, Dantas *et al.* 1987a, b) são importantes. Estudos geoquímicos sobre a Seqüência Cachoeira e a suíte granitóide de facies migmatítica, descritas por Dantas *et al.* (1987 - Tab. 2.1) foram realizados por Figueiredo *et al.* (1988).

Neste trabalho não se correlaciona o Complexo Rio Capivari ao Complexo Costeiro, como fizeram Hasui & Sadowski (1976) ao correlacionar os núcleos gnáissicos (que ocorrem no domínio do Complexo Embu), de Sadowski (1974), aos gnaisses e migmatitos do Complexo Costeiro. Sadowski (1977) descreve 4 fases de deformação para o núcleo do Rio Pilões e, 3 fases para as rochas do domínio Embu. É possível que as rochas destes núcleos sejam correlacionáveis ao Complexo Rio Capivari. No entanto, este complexo apresenta um maior número de dobramentos superpostos e tipos de rochas bastante distintos (migmatitos tonalíticos com leucossomas trondhjemíticos) dos predominantes no Complexo Costeiro, onde observado neste trabalho. No Complexo Costeiro, somente um afloramento de biotita gnaisse laminado, constituindo enclave métrico em granitóide pouco deformado, evidenciou a existência de duas foliações anteriores à principal (Fig. 4.16).

Os *biotita granitóides gnáissicos microporfiróides*, que correspondem ao tipo de rocha mais abundante, são granodioríticos a graníticos, inequigranulares médios a finos, leucocráticos (M = 5 a 20%), de cor cinza-médio. Granada, muscovita, opacos, zircão e apatita podem ser acessórios. Titanita, allanita e carbonatos estão presentes em algumas amostras. O seu aspecto microporfiróide é dado por abundantes feldspatos milimétricos ocelares em uma matriz fina. Contém esparsos megacristais de feldspato em torno de 1 cm. A textura blastomilonítica (quartzo em *ribbons* muito extensos e feldspatos poligonizados ou achatados e arredondados) é generalizada (Fig.4.15). Tassinari (1988) obteve um dado ao redor de 630 Ma para os gnaisses microporfiróides localizados nas proximidades do Reservatório de Paraibuna, na Rodovia dos Tamoios (SP 99-Tab.2.3).

Os gnaisses microporfiróides envolvem porções lenticulares de espessura decimétrica a métrica de *(hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico* com titanita e allanita, fino, bastante homogêneo, leucocrático a mesocrático (M = 30% a 40%).

Entre São Luís do Paraitinga e Ubatuba ocorrem afloramentos, intercalados nos gnaisses microporfiróides, às vezes decamétricos, ou de até ao redor de 100m, de quartzitos finos ou médios, impuros, calciossilicáticos ou com feldspato e placosos. Em geral são bandados centimétricamente, intercalando-se bandas mais ou menos puras, de granulação variável, com raras bandas de alteração preta. Os quartzitos feldspáticos podem gradar para granada gnaisses quartzosos com biotita, e olhos milimétricos de feldspato,

finos a médios e com lâminas quartzosas de alteração preta, ocorrendo em afloramentos decamétricos ou de até algumas centenas de metros. Estes quartzitos contém raras intercalações de piroxênio-anfibólio biotita gnaisse quartzo-diorítico ou de granada-sillimanita-biotita gnaisses peraluminosos. Bandas centimétricas a decimétricas de anfibolitos intercalam-se, muito esparsamente, nos gnaisses microporfiróides.

No núcleo de um sinforme D_3, onde a Unidade Rio Paraibuna se sotopõe aos gnaisses microporfiróides, na rodovia SP 99 (ANEXO II e Fig. 3.1 - Ponto PA 41) ocorre um nível métrico de um gnaisse bandado onde se intercalam bandas tonalíticas de cerca de 1 cm, com bandas mais espessas de granitos microporfiróides.

Também são abundantes *(hornblenda)-biotita monzogranitos gnáissicos, porfiríticos ou porfiróides*, com matriz inequigranular média, de cor cinza-médio, leucocráticos (M = 5 a 20%), com megacristais de feldspato normalmente lenticulares, mas às vezes euédricos, em geral orientados, chegando até 5cm, e em média com 1,5 a 2 cm. Pode conter traços de clinopiroxênio. A granulação da matriz é bimodal. Localmente, bandas róseas, hololeucocráticas, envoltas por melanossomas de biotita, são abundantes. São invadidos muito localmente, por hornblenda-biotita granitos gnáissicos finos, hololeucocráticos, cinza claros, nebulíticos e com enclaves alongados biotíticos. Contém enclaves dos gnaisses microporfiróides, indicando que são intrusivos nos mesmos.

Tanto os gnaisses microporfiróides, como os monzogranitos gnáissicos porfiróides contém bandas brancas ou rosadas, em geral centimétricas ou decimétricas, de granitóide hololeucocrático, aplítico, cinza-claro, fino a médio; e bandas centimétricas a decimétricas, róseas, de granulação média ou grossa, com turmalina, granada, biotita e muscovita.

Ocorrem de forma mais restrita as seguintes rochas:

- Muscovita-biotita granito gnáissico fino, cinza claro, hololeucocrático a leucocrático, e de aspecto de migmatito nebulítico devido a bandas difusas mais claras e descontínuas. Contém enclaves tanto de gnaisse tonalítico, como do granitóide gnáissico porfiróide, o que lhe confere aspecto de migmatito *schollen*.

- Biotita granito foliado leuco a hololeucocrático, médio, inequigranular, com bandas centimétricas brancas, descontínuas, contendo aglomerados onde se concentram biotita e granada.

- Biotita gnaisse laminado (lâminas lepidoblásticas ricas em biotita, e lâminas brancas quartzo-feldspáticas) com olhos esparsos de feldspato de mais de 1cm, brancos ou róseos.

- Biotita gnaisse granítico com turmalina, de granulação fina e com esparsos olhos róseos de feldspato menores que 1 cm.

Além destes gnaisses granitóides, no perfil de Caraguatatuba, há outros tipos de rochas granitóides mais homogêneas e menos foliadas, ou mesmo isótropas. Isto sugere que sejam mais jovens que as anteriores. Tratam-se de:

- Biotita granito porfirítico foliado, com megacristais de feldspato branco com cerca de 1cm, em geral euédricos, orientados, com M = 5 a 10%. A matriz é média a fina. Contém um enclave métrico de biotita gnaisse fino, laminado, e cinzento, com interferência de dobras (Fig.4.16).

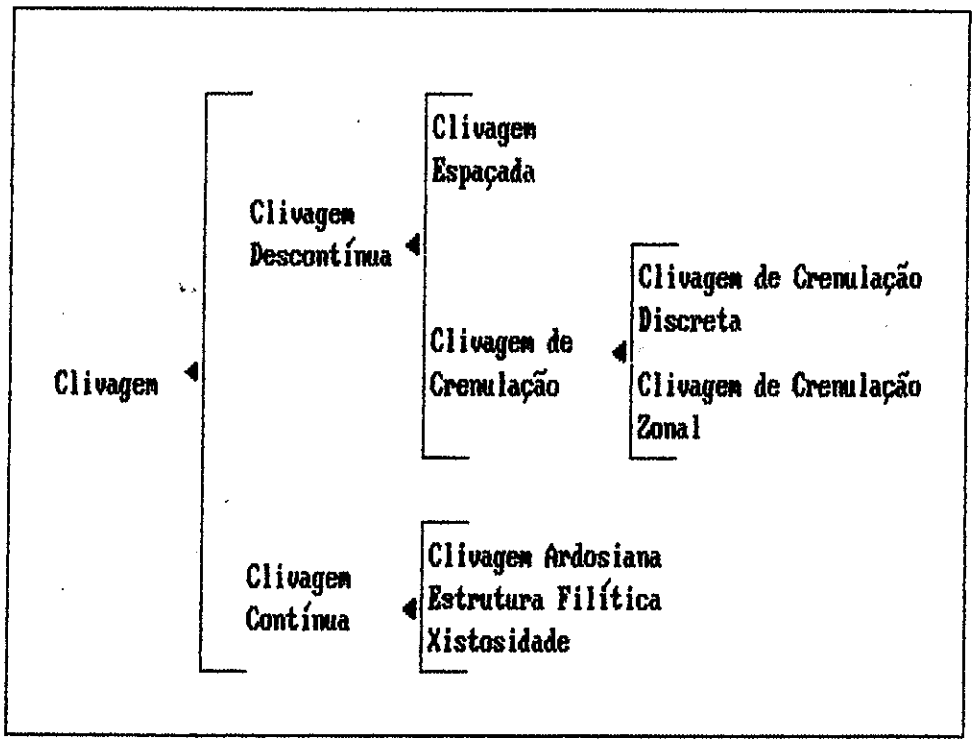
- Hornblenda-biotita granito porfirítico, homogêneo, foliado, com megacristais de feldspato branco, euédricos a ovalados, com geminação Carlsbad, normalmente orientados, em média com 3cm, podendo chegar a 10cm. Contém porções arredondadas, decimétricas a métricas, de rocha verde-escuro, com aspecto charnockitóide mas pobre em quartzo, quase sem foliação e de granulação muito grossa. Esta rocha corresponde à datada por Tassinari (1988) com 543 Ma, tendo sido denominada de granitóide "Caraguatatuba" (Tab.2.3).

4. DEFORMAÇÃO

As fases de deformação, a serem descritas neste capítulo, serão denominadas pela letra "F" com um índice numérico indicando sua posição cronológica relativa (ou hierarquia). As foliações, dobras, eixos de dobras, lineações de intersecção, mineral e de estiramento, serão denominadas pelas seguintes letras, respectivamente: S, D, B, Li, Lm, Le.

Foi utilizada a classificação de Davis (1984) para designar as foliações ou clivagens (Tab.4.1). O autor utiliza o termo clivagem espaçada no lugar de clivagem de fratura, o que parece mais apropriado uma vez que, em geral, o desenvolvimento deste tipo de clivagem plano-axial não envolve fraturamento. Os termos bandamento diferenciado e bandamento gnáissico são utilizados no sentido de Hobbs *et al.* (1976). As dobras são descritas, segundo seu ângulo interflancos, como isoclinais, apertadas, fechadas, abertas ou suaves. Também se utiliza a classificação de Ramsay (1967) que relaciona o ângulo de abertura do arco interno e externo das dobras.

TABELA 4.1 - CLASSIFICAÇÃO DE FOLIAÇÕES SEGUNDO DAVIS (1984)



Foram reconhecidas em todas as unidades litológicas do Complexo Embu 3 deformações sin-metamórficas, F_1, F_2 e F_3, geradoras de foliações (S_1, S_2 e S_3). Da primeira delas foram observados apenas alguns vestígios. A fase de deformação F_4 produz muito localizadamente uma foliação metamórfica em posição plano-axial às dobras D_4, e a F_5 corresponde a ondulações ou a uma clivagem espaçada tardia aproximadamente ortogonal à direção NE das fases anteriores. Com exceção da primeira fase, as demais envolvem dobramentos.

Os complexos Rio Capivari e Costeiro apresentam uma foliação principal (xistosidade) que se assemelha à S_2 do Complexo Embu. No entanto, como se tratam de terrenos com características litológicas, estruturais e de metamorfismo distintas, a descrição das fases de deformação será feita em separado para cada um dos três. Para os complexos Rio Capivari e Costeiro, foram adotados os índices n-2, n-1, n e n+1 que indicam a hierarquia das fases de deformação; e os prefixos *r* e *c*, respectivamente, para diferenciá-los entre si. A fase de deformação principal do Complexo Rio Capivari será denominada de rF_n, as anteriores de rF_{n-1} e rF_{n-2}, e as posteriores de rF_{n+1}, rF_{n+2}, rF_{n+3}. Para o Complexo Costeiro substitui-se a letra *"r"* pela letra *"c"*. A fase principal F_n será descrita primeiro e, em seguida, as demais, já que elas tem como superfície de referência a foliação S_n. A correlação aqui proposta entre as estruturas dos 3 complexos será apresentada e discutida posteriormente.

A área é cortada por importantes zonas de cisalhamento que dão à área uma estruturação de blocos amendoados, sendo possível, dentro de cada um deles, hierarquizar as fases de deformação e, a partir das relações de superposição e de metamorfismo, correlacioná-las de um bloco para outro. As zonas de cisalhamento são descritas à parte, uma vez que envolvem mecanismos de deformação e desenvolvem feições distintas das fases de deformação ligadas aos dobramentos. O último ítem deste capítulo refere-se aos domínios estruturais da área.

4.1. Fases de deformação do Complexo Embu

4.1.1. Fase de deformação F_1

Não foram identificadas dobras relacionáveis à primeira fase de deformação F_1. Ela é anterior à F_2, sendo reconhecida macroscopicamente, a partir de uma **foliação S_1** preservada em *micro* e *megalithons*, ou então, a partir de um bandamento (alternância de níveis lepidoblásticos e níveis granoblásticos) ao qual se paraleliza uma foliação dada pela orientação de micas, de quartzo e de feldspato estirados/achatados, que contornam charneiras de dobras intrafoliais milimétricas a decimétricas D_2 (Fig.4.1).

Microscopicamente reconhecem-se as seguintes feições indicadoras da existência de S_1: arcos poligonais de biotita e muscovita contidos na S_2; sillimanita desenhando crenulações apertadas (Fig.4.2); microdobras contidas na S_2 e desenhadas por biotita, alongamento de plagioclásio e do quartzo (Fig.4.3) ou por quartzo *ribbon* ; cummingtonita em rochas calciossilicáticas preservando a foliação anterior S_1 contida no bandamento S_2 (Fig.4.4); porfiroblastos de granada com inclusões orientadas discordantemente da S_2 (Fig.4.5).

4.1.2. F_2 - Fase de deformação principal

A fase F_2 é considerada a principal porque produziu as feições de deformação mais marcantes, e porque é observável em todos os tipos litológicos, com exceção dos granitóides mais jovens.

A *foliação principal* S_2 constitui uma *xistosidade*, em geral paralela a um bandamento gnáissico (com exceção da Unidade Rio Una), que é definida pelo paralelismo de minerais placóides e prismáticos, e pelo achatamento/estiramento de minerais granulares. A S_2 dispõe-se paralelamente a um bandamento composicional dado pela intercalação de níveis de rochas de composição originalmente distinta, sejam eles, primariamente, de natureza ígnea ou sedimentar. Nos mica-xistos e xistos feldspáticos observa-se que a S_2 corresponde também a um bandamento diferenciado milimétrico a submilimétrico dado pela alternância de lâminas quartzosas lenticulares e, subordinadamente, com feldspato, e lâminas micáceas. Dentro destas a biotita tende a se concentrar em lâminas distintas das da muscovita. Processos de formação de bandamento metamórfico diferenciado são descritos por Cosgrove (1976) e Gray (1977) como fazendo parte de um processo de intensificação de uma crenulação. Os minerais mais solúveis, quando submetidos a pressão dirigida, tais como quartzo e feldspato, concentram-se por *pressure solution* nas charneiras das microdobras, deixando os flancos, onde a pressão dirigida é maior. Gray (1977) enfatiza que em graus metamórficos mais elevados (médio e alto) ocorre, também, recristalização que leva ao desenvolvimento de uma xistosidade.

Transposição de estruturas anteriores pela fase F_2 é evidenciada pela existência de dobras intrafoliais e de *mega* e *microlithons* com uma foliação anterior (S_1) preservada (Fig.4.2, 4.3, 4.4). Concordantemente à S_2 observa-se também uma *boudinagem* marcante em rochas calciossilicáticas e quartzitos impuros que pode corresponder ou a estiramento produzido pela F_2, ou pela F_3 nos flancos de dobras D_3.

O estiramento e achatamento de minerais granulares (quartzo e feldspato) dá-se por processos de recuperação e recristalização, às vezes claramente com a cominuição de grãos maiores, o que dá um aspecto blastomilonítico à S_2. Localizadamente

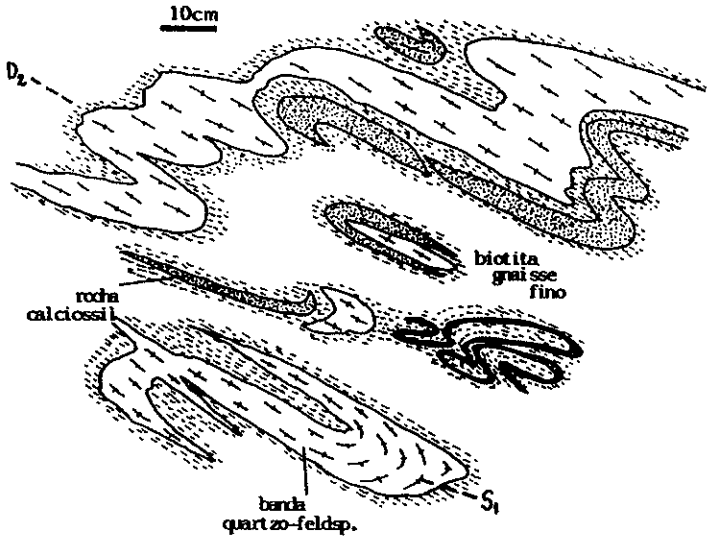


Fig. 4.1. Bandas quartzo-feldspáticas preservando a foliação S_1 em charneiras de dobras D_2. Ponto SL 36.

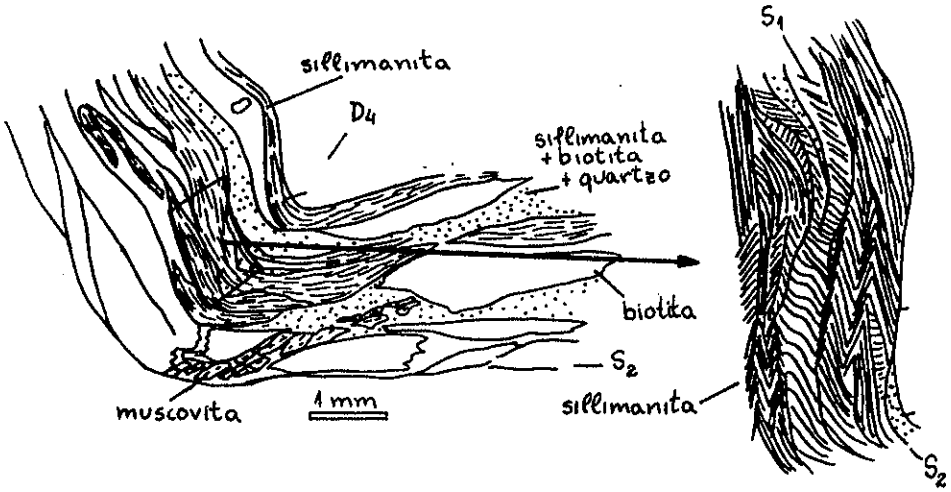


Fig. 4.2. Sillimanitas preservando a foliação S_1 em crenulações da fase F_2. Ponto TB 16.

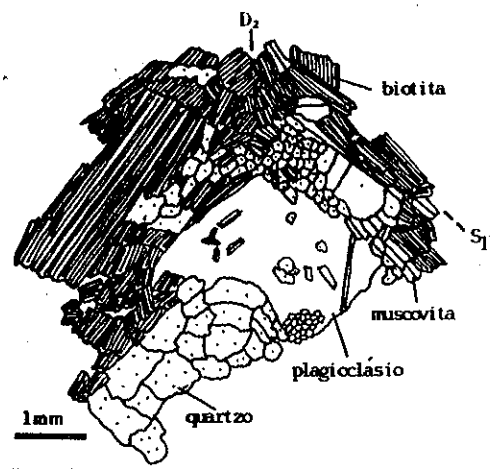


Fig. 4.3. Microdobras rompidas D_2 preservando a foliação S_1. Ponto G 103.

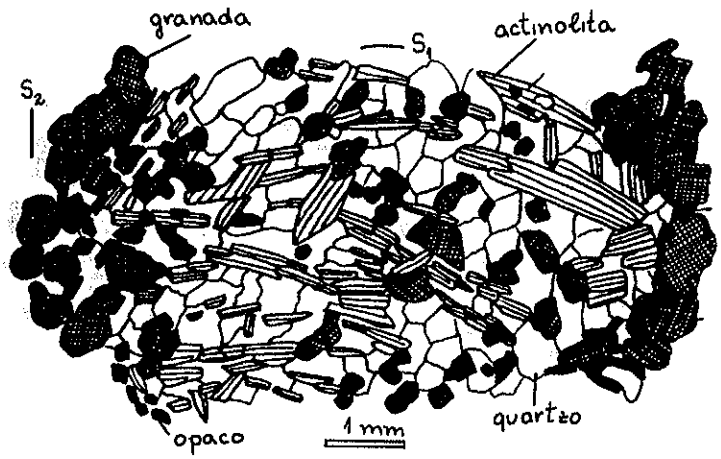


Fig.4.4. Microlithon em gondito onde a cummingtonita se orienta segundo a foliação S_1. Ponto SL 54.

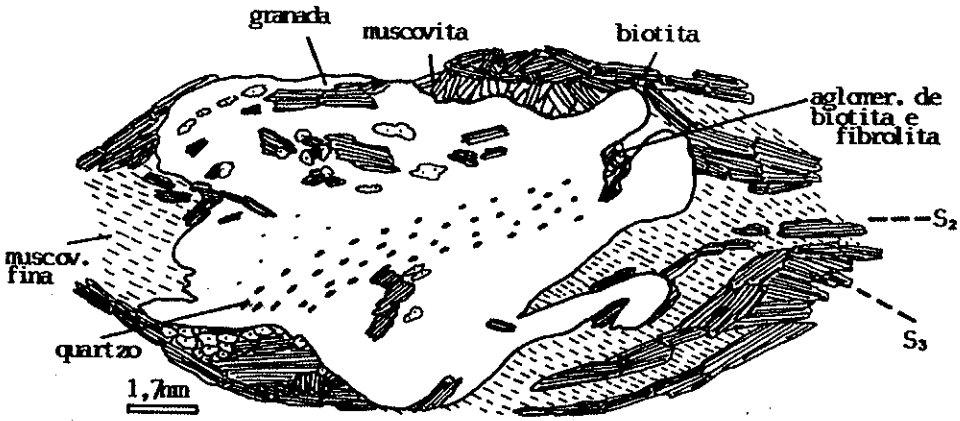


Fig.4.5. Inclusões de quartzo em porfiroblasto de granada preservando orientação anterior à S_2. S_3 dada por muscovita fina. Ponto SL 274.

desenvolvem-se faixas onde ocorre uma forte foliação blastomilonítica, às vezes de aspecto anastomosado, paralela à S_2.

As *dobras D_2*, em cujo plano-axial se dispõe a foliação S_2, são, em geral, de pequena dimensão, centimétricas a decimétricas e, mais raramente, métricas, isoclinais a apertadas, com espessamento nos ápices (subclasse 1C, Ramsay 1967). Regionalmente foi possível reconstituir dobras maiores D_2, de comprimentos de onda quilométricos, a partir de dobras parasitas observadas principalmente no Complexo Rio Capivari. Elas são observáveis no perfil de Paraibuna (ANEXO II) e também no mapa geológico (ANEXO I), onde seu traçado sugere um estiramento intenso paralelo ao eixo das dobras. Afetam conjuntamente o Complexo Rio Capivari e a Unidade Redenção da Serra, gerando anticlinais sinfórmicos (situados no flanco inverso ou na charneira de uma dobra maior) que sugerem vergência para NW. Esta conclusão é válida ao se admitir que, anteriormente ao desenvolvimento da F_2, as rochas da Unidade Redenção da Serra repousavam sobre as rochas mais antigas do Complexo Rio Capivari. No entanto, não se pode descartar a hipótese de uma tectônica pretérita à F_2 que tenha produzido um cavalgamento do Complexo Rio Capivari sobre as rochas supracrustais.

Em geral, os *eixos B_2* medidos são sub-horizontais e de orientação predominantemente NE/SW, e mais raramente NW/SE. No mapa de lineações (Fig. 4.6) observa-se que, no perfil de São Luis do Paraitinga, a norte desta cidade, os eixos das dobras D_2 assumem principalmente atitudes NW/SE, tendo-se verificado eixos curvos em 1 afloramento (Fig. 4.12). Localmente observaram-se lineações de estiramento NE transversais a eixos B_2 de direção NW. Isto sugere a existência de dobras em bainha para esta fase.

As dobras D_2 são possivelmente de caráter recumbente devido aos seguintes motivos: em vários trechos a S_2 apresenta mergulhos muito baixos (ANEXO II); os eixos das dobras D_3 e D_4 são sub-horizontais ou de mergulhos baixos; a F_2 forma figuras de interferência em laço com D_3 e D_4. As guirlandas de distribuição de S_2, produzidas pelas D_3 e D_4, são cilíndricas ou subcilíndricas (ver ítem 4.5.1) sugerindo que as fases F_3 e F_4 tenham afetado superfícies S_2 subparalelas.

Na foliação S_2 é pronunciada uma *lineação mineral Lm2 e uma lineação de estiramento Le_2*, em geral de baixo caimento e concordante com a direção regional NE (Fig.4.6), sugerindo um possível deslocamento relativo das unidades, preferencialmente longitudinal ao cinturão, pelo menos durante os estágios finais de cristalização das rochas. Apenas em alguns locais foi observada uma lineação de biotitas Lm_2 (contida na S_2) com caimento transversal ao *trend* NE. Esta lineação transversal pode estar associada a uma fuga de material em uma superfície irregular, ou à superposição de eventos de geração de lineações.

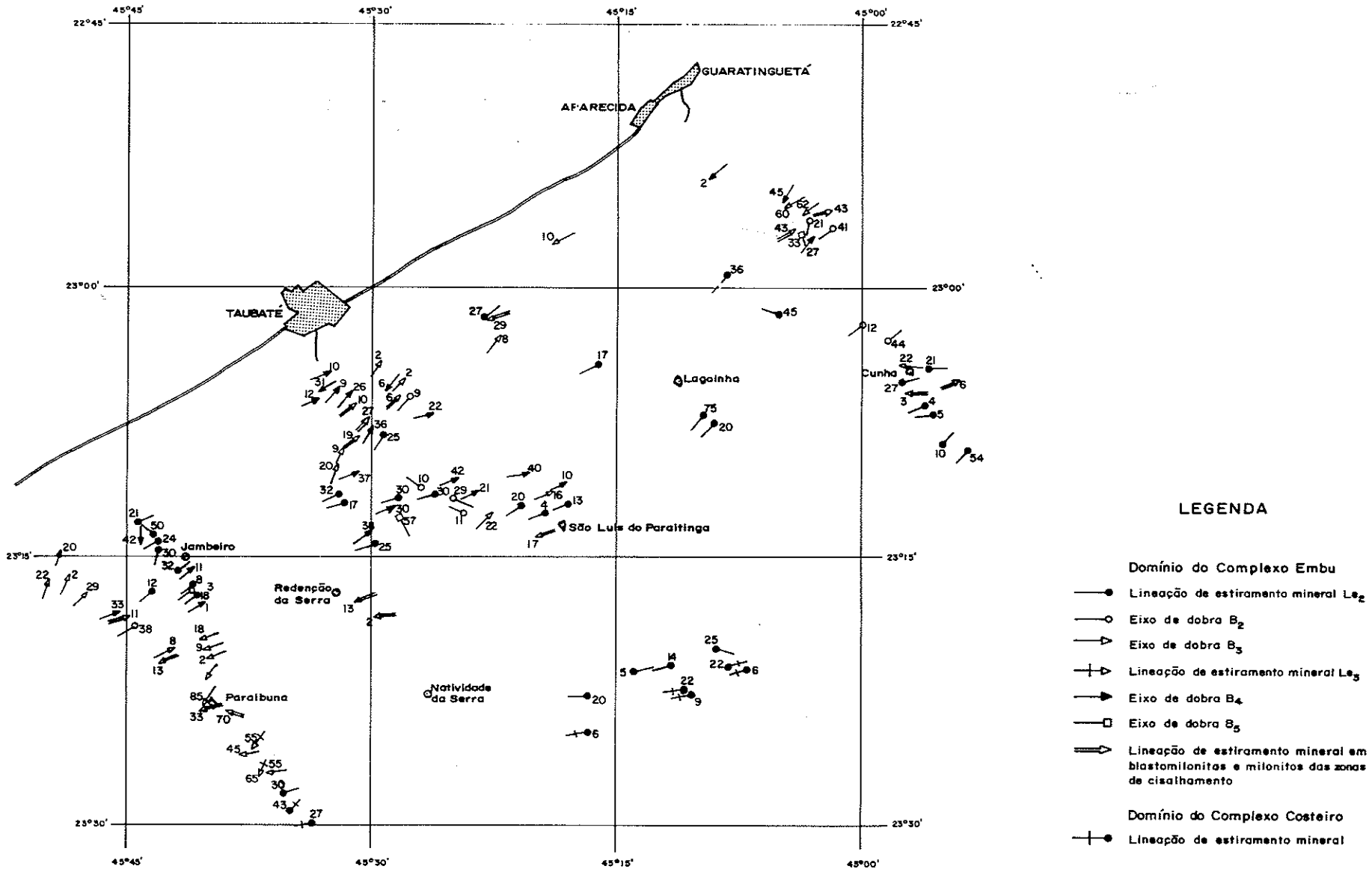


Figura 4.6 — MAPA DE LINEAÇÕES

4.1.3. Fase de deformação F_3

Produz *dobras* D_3 contínuas, inversas e apertadas a fechadas, de comprimento de onda centimétrico a métrico, até quilométrico, observáveis nos perfis geológicos (ANEXO II), com espessamento nos ápices (subclasse 1C), às vezes isópacas em rochas calciossilicáticas. Observam-se figuras de superposição em laço com as dobras D_2, mostrando sua coaxialidade. Seus eixos, de direção NE/SW (Fig.4.6), apresentam caimentos baixos a moderados, com exceção das dobras que afetam a Unidade do Rio Paraibuna, a sul do Maciço Natividade, onde o caimento está em torno de 50° para SW.

A *foliação* S_3, em posição plano-axial às dobras D_3, recristaliza e reorienta biotita, muscovita e quartzo. Em mica xistos mais homogêneos da Unidade Rio Una, nota-se que passa a ser a foliação principal, obliterando quase totalmente a S_2, como se pode observar a sul do Maciço Quebra Cangalha no perfil de Cunha (Anexo II). A S_2 é melhor preservada quando se faz presente alguma camada mais competente ou mais quartzosa (Fig.4.7).

Nos gnaisses peraluminosos, observa-se que a foliação S_3 constitui uma xistosidade nos níveis micáceos fazendo um ângulo baixo (20° a 30° em geral), com a foliação S_2. Em alguns casos notou-se, ao microscópio, que a S_3 tende a formar um bandamento diferenciado, onde se distinguem lâminas com quartzo, ou com muscovita, ou com biotita, transpondo parcialmente o bandamento diferenciado da S_2, presente nos mica-xistos (Fig. 4.7). Reconhecem-se, também, crenulações apertadas, desenhadas por lâminas ricas em biotita (formando arcos poligonais ou sendo dobradas), alternadas com lâminas ricas em muscovita. Esta apresenta uma granulação mais fina e dispõe-se em posição plano-axial às crenulações.

Na Unidade Redenção da Serra e Rio Paraibuna, a S_3 é uma foliação dada por muscovita e, às vezes, biotita. É mais perceptível em bandas micáceas (Fig.4.8), tendo-se observado, também, crenulações apertadas a fechadas com biotita e muscovita formando arcos poligonais, ou sendo recristalizados em posição plano-axial.

A foliação S_3 produz *lineações de intersecção* Li_3 da S_3 sobre a foliação S_2.

Na porção a sul da zona de cisalhamento de Cubatão, no perfil de Paraibuna, observou-se uma grande quantidade de dobras D_3 apertadas, de dimensões métricas a hectométricas (ANEXO II). Subparalelamente ao seu plano axial, notam-se faixas métricas até centimétricas de transposição da S_2 (Fig.4.9). Estas faixas apresentam uma foliação, dada por lâminas descontínuas em biotita gnaisses bandados e em xistos, contendo uma *lineação de estiramento* importante com caimento médio a elevado e oblíquo à direção da

foliação. Nesta porção da área, é marcante a presença de veios graníticos hololeucocráticos turmaliníferos, posicionados subconcordantemente ao plano-axial das dobras D_3, e cortando o bandamento paralelo à S_2, na Unidade Rio Paraibuna (Fig.4.10). Estes veios apresentam uma foliação blastomilonítica intensa, plano-linear, onde se nota uma lineação de estiramento marcante caindo aproximadamente no sentido do mergulho da foliação. É provável que estas faixas de transposição e a foliação blastomilonítica dos veios sejam contemporâneas à F_3, uma vez que se orientam paralelamente ao seu plano axial. Neste caso as lineações poderiam estar associadas a um transporte sin-F_3, nesta região, transversal ou oblíquo ao *trend* regional. Na figura 4.6 estas lineações estão representadas como Le_3. Nos outros perfis, os eixos destas dobras são sub-horizontais. Grandes dobras D_3, reconstituídas a partir da relação de mergulhos entre S_2 e S_3 e de dobras parasitas, também são observáveis a sul do Maciço Quebra Cangalha, a norte de Cunha e de São Luís do Paraitinga e a sul de Cunha, onde elas são menores (ANEXO II).

Feições de superposição entre F_3 e F_2 foram observadas em vários locais (Fig.4.11).

4.1.4. Fase de deformação F_4

Esta fase caracteriza-se por gerar *dobras* D_4 abertas a fechadas, normais, isópacas, de comprimento de onda centimétrico até quilométrico, correspondendo aos sinformes e antiformes normais presentes nos perfis geológicos (ANEXO II). Seus eixos apresentam caimentos baixos a moderados ora para NE, ora para SW (Fig.4.6). Os planos axiais exibem mergulhos elevados. Produzem figuras de interferência do tipo 3 (Ramsay 1967) com as deformações anteriores, o que demonstra sua coaxialidade (Fig.4.12).

Regionalmente, entre Taubaté e São Luís do Paraitinga, a fase F_4 produz um grande sinforme com eixo mergulhando para NE, e com o flanco NW sendo cortado pela zona de cisalhamento Alto da Fartura (ANEXO I). Através da análise dos estereogramas (ítem 4.5) percebe-se que na porção NW da região se está em zonas de charneira da D_4, e mais para sul, no flanco destas dobras.

Uma *foliação metamórfica* S_4 ocorre localmente, sendo dada por muscovita fina no plano-axial de crenulações fechadas ou abertas. Pode produzir, ainda, estreitas faixas de transposição. Reorientação de biotitas em zonas de charneira de dobras D4, localmente apertadas a fechadas, também foi observada. As feições mais comumente associadas às dobras D4 correspondem a crenulações abertas zonais ou então a clivagens espaçadas.

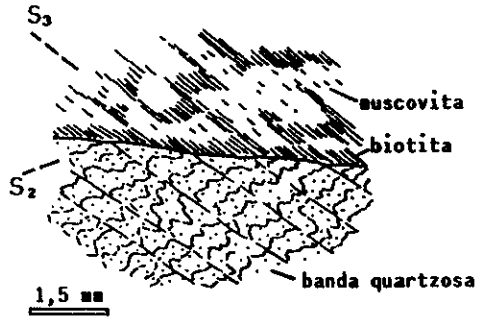


Fig.4.7. Foliação S_3 bem desenvolvida e oblíqua à S_2, nos xistos da Unidade Rio Una. Ponto G 97.

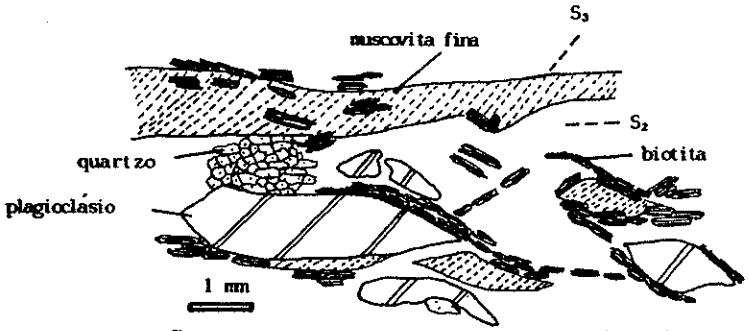


Fig.4.8. Foliação S_3 dada por muscovita fina e oblíqua à S_2 em gnaisses da Unidade Redenção da Serra. Ponto G 103.

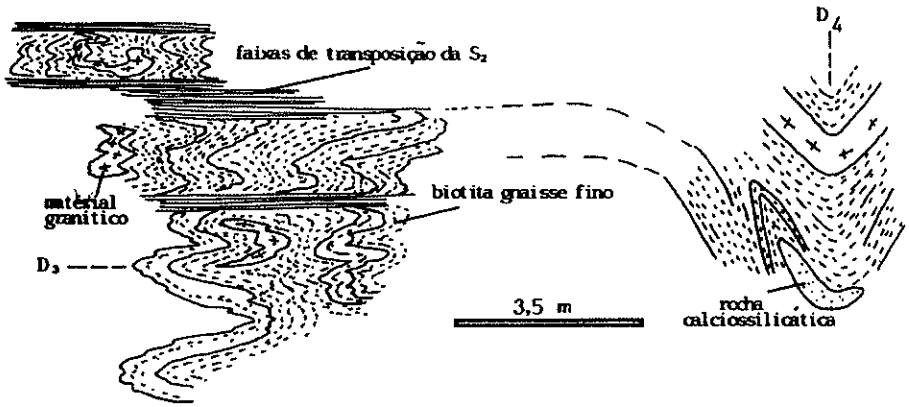


Fig. 4.9. Faixas de transposição da S_2 paralelas ao plano axial de dobras D_3. Ponto PA 37.

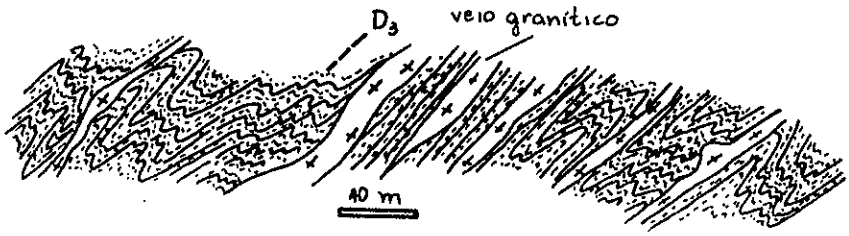


Fig.4.10. Grandes dobras D_3 com eixos de caimento elevado, e com granitos turmaliníferos, com foliação blastomilonítica, subparalelos aos seus planos axiais. Ponto PA 40.

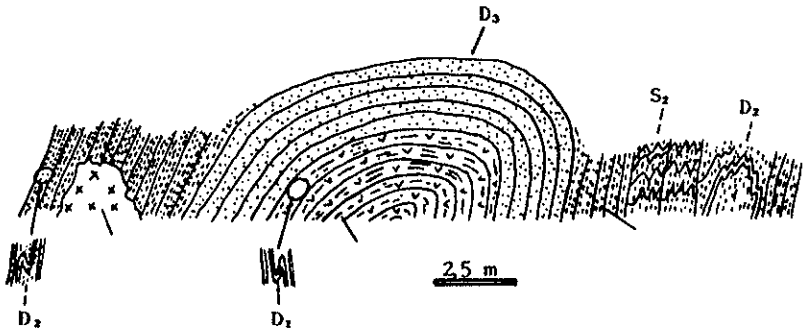


Fig. 4.11. Feição de superposição de F_3 e F_2. Ponto SL 195.

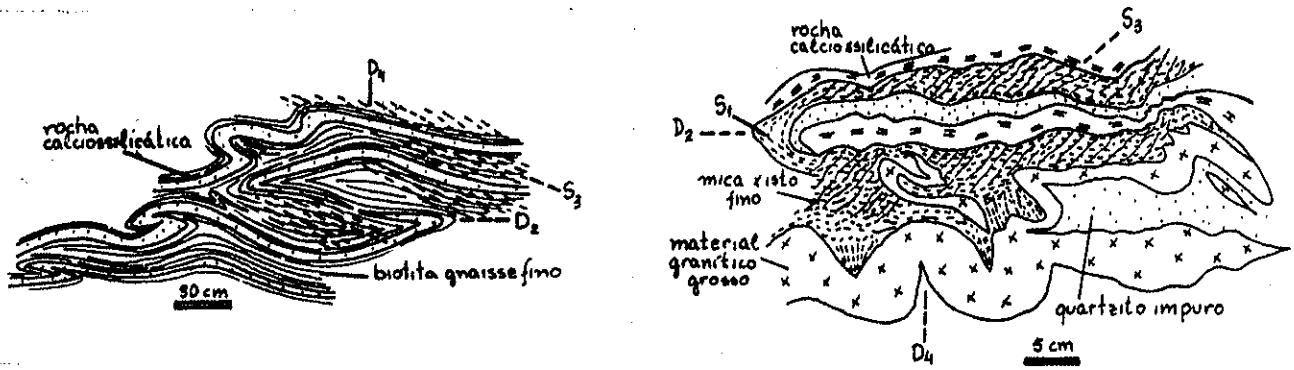


Fig. 4.12. Figuras de interferência mostrando dobras D_2 com a foliação S_1 preservada na charneira, foliação S_3 oblíqua à S_2 e dobras abertas D4. Eixos B_2 curvos no ponto SL 59 (à esquerda). Ponto G 94 (à direita).

As *lineações* L_4 sobre a foliação S_2 correspondem a corrugações ou ondulações associadas a crenulações da quarta fase.

4.1.5. Fase de deformação F_5

Esta fase foi identificada em poucos afloramentos. Produz ondulações amplas ou corrugações de espaçamento centimétrico, com eixos de caimento muito variável para NW ou SE ou, ainda, clivagens espaçadas. Estas feições afetam os elementos estruturais das fases anteriores.

A atuação desta fase é fortemente sugerida nos estereogramas de projeção polar onde se observa uma dispersão das guirlandas (produzidas conjuntamente pela terceira e quarta fases). Esta dispersão, às vezes, sugere guirlandas cujo eixo coincide com aquele medido da quinta fase (ítem 4.5). Nas figuras E.4a,b e E.7 a atuação da mesma pode ser melhor observada. O caimento, ora para nordeste, ora para sudoeste, dos eixos B_2, B_3 e B_4 também pode ter sido produzido pela fase F_5.

4.2. Fases de deformação do Complexo Rio Capivari

4.2.1. rF_n - Fase de deformação principal

As dobras rD_n são desenhadas por bandas milimétricas a centimétricas, trondhjemíticas a graníticas. São apertadas a isoclinais, com espessamento nos ápices (subclasse 1C) e de comprimento de onda centimétrico a métrico (Foto 3.1). Os seus eixos, de direção NE/SW, apresentam mergulhos baixos ou são sub-horizontais.

A foliação rS_n corresponde à orientação de micas e de hornblenda, e à recristalização, acompanhada de um intenso estiramento e achatamento, de quartzo e de feldspato, com o microclínio exibindo textura *mortar*. Próximo às zonas de charneira das dobras rD_n, a foliação rS_n corta um bandamento dado pela intercalação de bandas mais ricas em máficos e bandas mais claras. Este bandamento representa a foliação rS_{n-1} que será descrita no próximo ítem.

Paralelamente à foliação rS_n, desenvolve-se, em determinadas faixas, uma intensa foliação blastomilonítica notando-se uma matriz poligonizada de feldspatos e quartzo, com porfiroblastos de plagioclásio ou microclínio arredondados e alongados e quartzo *ribbon* extremamente estirado e recuperado. Observam-se, mais raramente, megacristais de feldspato rotacionados. No núcleo do Complexo Rio Capivari, na região do

Rio Jacuizinho, um feldspato rotacionado do tipo σ, onde pode ser observada a simetria *stair-stepping* de Passchier & Simpson (1986), indica inequivocamente movimento sinistral (Foto 4.1). Por outro lado, no mesmo afloramento, a uma distância de poucos metros, observou-se um megacristal de feldspato com um pequeno deslocamento acompanhando a clivagem do mineral, que indica movimento dextral para o cisalhamento naquele local (Lister & Snoke 1984). Vergência para NW é sugerida pela rotação de um feldspato observado em uma seção transversal à direção da foliação no núcleo de São José dos Campos a norte do Rio Capivari. No entanto, para que isto possa ser regionalizado, é necessária uma quantidade de dados muito maior. Estas feições evidenciam que em algumas faixas foram envolvidos processos de deformação não-coaxial possivelmente correspondendo a cisalhamento simples (Passchier & Simpson 1986).

As faixas de intensificação da deformação, paralelamente à foliação rS_n, gerando rochas blastomiloníticas, foram observadas, em geral, em locais próximos ou adjacentes aos contatos entre as supracrustais do Complexo Embu e o Complexo Rio Capivari e em locais de flancos inversos de dobras rD_n, sugerindo deslocamentos tectônicos entre os complexos, possivelmente penecontemporâneos à fase rF_n.

Em alguns afloramentos do Complexo Rio Capivari, localizados a sul e a norte de Jambeiro, aparece uma lineação, paralela ao alongamento de biotitas rLm_n, mergulhando acentuada e transversalmente ao *trend* NE, além de estiramento acentuado de quartzo rLe_n de atitude N45W/50º (Fig.4.6). Da mesma forma que para as lineações Le_2 do Complexo Embu, isto sugere ou que houve uma fuga de material transversalmente ao *trend* NE em uma superfície irregular, ou que tenha havido superposição de fases com direções de transporte de material distintas. Não é possível responder esta questão apenas com os dados disponíveis.

4.2.2. Fases de deformação anteriores à rF_n

Foram observados, no Complexo Rio Capivari, indícios de duas deformações anteriores à rF_n. A imediatamente anterior é aqui denominada de rF_{n-1}, e a precedente de rF_{n-2}. A foliação rS_{n-1} é representada pelo estiramento/achatamento de quartzo e de feldspato e pela orientação de minerais máficos. Esta foliação, junto com os leucossomas quartzo-feldspáticos, contorna as charneiras de dobras rD_n. A foliação rS_{n-1} é preservada, também, em *megalithons* que sugerem um movimento cisalhante não-coaxial, local e sinistral para a fase rF_n (Foto 4.2).

A fase de deformação rF_{n-2} foi identificada em figuras de interferência do tipo 3 de rD_n com rD_{n-1} desenhadas por leucossomas (Fig. 4.13). As dobras rD_{n-1} são desenhadas por leucossomas trondhjemíticos, que representariam a foliação rS_{n-2}. Na figura 4.13 há, ainda, indícios de dobras rD_{n-2}.

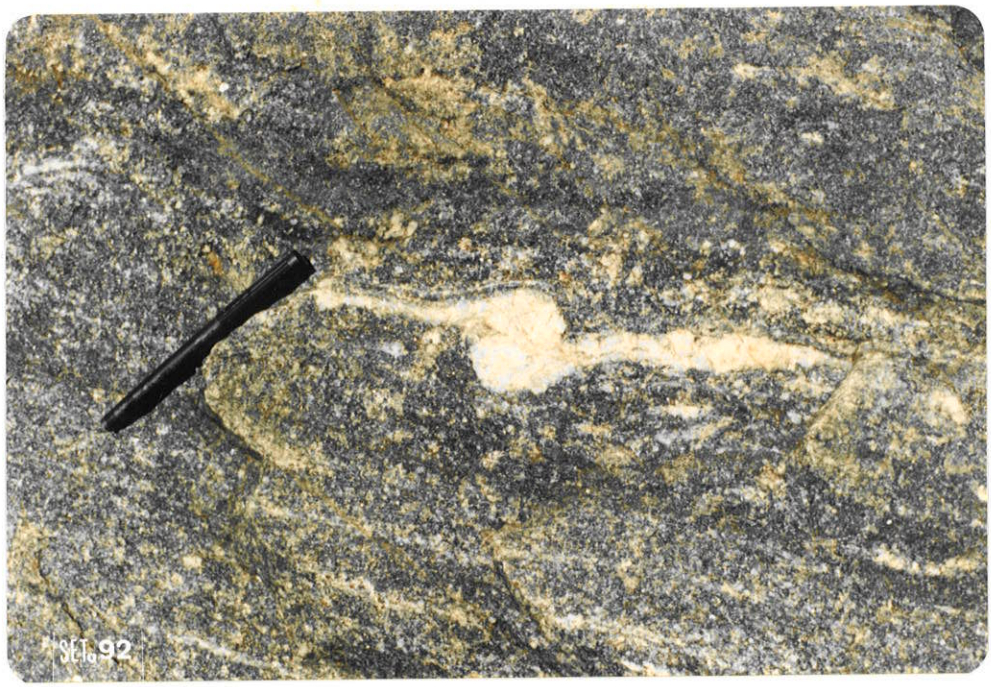


Foto 4.1. Feldspato rotacionado do tipo (Passchier & Simpson 1986) indicando movimento sinistral. Ponto LG 119.

Foto 4.2. Megalithons preservando a foliação rS_{n-1} e evidenciando cisalhamento sinistral paralelamente à rS_n.Ponto SL87.

4.2.3. Fases de deformação posteriores à rF_n

Nas rochas do Complexo Rio Capivari identificou-se uma fase de deformação rF_{n+1} que gera dobras apertadas a fechadas, com espessamento nos ápices (subclasse 1C), e contínuas. Observaram-se figuras de interferência do tipo 3 entre as dobras rD_{n+1} *e* rD_n. A foliação rS_{n+1} é dada por biotitas dispostas no plano-axial das dobras rD_{n+1}, com charneiras contornadas por hornblenda. Ao microscópio nota-se que a rS_n (caracterizada por um forte estiramento do quartzo e do feldspato) é perturbada pela rS_{n+1} que reorienta e recristaliza biotitas, formando arcos poligonais, e produz, também, um leve estiramento de quartzo (Fig.4.14).

4.3. Fases de deformação do Complexo Costeiro

4.3.1. cF_n- Fase de deformação principal

Nos granitóides gnáissicos microporfiróides e porfiróides do Complexo Costeiro observam-se dobras cD_n centimétricas ou decimétricas, apertadas ou isoclinais, desenhadas predominantemente por bandas quartzo-feldspáticas. No perfil de Paraibuna, próximo ao contato com as supracrustais da Unidade do Rio Paraibuna do Complexo Embu, apresentam assimetria em Z, com planos axiais mergulhando para SE.

A foliação cS_n, disposta no plano axial das dobras cD_n, nos gnaisses microporfiróides, caracteriza-se pela orientação de biotitas por um achatamento e estiramento cLe_n de mergulhos baixos ou sub-horizontais, ainda mais intenso que nas outras unidades. Aqui os feldspatos estão extremamente arredondados e o quartzo forma lâminas ou cordões muito compridos, chegando a gerar uma estrutura plano-linear. Este estiramento sugere deslocamentos sin-cS_n longitudinais ao *trend* do cinturão. Também se observa, a sul de Paraibuna, uma lineação de biotitas cLm_n com caimento para NE ou ENE (e mais raramente para sul), de valores moderados a elevados, contida na foliação cS_n de atitude próxima a EW (Fig.4.6). Ao microscópio nota-se que o microclínio aparece pequeno e estirado, ou em agregados bastante alongados poligonizados e monominerálicos ou, ainda, em megacristais alongados e com textura *mortar*. O plagioclásio ocorre em megacristais arredondados, ou em agregados monominerálicos recristalizados, e o quartzo, em *ribbons* recuperados formando lâminas extensas que separam as lâminas formadas por feldspatos poligonizados (Fig.4.15). Nos demais tipos litológicos do Complexo Costeiro a foliação blastomilonítica também é bastante evidente.

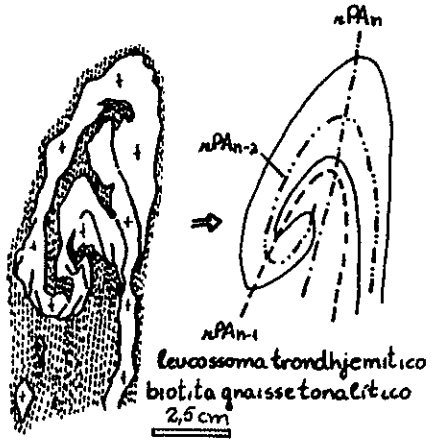


Fig. 4.13. Figura de interferência do tipo 3 entre as fases rF_n, rF_{n-1} rF_{n-2} do Complexo Rio Capivari. Ponto SL 87.

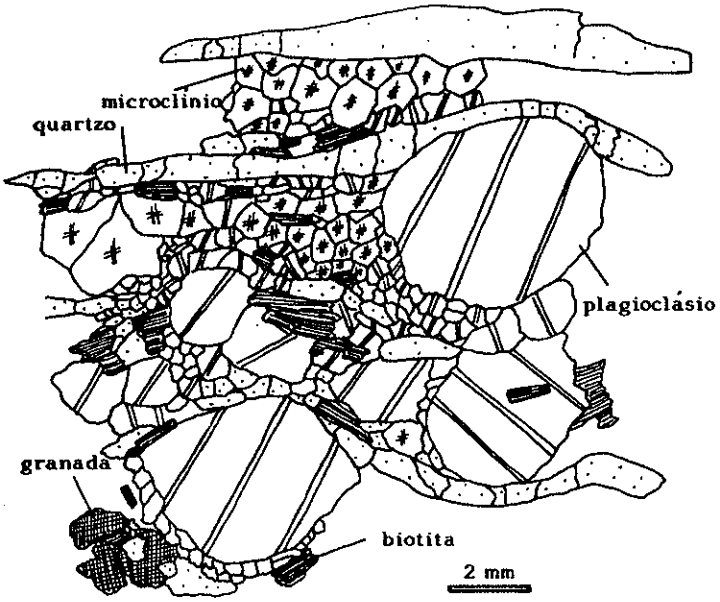


Fig. 4.15. Textura fortemente blastomilonítica dos gnaisses microporfiroides do Complexo Costeiro. Ponto UB 149.

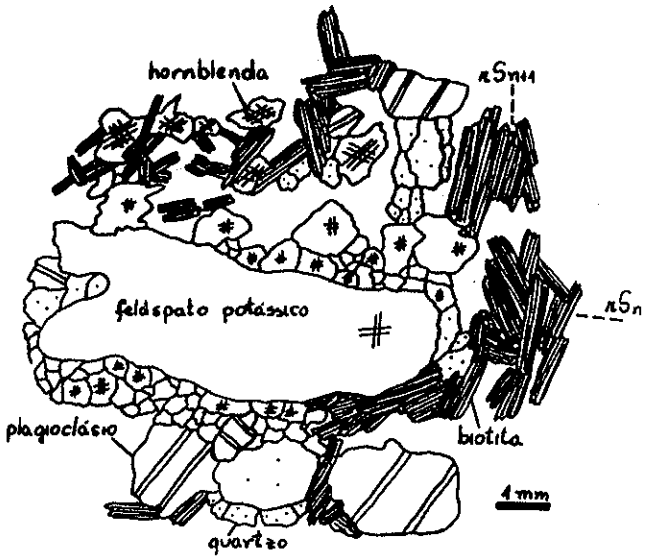


Fig. 4.14. Foliação rS_{n+1} dada por biotita e incipiente estiramento de quartzo transversal à foliação rS_n (caracterizada por forte estiramento). Ponto SL 87.

Em alguns locais, observaram-se feldspatos ocelares rotacionados. No entanto, o tipo de estrutura formada não indica claramente qual o sentido do cisalhamento não- coaxial.

4.3.2. Fases de deformação anteriores à cF_n

Devido ao fato do Complexo Costeiro ser constituído por gnaisses granitóides homogêneos e com poucas superfícies de referência que possam preservar feições planares anteriores, observa-se, raramente, uma foliação cS_{n-1}, anterior à cS_n. A cS_{n-1}, nos gnaisses microporfiróides, é evidenciada por um tênue bandamento, paralelo a uma foliação dada pela orientação de biotitas ou de quartzo estirado, desenhando dobras cD_n. Nos granitóides gnáissicos porfiróides, observam-se inúmeras dobras em Z cD_n desenhadas por veios aplíticos com a foliação cS_n em posição plano-axial, estando ausente a cS_{n-1}. Esta feição, aliada a contatos onde se observa uma relação intrusiva dos granitóides porfiróides nos gnaisses microporfiróides, indica que os primeiros são mais jovens.

Em um biotita gnaisse fino laminado, que ocorre como um mega-enclave nos granitóides mais jovens do domínio Costeiro (ítem 3.6), observou-se, ao microscópio, uma figura de interferência do tipo 3 entre cD_n e cD_{n-1}. Uma foliação dada pela orientação de biotitas contornando a charneira de uma dobra cD_{n-1}, confirma a presença, nestes gnaisses, de uma foliação cS_{n-2} (Fig.4.16). Isto sugere que os gnaisses laminados constituam rochas mais antigas que os gnaisses microporfiróides, que seriam provavelmente intrusivos naqueles, no entanto esta relação não foi vista diretamente.

4.3.3 Fases de deformação posteriores à cF_n

No Complexo Costeiro, observam-se raros indícios de uma fase de deformação cF_{n+1} que corresponde a dobras apertadas a fechadas em migmatitos (Fig.4.17) e que afetam a foliação cS_n. A Unidade do Rio Paraibuna e o Complexo Costeiro são dobrados conjuntamente por esta fase, que corresponde à F_3 do Complexo Embu, como se pode observar no perfil de Paraibuna (ANEXO II). Isto será discutido adiante.

4.4. Zonas de cisalhamento

Na área são distinguíveis duas zonas de cisalhamento mais importantes denominadas de Alto da Fartura (Cavalcante & Kaefer 1974a,b) e Cubatão (Hasui *et al.* 1981). Anteriormente foram denominadas de falhas, no entanto, o termo zona de cisalhamento, cuja conceituação mais precisa foi dada por Ramsay & Graham (1970),

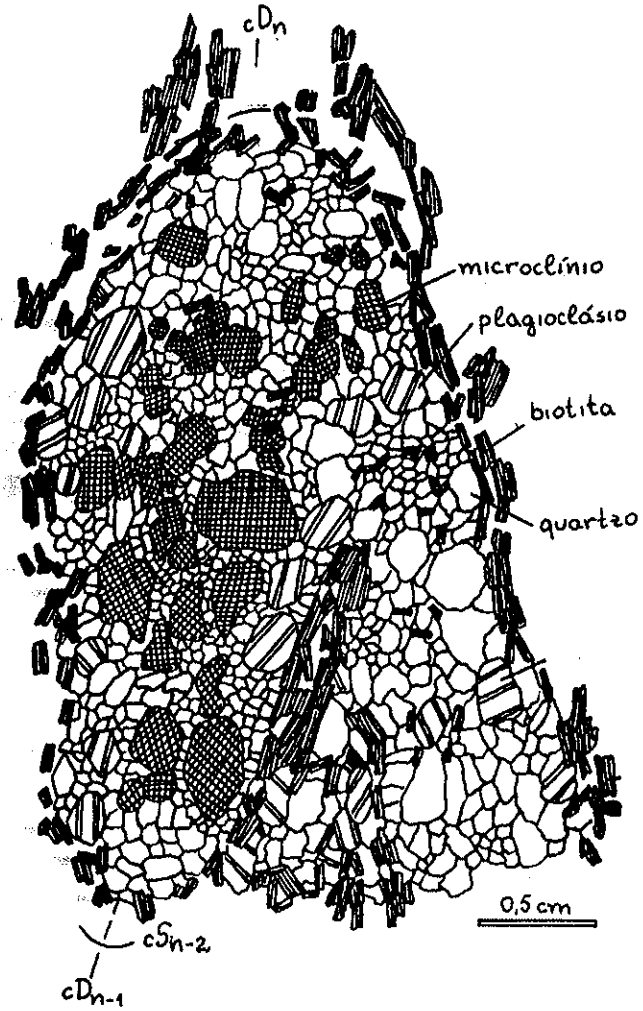


Fig.4.16. Figura de interferência mostrando as fases cF_n, cF_{n-1} e cF_{n-2} em biotita gnaisse laminado do Complexo Costeiro. Ponto PA 48.

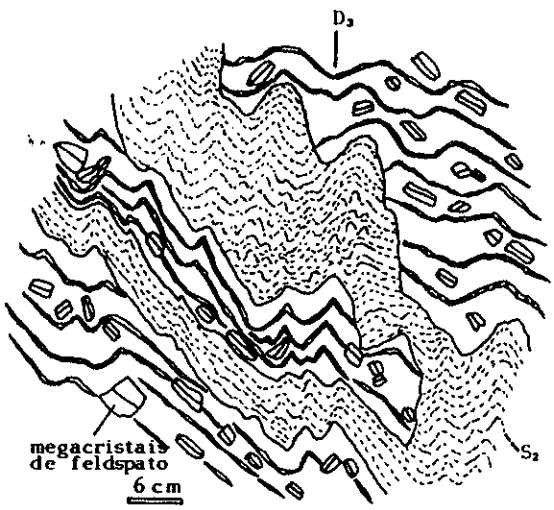


Fig. 4.17. Dobras cD_{n+1} em gnaisses migmatíticos do Complexo Costeiro. Ponto CN 183.

parece mais adequado. Consistem em largas faixas de rochas blastomiloníticas contendo faixas estreitas de milonitos, ultramilonitos e protomilonitos, sugerindo uma evolução complexa.

Na porção oeste da área, une-se à zona de cisalhamento de Cubatão uma outra faixa de rochas miloníticas considerada por Alves (1977) e Hasui *et al.* (1977) como uma continuação da Falha de Taxaquara. No entanto, Coutinho (1972) sugere, para esta última, uma direção NNE na porção oeste da Grande São Paulo, EW na porção central e infletindo para NE a leste de Guarulhos e Itaquaquecetuba. Deste modo a Falha de Taxaquara não se uniria à Falha de Cubatão mais a leste. Isto é mantido pela EMPLASA (1980) e compartilhado por Campos Neto & Basei (1983b). Campos Neto & Basei (1983b) sugerem que esta zona de cisalhamento seja uma continuidade da Falha de Caucaia sob a Bacia de São Paulo. Devido a esta polêmica preferiu-se adotar aqui a denominação de zona de cisalhamento de Guararema utilizada por Alves (1975).

A zona de cisalhamento de Cubatão, segundo Hasui *et al.* (1981), separaria o Complexo Embu do Complexo Costeiro no leste do Estado de São Paulo, unindo-se, aparentemente, ao Lineamento de Além Paraíba. A falha de Cubatão foi descrita em vários trabalhos (Alves 1975, Carneiro *et al.* 1980, Coutinho 1971a, b, Dantas *et al.* 1987 a, b, Teixeira *et al.* 1987, Gimenez *et al.* 1987, Rideg 1974, Sadowski 1974, Silva *et al.* 1979, Silva 1981, Silva & Trompette 1982, Sadowski 1983), como uma faixa de várias centenas de metros, até alguns quilometros de largura, de rochas miloníticas, blastomiloníticas, filoníticas e de cataclasitos com foliação, em geral, subvertical, às vezes dobrada, e com lineações sub-horizontais. Dantas *et al.* (1987) e Sadowski (1974) descrevem áreas restritas onde os mergulhos são baixos para SE (10° a 20°) com migmatitos oftalmíticos cavalgando xistos (Sadowski 1974). Comumente acham-se xistos encaixados na zona de falha. São descritas dobras isoclinais com eixos sub-horizontais e com a foliação blastomilonítica em plano-axial. Na maioria das vezes, segundo os autores supracitados, exibem inflexões, juntas de cisalhamento e feições de empurrão sugerindo movimento dextral. Cortam granitos pós-tectônicos, ao mesmo tempo em que estes parecem se condicionar ao traçado da falha sugerindo várias fases de atividade.

A terminologia aqui adotada para as rochas miloníticas corresponde à de Sibson (1977). Os termos protomilonitos, milonitos e ultramilonitos são utilizados nos casos em que se tem porfiroclastos em uma matriz microcristalina, o que caracteriza claramente que o processo de cominuição dos minerais predomina sobre o seu crescimento, dado por recristalização. Nas rochas gnáissicas, onde os grãos minerais são visíveis a olho nu e, onde se nota uma intensa deformação por processos intracristalinos, a denominação utilizada foi a de blastomilonito. Neste caso é difícil saber se o crescimento dos minerais foi mais importante que a redução do seu tamanho, pois, em geral, não se dispõe de termos não deformados para se efetuar uma comparação.

4.4.1. Zona de cisalhamento Alto da Fartura e ramificações

Esta zona de cisalhamento, abreviadamente denominada de ZCAF, estende-se desde a Rodovia dos Tamoios (SP 99), a sul do Rio Capivari, até a borda norte do Maciço Quebra Cangalha, na área estudada (ANEXO I), como proposto por Cavalcante *et al.* (1979). Segundo Hasui *et al.* (1981) a ZCAF teria continuidade mais a norte, enquanto que a Falha das Canas limitaria o Maciço Quebra Cangalha em sua porção setentrional. Na região a sudeste de Taubaté a ZCAF alcança sua maior espessura chegando a ter entre 2 e 3 km de largura. A norte da zona de cisalhamento observa-se, em fotografias aéreas, uma faixa com intensos lineamentos NE, provavelmente devido à atuação de cisalhamento, que foi comprovado por uma forte foliação blastomilonítica de achatamento na porção sudeste do Maciço Jambeiro.

A ZCAF constitui-se de rochas blastomiloníticas e de rochas miloníticas, protomiloníticas e ultramiloníticas, havendo porções preservadas desta deformação. Em rochas granito-gnáissicas blastomiloníticas a estrutura é plano-linear até linear com estiramento intenso de quartzo e de feldspato, em geral, mergulhando para NE. Observa-se quartzo *ribbon* muito estirado ou achatado, lâminas de concentração de feldspatos em grãos bastante alongados e recuperados ou constituindo agregados recristalizados, e lâminas lenticulares de granulação muito mais fina e recristalizadas.

Nos xistos a foliação blastomilonítica, dada pelo estiramento do quartzo e por recristalização de muscovita fina, rompe um bandamento diferenciado. Imediatamente a norte da ZCAF, a foliação S_2 apresenta mergulhos baixos a moderados, é cortada pela foliação S_3, também de mergulhos moderados, e é afetada por dobras D_4 de planos axiais empinados. Passa-se em uma curta distância (200m aproximadamente) para a ZCAF cuja foliação apresenta mergulhos elevados a moderados (60° a 70°), e onde a S_3 desaparece. Observou-se, também, um granito hololeucocrático invadindo xistos da unidade Rio Una e contendo uma foliação blastomilonítica plano-linear, ou mesmo com uma estrutura linear, atribuível à ZCAF, em posição aproximadamente plano axial a crenulações que afetam a S_2 (Fig.4.18). Estes fatores mostram que a foliação blastomilonítica é claramente posterior à S_2 regional.

O Maciço Quebra Cangalha na sua borda norte também apresenta uma foliação blastomilonítica semelhante à encontrada em gnaisses granitóides.

Milonitos e ultramilonitos ocorrem em faixas decimétricas ou métricas e de atitude concordante com a dos blastomilonitos. No entanto, na porção sul da ZCAF, no perfil de Taubaté a São Luís do Paraitinga e arredores, ocorre uma espessa faixa de milonitos e ultramilonitos de atitude subvertical, de cerca de 1km de largura, que parecem

cortar os blastomilonitos (ANEXO II). Consistem em rochas com forte lineação de estiramento mineral de mergulhos baixos (até 27°) caindo predominantemente para NE, com *ribbons* de quartzo e porfiroclastos milimétricos de feldspato em uma matriz microcristalina. Os xistos ficam com aspecto de filitos constituídos por muscovita, biotita e quartzo muito finos, e contendo esparsos agregados ocelares rotacionados, de granulação mais grossa, de muscovita, opacos e quartzo, além de muscovitas mais grossas aparentando ser porfiroclastos deformados do tipo *mica-fish* (Lister & Snoke 1984 - Fig.4.19).

Estes milonitos e ultramilonitos devem ter sido gerados em níveis crustais mais superficiais e em períodos tardi a pós-F_4 (ANEXO I), pois cortam nitidamente as megadobras D_4. Também se observaram ultramilonitos, segundo o traçado do Rio Capivari, cortando pequenas dobras D_4, e em faixas métricas seccionando o Maciço Quebra Cangalha. Em geral apresentam atitude subvertical e, mais raramente, mergulhos baixos.

Internamente à ZCAF, encontram-se porções menos deformadas e apresentando dobras fechadas, inversas a normais, afetando um bandamento e gerando uma foliação em posição plano-axial, dada pela orientação de minerais micáceos. É possível que se tratem de dobras associadas ao cisalhamento.

Ocorrem localmente, dentro da ZCAF, biotita granitos inequigranulares médios a finos, esbranquiçados (M = 5 a 10%) e foliados intensamente.

A ZCAF, a sudeste de Taubaté, apresenta uma ramificação que foi denominada de Falha de Santa Rita por Hasui *et al.* (1978e). Apesar de não se terem observado diretamente rochas miloníticas, esta zona de cisalhamento é sugerida por fortes fotolineamentos, que coincidem com o contato marcado, aqui, por um forte contraste metamórfico entre a Unidade Rio Una e Redenção da Serra. No entanto, milonitos foram observados próximo ao contato destas unidades, e cortando a Unidade Rio Una. Acredita-se que rochas semelhantes constituam a zona de cisalhamento Santa Rita (ZCSR). Estes milonitos são muito finos, de mergulhos elevados a subverticais, apresentam um forte achatamento de feldspato e algum estiramento de quartzo de caimentos moderados (até 59o para SE ou NE), e cortam as foliações S2 e S3 dos xistos.

4.4.2. Zona de cisalhamento de Cubatão

Esta zona, abreviadamente denominada de ZCC, estende-se desde Paraibuna, passa por São Luís do Paraitinga e vai até Cunha, apresentando uma largura média de 2,5 km. A sul de Redenção da Serra junta-se a ela a zona de cisalhamento de Guararema (ZCG).

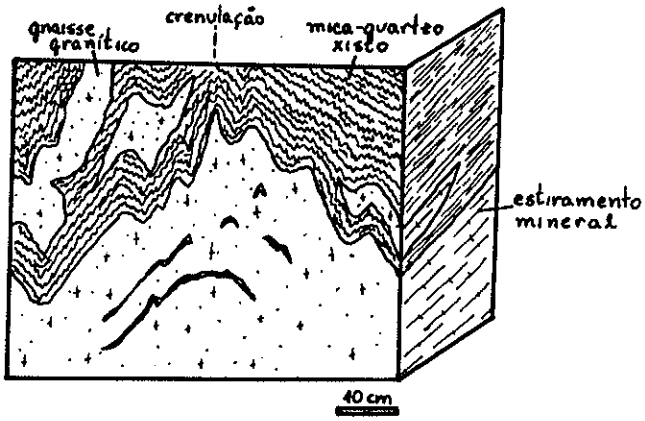


Fig. 4.18. Rocha granítica com foliação blasto-milonítica em posição plano-axial a crenulações que afetam a foliação S_2 de xistos. Ponto TB 21.

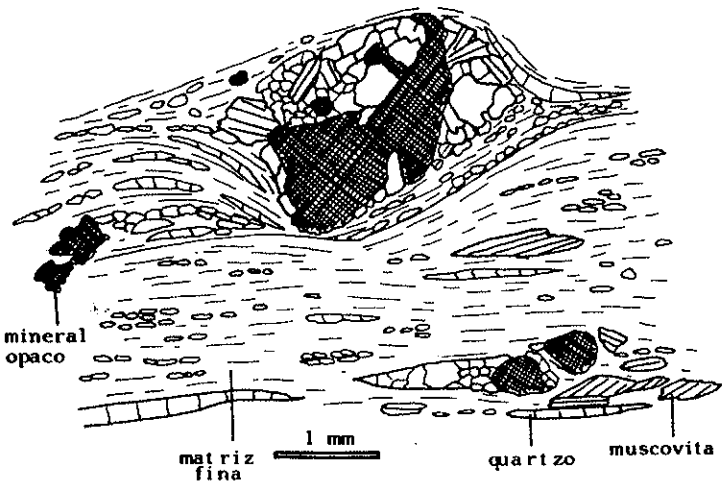


Fig. 4.19. Foliação milonítica da ZCAF em xistos onde se observam agregados rotacionados de granulação mais grossa, e muscovitas do tipo mica-fish. Ponto SI. 282.

A ZCG também é constituída por uma larga faixa de rochas blastomiloníticas com porções preservadas em seu interior, além de apresentar zonas estreitas (métricas a decimétricas) de milonitos e ultramilonitos. Entre esta zona de cisalhamento e a de Cubatão ocorre uma porção, parcialmente preservada da deformação blastomilonítica, de xistos da Unidade Rio Una além de gnaisses tonalíticos.

Em rochas granitóides, a foliação blastomilonítica é semelhante à dos gnaisses granitóides da ZCAF. No corpo mais setentrional dos gnaisses $PMS\gamma gn_4$ (ANEXO I) é muito marcante uma lineação de estiramento sub-horizontal, a foliação blastomilonítica é anastomosada e há indícios de que ela dobra superfícies de foliação já blastomilonítica, parecendo que ambas fazem parte de um processo contínuo, uma vez que não apresentam contraste metamórfico (Fig.4.20). Nos gnaisses graníticos associados à zona de cisalhamento ($PS\gamma_s$) observou-se apenas uma foliação. Em Paraibuna foi observada uma espessa faixa de xistos blastomiloníticos, e a sul de Cunha eles também ocorrem em faixas métricas.

A ZCC foi ativa em períodos posteriores à fase de deformação F_2, pois observou-se que biotita granitos gnáissicos, intrusivos em xistos, cortam a foliação S_2 e apresentam uma foliação blastomilonítica com atitudes próximas às dos planos axiais de crenulações pós-S_2 (Fig.4.21). Além disso, imediatamente a norte da zona de cisalhamento, a fase de deformação F_3 apresenta atuação marcante gerando dobras métricas e crenulações apertadas em xistos, comumente com foliação dada por biotita e muscovita em posição plano-axial, enquanto que, logo a sul, nas porções internas à zona de cisalhamento, as feições de deformação da terceira fase desaparecem. Surgem em seu lugar xistos de granulação mais fina que aqueles de fora da zona de cisalhamento, com foliação subverticalizada (cortando um bandamento diferenciado - S_2) dada por muscovita e biotita finas. Isto sugere que os blastomilonitos sejam sin a tardi-F_3.

A foliação blastomilonítica, em geral, apresenta mergulhos elevados até subverticais. É subconcordante com a foliação regional principal, apresentando direção média de N70E, e contém lineações de estiramento mineral com caimentos baixos (até 33° para SW) até sub-horizontais, e mais raramente apresenta mergulhos elevados (até 70°), mas de direção próxima à da foliação (Fig.4.6). Muito raramente são transversais ao trend. Estas lineações indicam movimentação geral transcorrente durante a geração dos blastomilonitos.

A sul de Redenção da Serra, os mergulhos desta foliação blastomilonítica são baixos (de 40° a 17° para NW), mas as lineações de estiramento, onde medidas, ainda são subconcordantes à direção da foliação (foliação blastomilonítica = N77E/40NW, lineação de estiramento = S85W/2). Estes mergulhos podem ser originais ou produzidos por dobramentos posteriores.

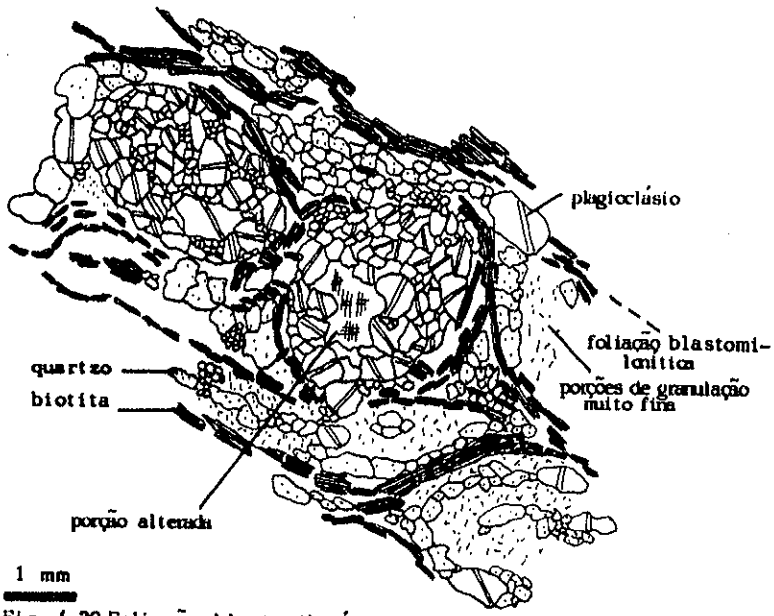


Fig. 4.20. Foliação blastomilonítica da zona de cisalhamento de Guararema em biotita gnaisses tonalíticos. Ponto PA 19

Fig. 4.21. Granito com foliação blastomilonítica subparalela aos planos axiais de crenulações que afetam a foliação S_2 de xistos da Unidade Rio Una. Ponto SL 110.

Raramente observa-se que a foliação blastomilonítica é afetada por dobras decimétricas desde apertadas até abertas e sem foliação em posição plano-axial. Não se sabe se esta foliação é anterior àquela observada nos demais gnaisses graníticos ou se é a mesma que, por se encontrar originalmente com mergulhos mais baixos, pode ser afetada por dobramentos posteriores.

Milonitos, ultramilonitos e protomilonitos formam faixas desde centimétricas até métricas. Também podem apresentar lineações de estiramento de caimentos baixos ou sub-horizontais de direção subparalela à da foliação, que assume mergulhos elevados ou subverticais. Esta foliação pode ser concordante com a dos blastomilonitos, mas às vezes apresenta atitudes próximas a NNE. Estes milonitos cortam o maciço granítico de Redenção da Serra a sul, ocorrendo em uma espessa faixa decamétrica até de centenas de metros. O Maciço Natividade também é cortado por milonitos de foliação subvertical, porém fora do domínio da ZCC. A geração de milonitos e ultramilonitos foi, portanto, posterior à colocação dos maciços granitóides da região.

Porções do interior da ZCC que parecem não ter sido afetadas pela foliação blastomilonítica apresentam várias gerações de crenulação e também algumas dobras métricas, fechadas e sem foliação em posição plano-axial. Estas feições serão melhor descritas no ítem 4.5.4.

4.4.3. Discussão

As rochas blastomiloníticas das zonas de cisalhamento foram produzidas em épocas posteriores à foliação regional S_2, pois colocam em contato unidades com metamorfismo principal (sincrônico às fases F_1 e F_2) contrastante (como se verá adiante) e desenvolvem uma foliação blastomilonítica que corta a S_2. Uma vez que os blastomilonitos destas faixas possuem um metamorfismo compatível com o da fase de deformação F_3 considera-se que estas faixas de cisalhamento sejam em parte sin-cinemáticas à F_3. A disposição subvertical e quase-paralela aos planos axiais de dobras D_4, da foliação das zonas de cisalhamento, não permitiram o desenvolvimento de megadobras desta fase naquelas faixas.

A atuação desta zona de cisalhamento, posteriormente ao metamorfismo regional, é consenso entre os autores que estudaram a região (Hasui *et al.* 1975, Hasui & Sadowski 1976, Carneiro *et al.* 1979 e 1980, Silva & Trompete 1982). Coutinho (1971 a, b, 1972) reconheceu milonitos mais jovens que os blastomilonitos, nas zonas de cisalhamento.

A correlação entre as fases de dobramentos e de crenulações do interior das zonas de cisalhamento com aquelas de fora não foi estabelecida, na medida em que é

possível que se tratem de feições geradas pelo próprio cisalhamento. Uma feição interessante e característica das porções internas da ZCC são eixos de crenulações com caimentos elevados e curvos. Feições semelhantes foram descritas como devidas ao arrasto produzido pelo cisalhamento (Sadowski 1983).

Até o momento, os valores dos rejeitos destas zonas permanece obscuro. Hasui *et al.* (1975) atribuiram um rejeito mínimo de 300 km para a Zona de Transcorrência São Paulo, de deslocamento dextral, tendo em vista a correlação da Série Serra dos Órgãos com os migmatitos Paranapiacaba. Hasui *et al.* (1980), no entanto, preferem não se referir a rejeitos absolutos dizendo apenas que os individuais não devem superar algumas dezenas de metros. Sadowski (1983) admitiu um rejeito mínimo e máximo de 60 e 275 km, respectivamente, para o Lineamento Ribeira-Cubatão-Além Paraíba, considerando que essas três zonas de cisalhamento sejam contínuas. Porém, conclui que desconhece se são realmente contínuas ou se fazem parte de um reticulado com deslocamentos individuais pequenos. Na região estudada nota-se que o Maciço Quebra Cangalha, bem como o Complexo Rio Capivari, ocorrem continuamente de ambos os lados da ZCAF (ANEXO I), o que sugere um rejeito pequeno.

A ZCC é tida como um limite importante que separaria o Complexo Embu do Complexo Costeiro. Na área estudada, no entanto, verificou-se que a Unidade Rio Paraibuna, que apresenta afinidades litológicas, estruturais e metamórficas com a Unidade Redenção da Serra, ocorre tanto a norte quanto a sul da ZCC. Deste modo, o limite entre os complexos mencionados parece situar-se a sul do Maciço Natividade, entre a Unidade Rio Paraibuna e os gnaisses microporfiróides do Complexo Costeiro.

A ocorrência de rochas supracrustais de menor grau metamórfico limitadas pelas zonas de cisalhamento, o condicionamento de corpos graníticos pelas mesmas, e a presença de estrutura linear em algumas ocorrências de rochas blastomiloníticas, sugerem a atuação de um regime transtensional pelo menos em alguns períodos de seu desenvolvimento.

As rochas blastomiloníticas e miloníticas, da porção norte da ZCG e ZCC, apresentam lineações de estiramento com mergulho baixo e preferencial para SW (Fig. 4.6). Isto, associado ao encaixamento, para sul, de rochas metamórficas de mais baixo grau (Unidade Rio Una), é compatível com movimentação dextral e oblíqua para aquela porção da ZCC. No limite sul da ZCC, não existe uma tendência nítida dos caimentos das lineações de estiramento, além de se ter menos dados a esse respeito.

As lineações de estiramento sub-horizontais ou com mergulhos baixos, indicam que a ZCAF é transcorrente oblíqua. Os caimentos, preferencialmente para nordeste, das lineações de estiramento, junto com a ocorrência de metassedimentos de

mais baixo grau metamórfico a norte da mesma, na região a sudeste de Taubaté, sugere, também, uma movimentação dextral para a zona de cisalhamento Alto da Fartura.

A presença, ainda que restrita, de porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados, e de muscovita do tipo *mica-fish*, indica a atuação de cisalhamento não-coaxial, pelo menos em parte das zonas de cisalhamento. Sadowski (1983) considera que cisalhamento puro (gerador de estruturas de achatamento por compressão transversal à zona de cisalhamento) e cisalhamento simples se superpuseram na geração dos cinturões de cisalhamento.

4.5. Domínios estruturais

Em termos de comportamento estrutural, a área é subdivisível em dois grandes agrupamentos de domínios homogêneos (Turner & Weiss 1963) denominados de A (domínios 1 a 7) e B (domínios 8 a 12- Fig.4.22). Na maior parte dos domínios determinaram-se as áreas de isofrequência para a S_2, em diagramas Schmidt-Lambert, e lançaram-se as medidas dos outros elementos estruturais. No agrupamento A distinguiu-se a atuação da fase F_4, e no B, a atuação das fases F_3 e $F_3.F_2$ (efeitos de F_3 e F_2 somados). Observa-se que a foliação principal S_2 apresenta direção geral NE, assim como as foliações, planos axiais e eixos das fases F_3 e F_4. Os domínios internos às zonas de cisalhamento serão tratados em separado.

4.5.1. Agrupamento A

Este agrupamento abrange os domínios 1 a 7. Estes domínios representam zonas de charneira de grandes dobras D_4, onde os elementos estruturais da fase F_4 (dobras, lineações) ocorrem com maior frequência. A distribuição da S_2 e,secundariamente, da S_3 em guirlandas contínuas, assumindo principalmente mergulhos baixos, indica que as dobras D_4 são abertas. Isto é confirmado pelo estilo visto em afloramentos. Seus planos axiais PA_4 apresentam mergulhos elevados para NW (Fig.E.2, E.4), para SE (Fig.E.6a) ou então para NW ou SE (Fig.E.1, E.3), evidenciando uma distribuição geral em leque . Os eixos B_4 mergulham, em média, 20° para NW. Subordinadamente caem para SE (Fig.E.2a, E.6). A sua direção varia entre N80E (Fig.E.4) e N28E (Fig.E.2b), sendo em média de N40-50E. As guirlandas de S_2 e S_3, segundo círculos máximos, são nítidas, caracterizando, em alguns domínios, dobras D_4 subcilíndricas (Ramsay & Huber 1987- Fig.E.1a, E.2a, E.3), e cilíndricas nos pontos JA 1 (Fig.E.1b) e TB 20 (Fig.E.2b).

Nos domínios 4 e 7 (Fig.E.4, E.7) é muito acentuada a fuga de S_2 e S_3 destas guirlandas, verificando-se afloramentos onde foliações se distribuem segundo círculos

máximos com eixo NW construído (Fig.E.4b). Isto, aliado a medidas de eixos de corrugação de espaçamento centimétrico, medidas em locais próximos, e que coincidem, aproximadamente, com aquele eixo construído, sugerem a atuação da quinta fase F_5 como responsável pela dispersão.

Os eixos da quinta fase estão próximos a NW, ESE e N46W para os domínios 7, 4, e 1, respectivamente (Fig.E.7, E.4, E.1). Eles apresentam mergulhos bastante variáveis muito provavelmente porque atuaram já em superfícies não paralelas e com mergulhos moderados a altos (produzidos pelas fases anteriores). No domínio 1 foi medida uma clivagem de fratura de atitude N16W/84SW atríbuída à fase F_5 por ser coerente com os círculos máximos de dispersão (Fig.E.1). A oscilação dos mergulhos de B_4 para NE e SW (Fig.E.2a, E.6a) também pode ter sido produzida por esta fase. No domínio 6a (Fig.E.6a), por exemplo, observa-se uma forte dispersão de B_4, que pode, no entanto, também ser explicada pela atuação da fase F_4 sobre superfícies anteriores, com mergulho médio a elevado devido à atuação da fase F_3.

Pelas figuras de interferência em laço entre D_3 e D_4 deduz-se que as fases F_3 e F_4 são homoaxiais, e isto é confirmado pelas medidas tomadas. No entanto, no domínio 4 (Fig.E.4a) as lineações da terceira fase apresentam rumos muito variáveis, possivelmente por apresentarem atitudes originais distintas, uma vez que redobramentos coaxiais provocam uma dispersão pequena dos eixos das fases anteriores.

No domínio 6a a foliação principal é a S_3, resgatando-se mais restritamente a S_2 (Fig.E.6a). Nota-se, também, que aqui as dobras D_4 parecem ser normais com planos axiais de mergulhos elevados principalmente para SE. Pode-se pensar, também, que as dobras D_4, aqui, são apertadas, no entanto, a concentração de S_2 e S_3, principalmente em dois extremos, pode ser devida sobretudo a atuação da fase F_3 com a foliação S_3 distribuindo-se em leque. O estilo de D_3, correspondente a dobras apertadas com charneiras pouco desenvolvidas, é perfeitamente visualizável no subdomínio 6b (Fig.E.6b).

No domínio 3 há uma leve tendência da S_2 mergulhar com mais frequência para SE e um pouco para NW e, no domínio 4, uma forte tendência de mergulhar para NE e NW (Fig.E.3, E.4a). Isto reflete um grande sinforme assimétrico, com eixo mergulhando para NE, e com o flanco norte truncado pela zona de cisalhamento Alto da Fartura (ANEXO I).

4.5.2. Agrupamento B

É constituído pelos domínios 8 a 13 que representam as áreas de flanco de D_4 e por isso deixam mais evidentes os efeitos produzidos pela fase de dobramentos F_3. Os

eixos das dobras D_3 apresentam direção média de N65E mergulhando em torno de 15° para NE ou para SW.

Dentro deste agrupamento, os domínios 8, 9 e 10 comportam-se de modo muito semelhante, com a S_2 e a S_3 mergulhando quase sempre para NW, e com poucos elementos estruturais relacionados à fase F_4 (Fig.E.8, E.9, E.10). No domínio 9 (Fig.E.9) esta fase apresenta influência mais marcante e, no domínio 8 (Fig.E.8), ocorrem estruturas da F_4 em afloramento, sem formar outras maiores. Aqueles domínios mostram que a fase F_3 gerou dobras apertadas, ou fechadas, e inversas e de charneiras pouco desenvolvidas, com planos axiais e foliação S_3 próximos às atitudes de S_2. A quinta fase teve seus eixos NNW medidos apenas no domínio 10 (Fig.E.10), no entanto, a grande dispersão de S_2, possivelmente devido à atuação da F_5, é muito bem visualizável em todos os domínios (Fig.E.8 a E.13).

No domínio 11 as superfícies S_2, S_3 e PA_3 mergulham quase sempre para SE (Fig.E.11a). Do mesmo modo, neste domínio, evidenciam-se dobras D_3 apertadas e inversas, com planos-axiais de mergulhos elevados. A medição de uma superfície dobrada D_3 mostra a relação entre os eixos das dobras e um círculo máximo (Fig.E.11b), no entanto a fuga de S_2 deste círculo também é acentuada. As dobras D_3, neste domínio, são inversas com caimento (Fleuty 1964, apud Hobbs *et al.* 1976), dado o alto mergulho dos eixos B_3. Os valores de caimento destes variam bastante devido à superposição de fases posteriores ou por serem dobras originalmente de eixos curvos.

No domínio 12, os planos axiais PA_3 e a foliação S_3, mergulham preferencialmente para SE, e os eixos B_3 apresentam valores em torno de S72W/12, evidenciando dobras inversas a normais e apertadas.

A dispersão da S_2 observada no domínio 13 é produzida por uma inflexão de ENE para NNE (Fig.E.13a), que se reflete no encurvamento dos contatos geológicos (ANEXO II). Esta inflexão pode estar relacionada à fase F_5. A medição de uma superfície dobrada D_3, do domínio 13, (Fig.E.13b) mostra o caráter subcilíndrico (Ramsay & Huber 1987) do dobramento D_3 com eixos B_3 ao redor de N36E/20.

Nos domínios 12 e 13 a dispersão da Le_2 (que coincide com os eixos B_2) é mais acentuada (Fig.E.12, E.13a).

Deve-se observar que no domínio 11 as lineações de estiramento Le_3 apresentam caimento oblíquo à direção da foliação S_2 e S_3, (Fig.E.11.a).

4.5.3. Domínio da zona de cisalhamento Alto da Fartura

Dentro do domínio da ZCAF (Fig.E.14) observa-se que os mergulhos das foliações, miloníticas ou não, são muito mais acentuados que dos domínios adjacentes, 2 e 3, tendendo a apresentar atitudes próximas a dos planos axiais PA_4. Observam-se lineações de estiramento com caimento para N50E, e dobras assimétricas e inversas com eixos ao redor de N35E e S35W, estando bastante próximos da atitude média dos eixos B_4 e B_3 dos domínios estruturais adjacentes. Isto sugere um processo simultâneo gerador das dobras e dos milonitos e blastomilonitos, admitindo um achatamento perpendicular ao plano axial das dobras e um cisalhamento paralelo à foliação milonítica com atitudes médias de N50E/75NW.

4.5.4. Domínio da zona de cisalhamento de Cubatão

No interior da ZCC, no domínio 15c observou-se a superposição de três gerações de crenulação (Fig. E.15c), todas apresentando atitudes muito variáveis.

A crenulação mais antiga Cr_1 apresenta eixos de atitudes predominantes ao redor de N52E/45 e S80W/62, e mais raramente para NNW e SSE com caimentos médios; às vezes eles são curvos e podem ter sido produzidos pela atuação do cisalhamento. As crenulações Cr_1 são apertadas e, quando mais intensificadas, podem desenvolver uma foliação plano-axial (Scr_1) dada pela reorientação de micas. Esta foliação distribui-se, grosso modo, segundo círculos máximos que, juntamente com dobramentos abertos observados, sugere que ela tenha sido dobrada subcilindricamente.

As crenulações Cr_2 são abertas e apresentam atitudes em torno de N36E/29 e S26W/37. Em alguns locais observa-se claramente que elas afetam as crenulações Cr_1. Seus eixos são subparalelos aos das dobras abertas que afetam a S_2 e a Scr_1. As crenulações Cr_3 são mais espaçadas e suaves e caem em geral para S70W. Nos domínios 15a e 15b observou-se uma crenulação apertada às vezes com eixos curvos, denominada de Cr_1, com caimentos de N50E/50 a N80W/50, e que chega a desenvolver uma foliação em plano-axial dada por micas. A crenulação Cr_2 ocorre mais localizadamente e é mais aberta, apresentando atitudes de N67E a S80W, caindo, em média, 60°. A foliação milonítica apresenta atitudes ao redor de N65E/70NW, da qual se aproximam as foliações S_2 e Scr_1.

As lineações de estiramento dos blastomilonitos e milonitos apresentam caimento, em geral, para S60W a S80W mergulhando ao redor de 20° (Fig. E.15).

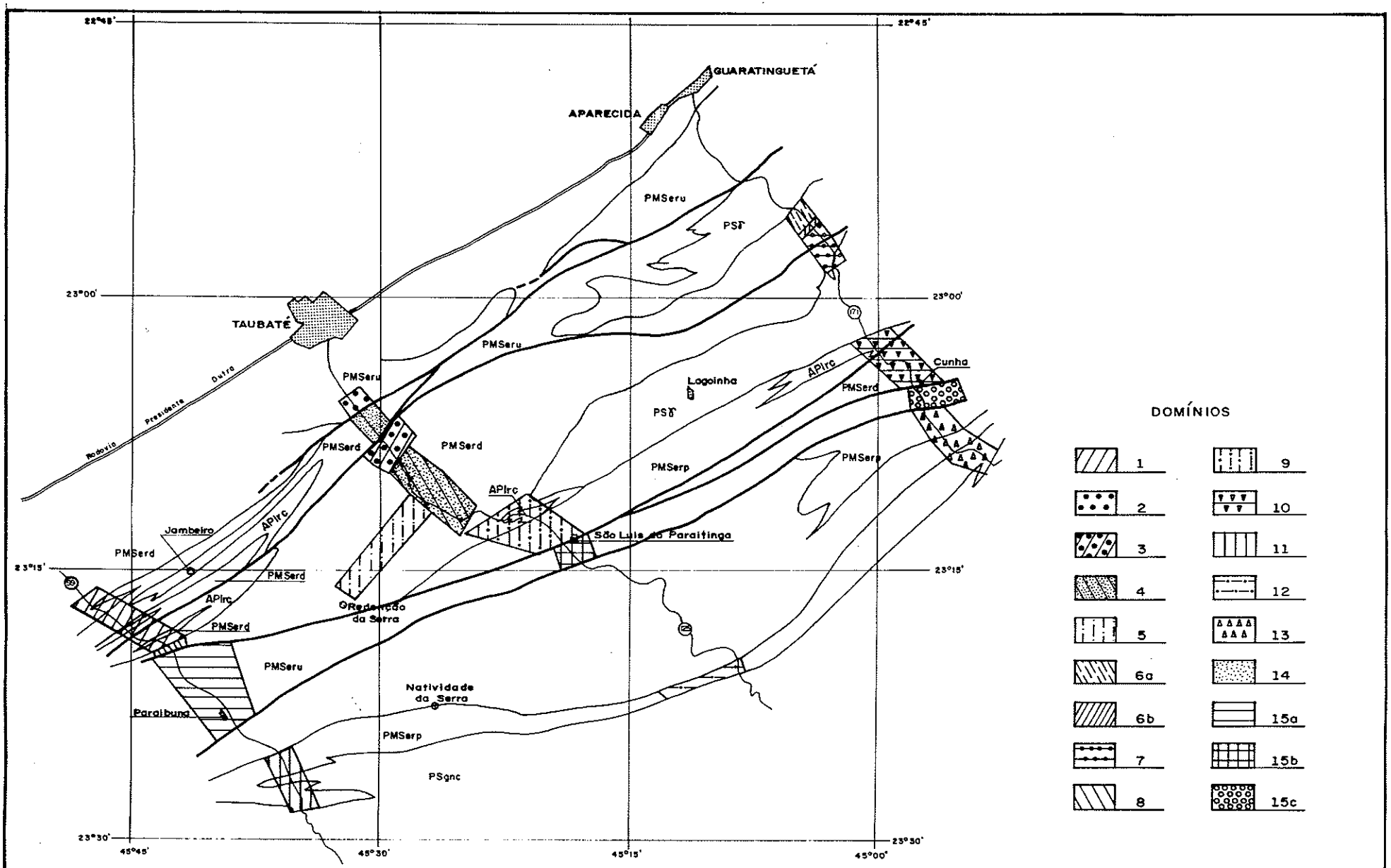


Figura 4.22 – MAPA DE DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Legenda dos estereogramas dos domínios estruturais

	Fase	Foliação (S)	Eixo (B)	Plano-axial (PA)	LINEAÇÃO	
					Intersecção (Li) e corrugação	Estiramento (Le) e mineral (Lm)
DOMÍNIOS 11 A 13	2	●	↑	■		Le ↑ Lm (biotita) ↑
	3	○	♀	♎	♀	♀
	4		↑	△	↑	
	5		✳	✳		
DOMÍNIOS 14 E 15	2	●				↑
	Cr_1	☆	↑	△		
	Cr_2		↑	▲		
	Cr_3		⚲	□		
	Foliação milonítica/blastomilonítica				Lineação de estiramento	

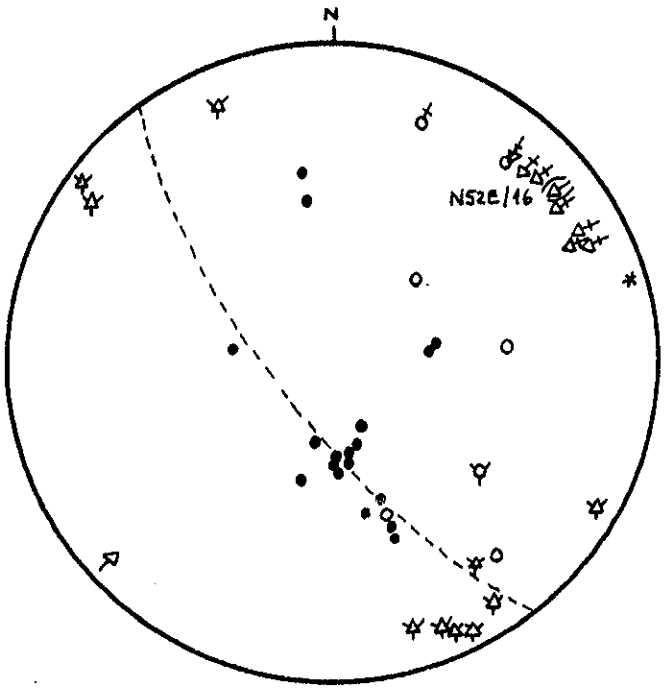


Fig. E.1b. Dominio 1b Ponto JA 1

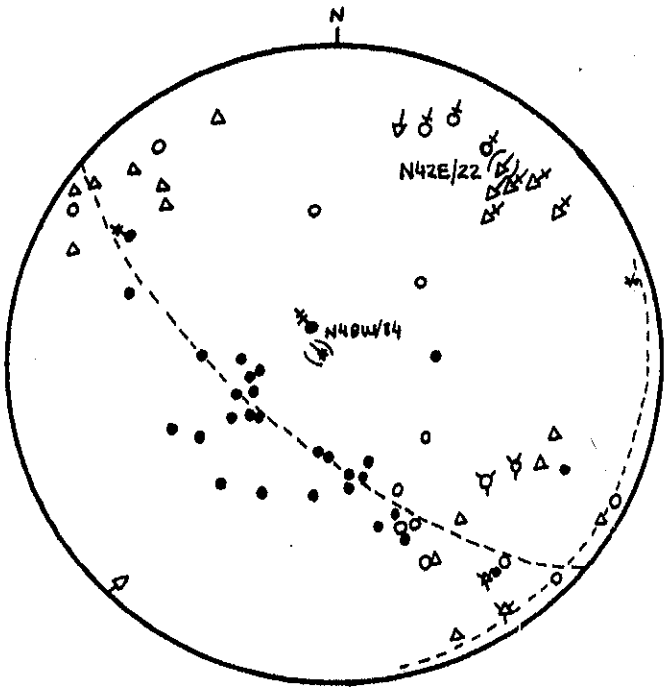


Fig. E.1a. Domínio 1a

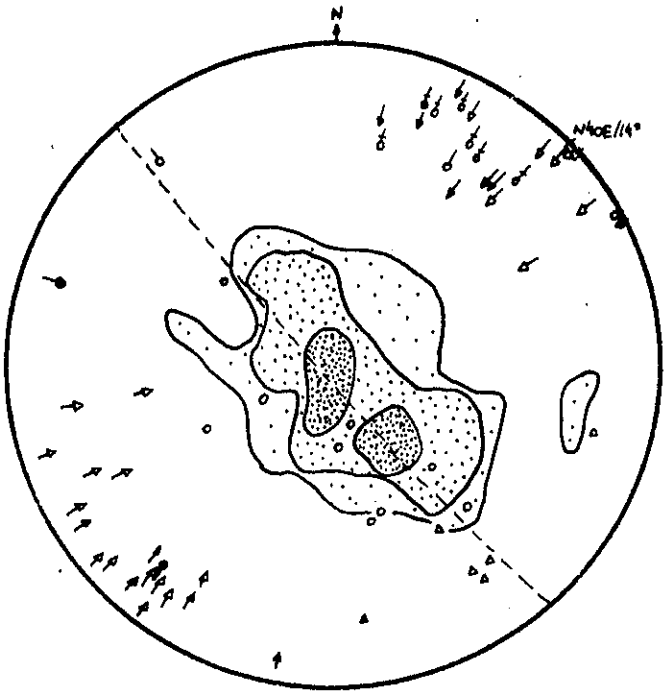


Fig. E.2a. Domínio 2a 38 pontos

8,1% 4,4% 2,8%

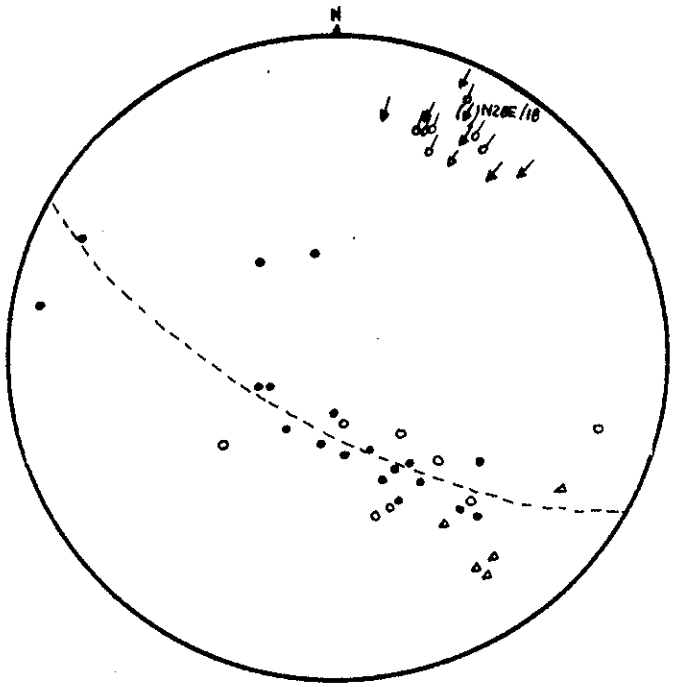


Fig. E.2b. Domínio 2b Ponto TB 20

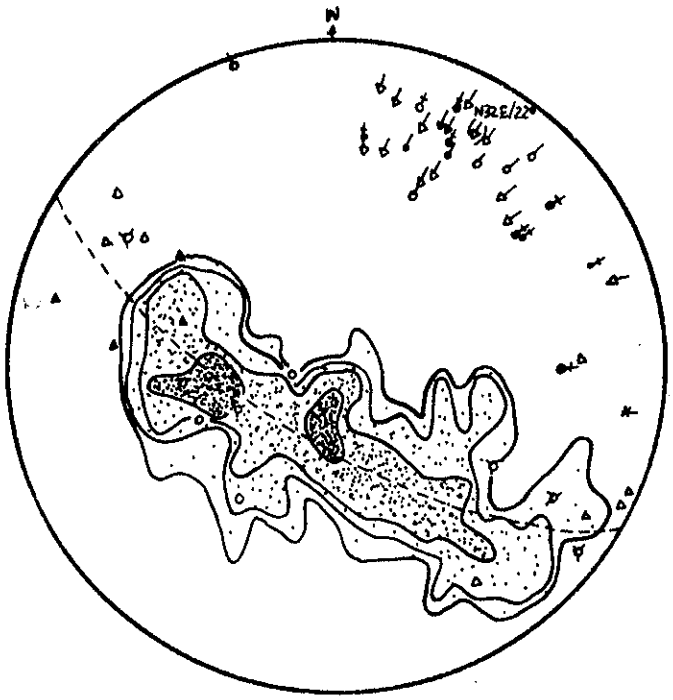


Fig. E.3. Domínio 3 124 pontos

7,3% 4,8% 2,8% 1,6%

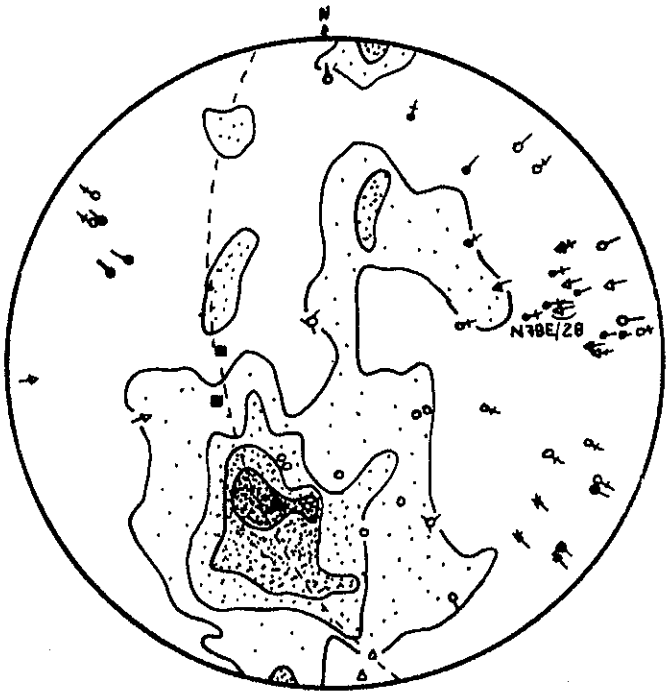


Fig.E.4a. Domínio 4a 175 pontos

6,9% 5,1% 3,4% 1,7%

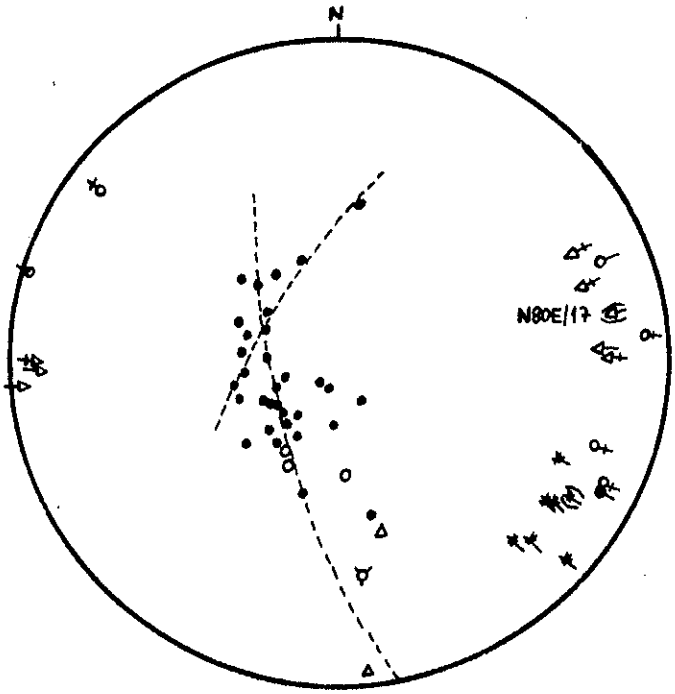


Fig.E.4b. Domínio 4b Ponto SL 59

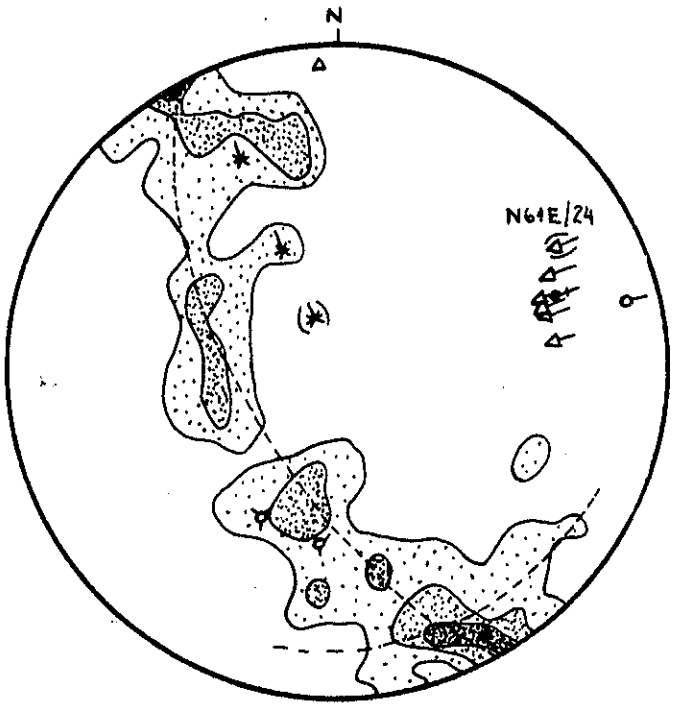


Fig.E.5. Domínio 5 96 pontos

7,3% 4,5% 2,6%

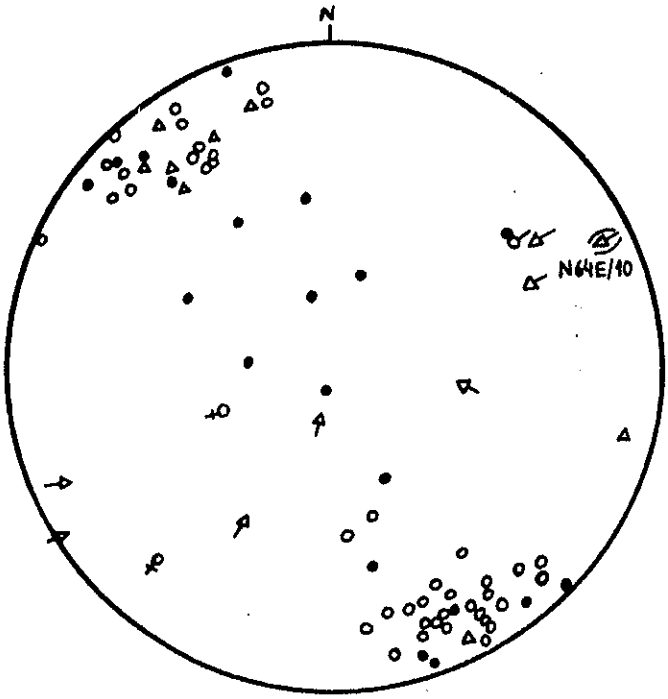


Fig. E.6a. Domínio 6a

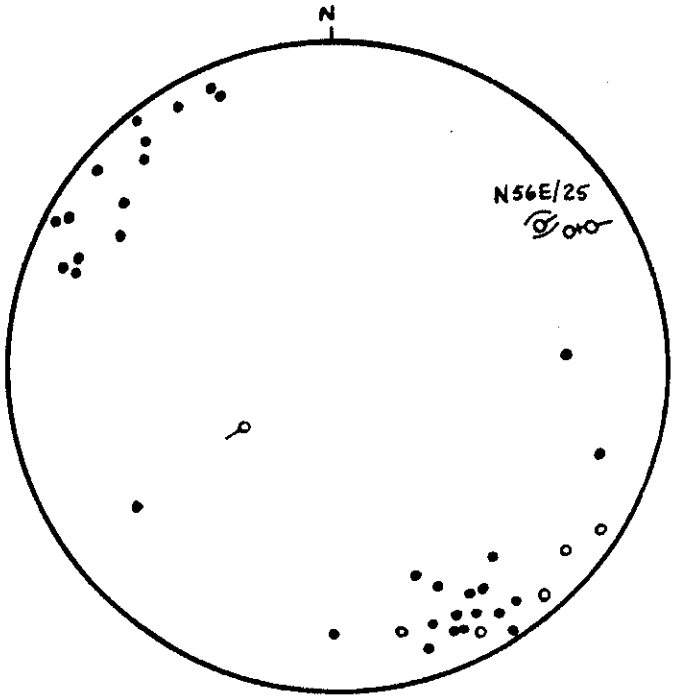


Fig. E.6b. Domínio 6b

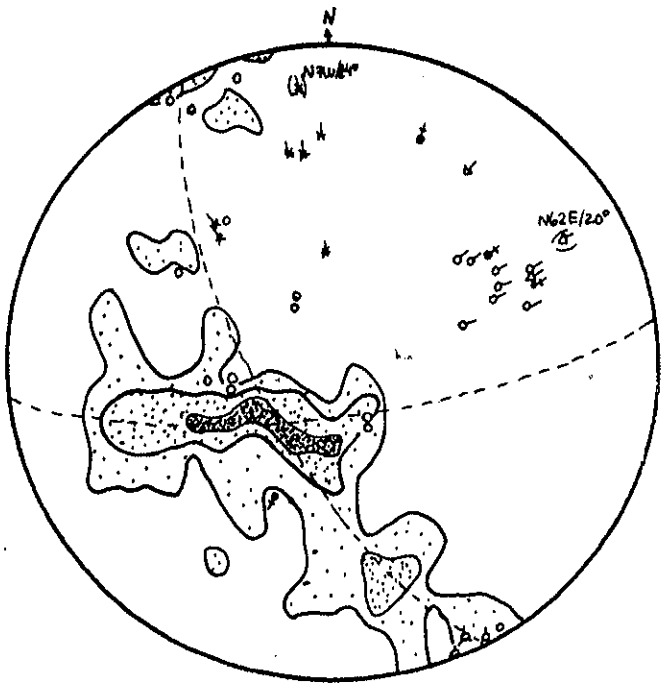


Fig. E.7. Domínio 7 80 pontos

8,1% 5,6% 3,1%

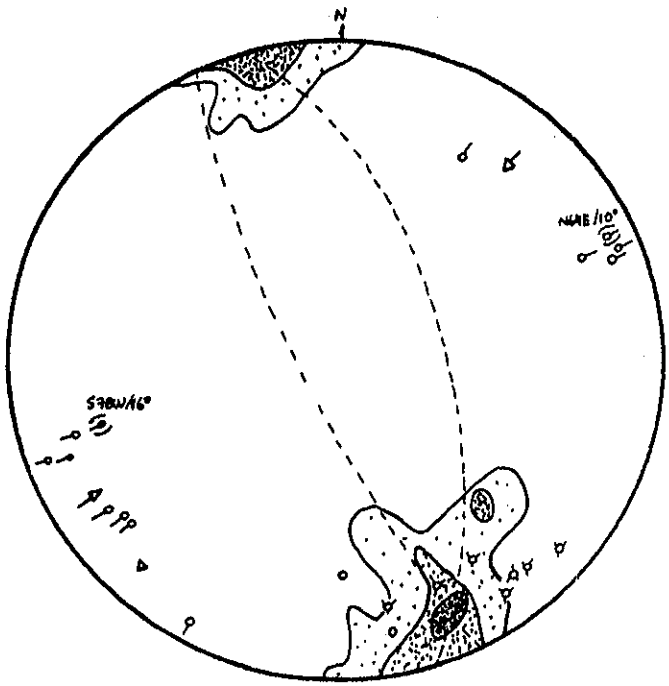


Fig. E.8. Domínio 8 38 pontos

21,1% 13,2% 6,6%

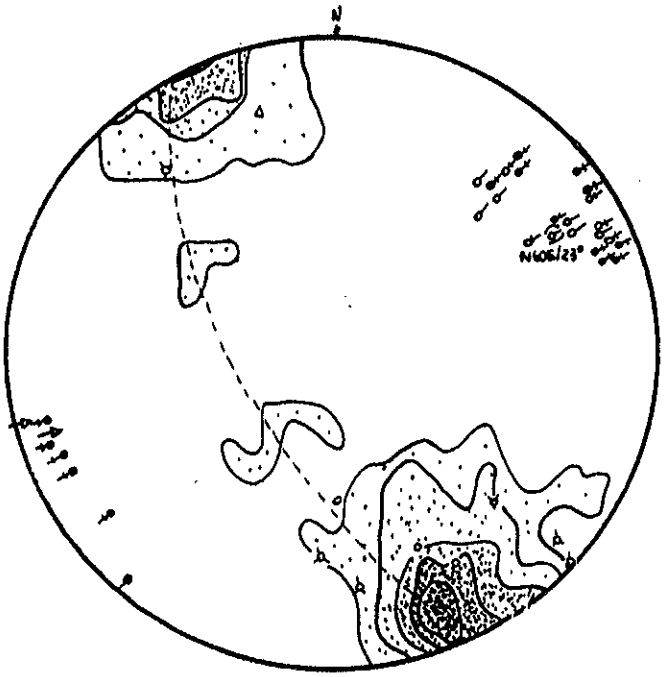


Fig.E.9. Domínio 9 149 pontos

15,8% 11,7% 8,1% 4,7% 2,0%

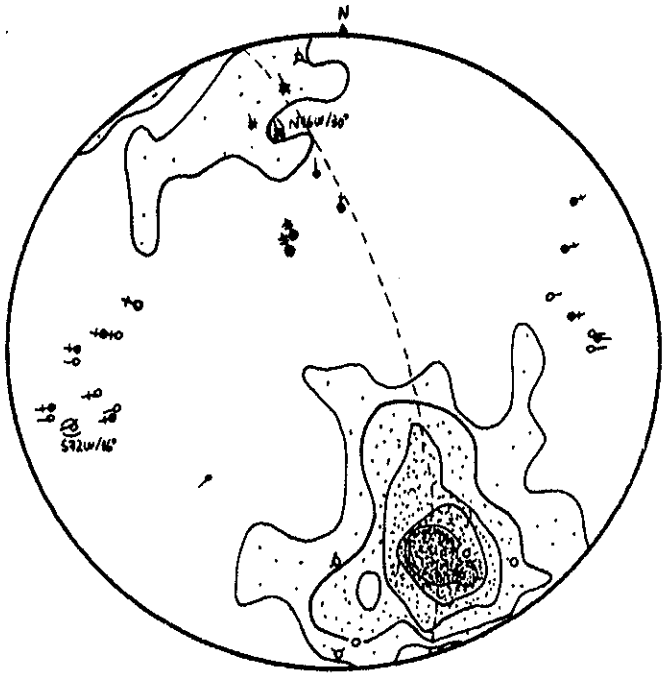


Fig.E.10. Domínio 10 111 pontos

18,0% 13,5% 9,0% 5,0% 1,8%

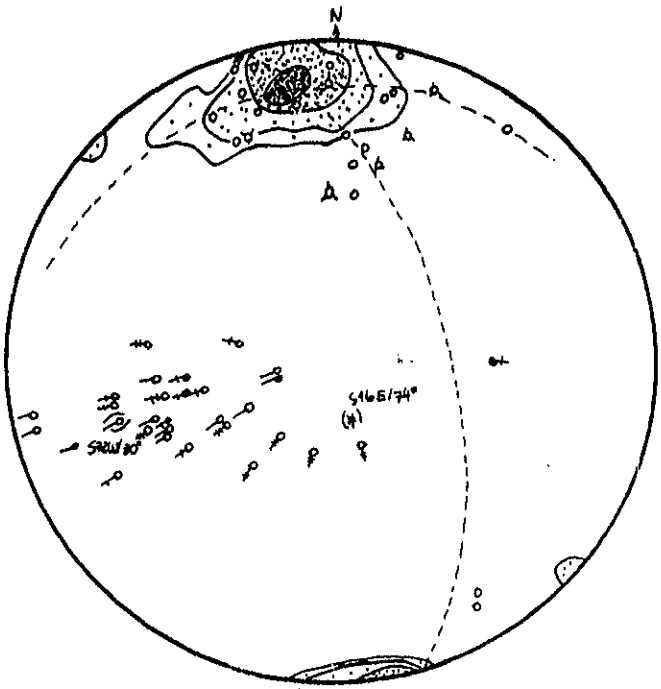


Fig.E.11a. Domínio 11a 41 pontos

30,5% 20,7% 12,2% 6,1%

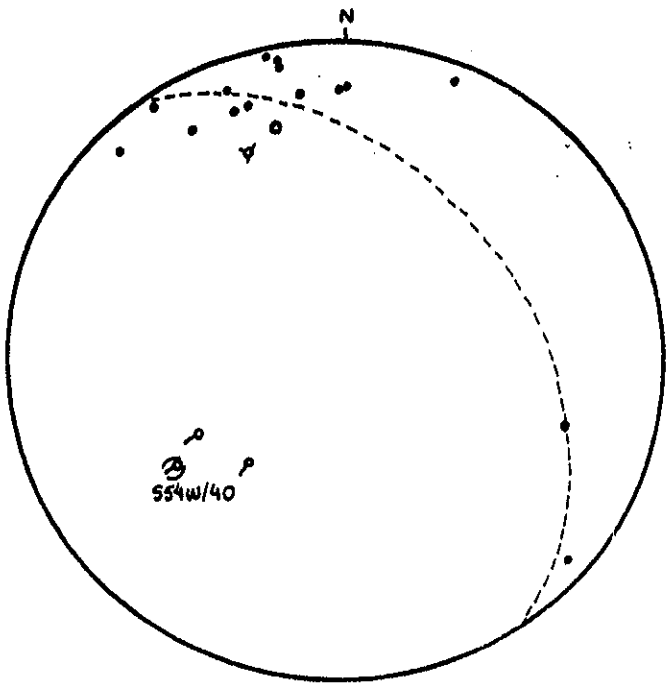


Fig.E.11b. Domínio 11b. Ponto PA 40

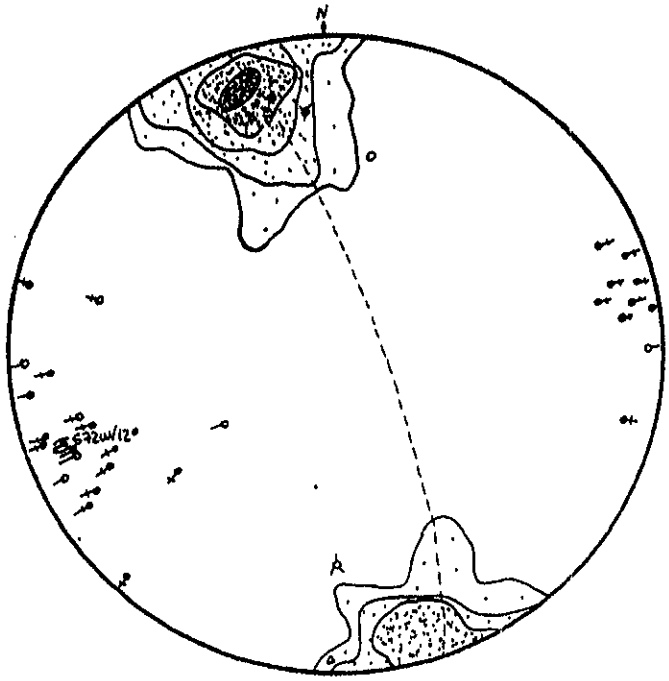


Fig.E.12. Domínio 12 113 pontos

24,3% 17,3% 10,6% 6,7% 2,7%

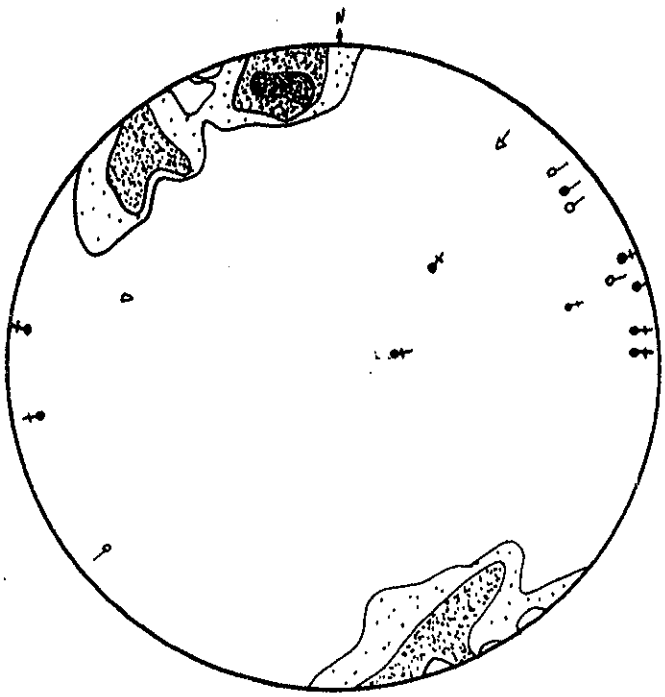


Fig.E.13a. Domínio 13a 55 pontos

13,6% 8,2% 4,5%

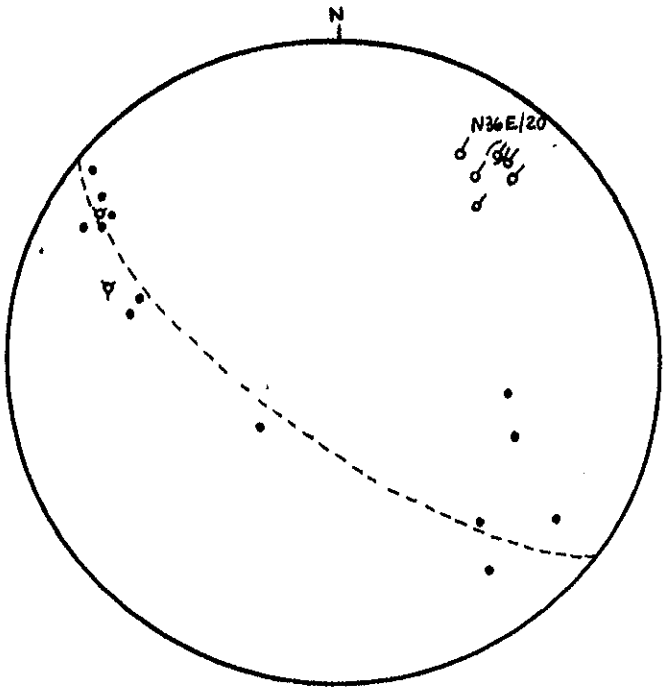


Fig.E.13b. Domínio 13b Ponto C 178

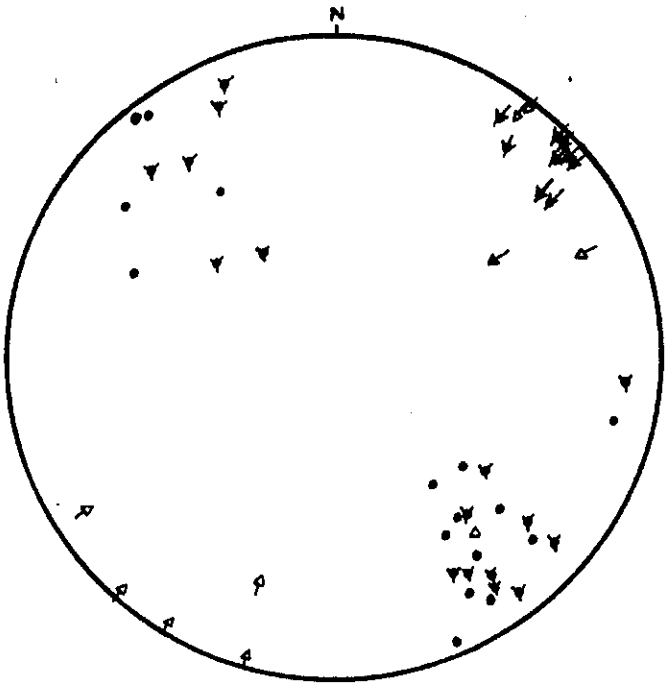


Fig.E.14. Domínio 14

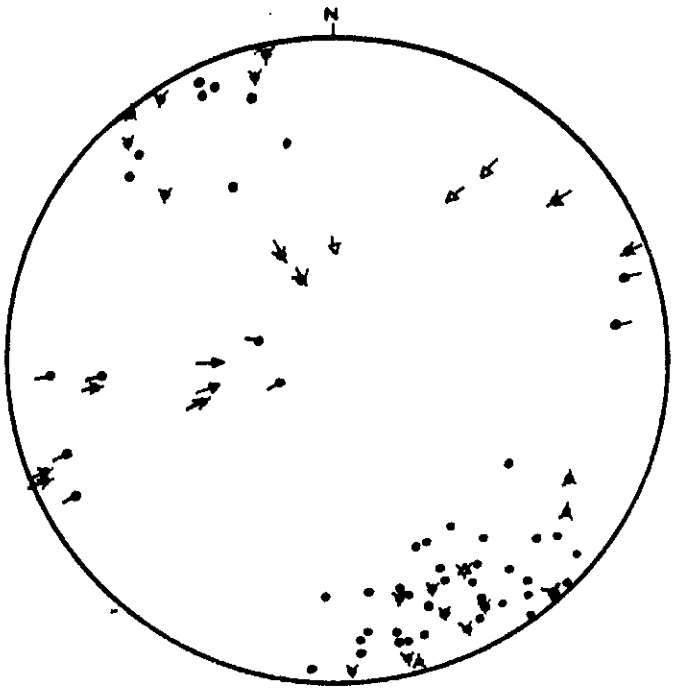


Fig.E.15a. Domínio 15a

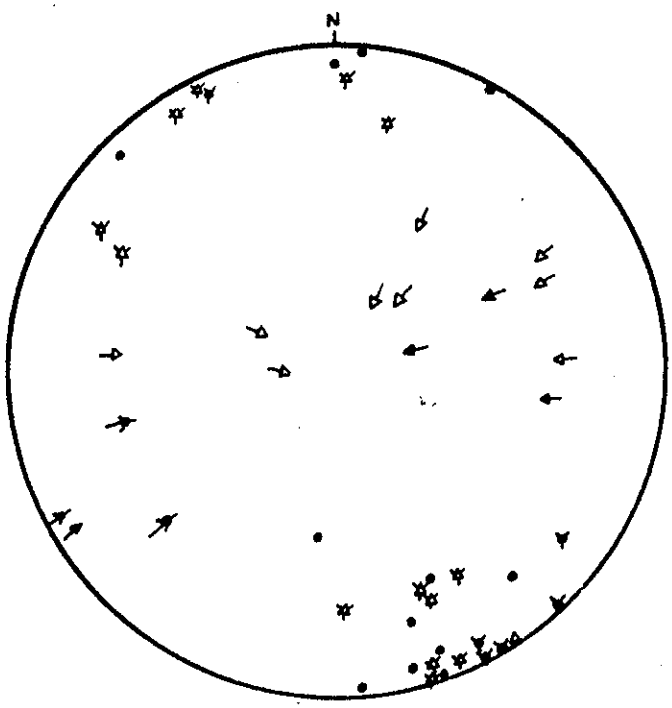


Fig.E.15b. Domínio 15b

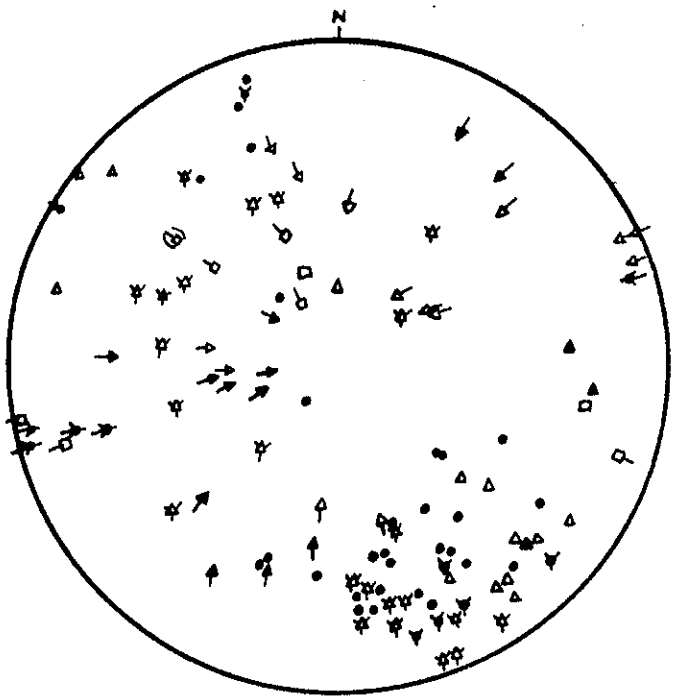


Fig.E.15c Domínio 15c

5. MICROTECTÔNICA E METAMORFISMO

5.1. Microtectônica do Complexo Embu

Nos xistos e gnaisses peraluminosos, nos quais a superposição das várias foliações metamórficas é melhor registrada, foi possível estabelecer, com base em Trouw (1985), as relações microtectônicas, ou seja, a cronologia da cristalização dos minerais metamórficos em relação às fases de deformação. Neste ítem será descrita a associação mineral principal e as associações superpostas, relacionáveis às fases de deformação F_3 e F_4. As zonas de cisalhamento serão tratadas em separado, já que em seu interior não se consegue relacionar com segurança a sua foliação principal com aquela das porções externas.

5.1.1 Associação mineral principal

O metamorfismo principal, ou o mais intenso da área, se deu em um período de tempo que se estende desde uma época pretérita à fase de deformação F_2, provavelmente contemporânea à F_1, até épocas sincrônicas à fase F_2.

As associações minerais observadas indicam grau metamórfico consistentemente mais baixo na Unidade Rio Una, com biotita + muscovita + granada e ocasional sillimanita. Em contraste, nas unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, o metamorfismo principal se situa, sistematicamente desde a porção superior do grau médio até o início do grau forte de Winkler (1976). Aparecem, nestas unidades, sillimanita $\pm$ muscovita $\pm$ feldspato potássico e leucossomas graníticos são comuns, ou mesmo abundantes (Fig. 5.10).

Algumas evidências texturais indicam que para todas as unidades do Complexo Embu, a *sillimanita* é pré- a sin-S_2. As feições que levam a esta conclusão são: sillimanita afetada por uma crenulação muito fechada que em parte evoluiu para a geração de arcos poligonais por recuperação e recristalização (Fig.4.2); e sillimanita recristalizando-se em parte em posição plano-axial às microdobras da fase F_2 (Fig.5.1).

Para a *granada* observaram-se porfiroblastos alongados e contendo inclusões de quartzo com uma orientação discordante da foliação S_2 e contornados por ela (Fig.4.5, 5.2). Isto evidencia que a granada cristalizou em períodos pretéritos à F_2, sendo

possivelmente sin-F_1. O seu alongamento paralelamente à S_2 sugere que houve recristalização parcial sin-tectônica à deformação F_2. No entanto, há evidências de desestabilização da granada em épocas tardi-F_2 (ver adiante). Observaram-se granadas dobradas pela fase F_3, evidenciando que são pretéritas à mesma.

O plagioclásio, a biotita e a muscovita são tanto pré como sin-S_2, pois desenham microdobras D_2 (Fig.4.3) e recristalizam-se segundo a foliação S_2.

O *feldspato potássico*, presente em gnaisses peraluminosos das unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, forma cristais alongados segundo a foliação S_2, sendo envolvido parcialmente, ou substituído totalmente, por simplectitas de muscovita com quartzo que não obedecem uma orientação preferencial (Fig.5.3). O alongamento do feldspato potássico paralelamente à S_2 sugere que o mesmo tenha se cristalizado sincronicamente à F_2, mas não se pode descartar a possibilidade dele ter tido uma fase de cristalização anterior. O crescimento aleatório da muscovita, de retrometamorfismo do feldspato potássico, ou a tendência dela se orientar paralelamente à S_3, quando esta foliação está presente, mostra que ela é posterior à fase de deformação F_2.

Observou-se, nas unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, *sillimanita intercrescida com biotita* e, subordinadamente, quartzo, todos de granulação mais fina, em *agregados lenticulares* alongados segundo a S_2 (Fig.5.2, 5.4). Estes agregados podem se distribuir no prolongamento de cristais de granada, observando-se, ainda, sillimanita prismática, biotita $\pm$ quartzo $\pm$ plagioclásio, de granulação fina e desenvolvidos incipientemente ao redor de granada ou nas suas concavidades, sugerindo que correspondam a pseudomorfos de granada (Fig. 5.2). A sillimanita e a biotita destes agregados apresentam uma tendência de se orientar paralelamente à S_2, no entanto, também se observou alguma aleatoriedade dos minerais dentro dos agregados, sugerindo que a sua geração seja sin a tardi-F_2 (Fig. 5.2). Na figura 5.5 nota-se, inclusive, que a orientação das sillimanitas segue o formato original das granadas. Por outro lado, nas proximidades do contato com o Complexo Costeiro observou-se, em xistos quartzosos, que aqueles agregados, além de conterem biotita e sillimanita completamente paralelas à foliação principal, fortemente blastomilonítica, também se apresentam boudinadas e retrometamorfizadas para muscovita, em geral paralela à foliação principal (Fig.5.5). Isto sugere que esta foliação blastomilonítica tenha sido posterior à deformação F_2 do Complexo Embu. Este aspecto será retomado no item 6.2, onde se discutirão as relações entre os complexos Embu e Costeiro.

Na Unidade Rio Una é encontrada associação semelhante com a sillimanita, da variedade fibrolita, sendo acompanhada por biotita, quartzo e pequena quantidade de opacos, em uma reentrância de um cristal de granada (Fig. 4.5).

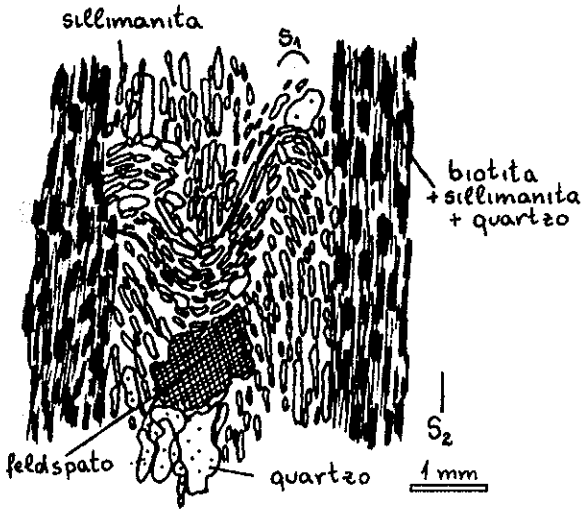


Fig.5.1. Sillimanitas desenhando microcharneiras D_2 e recristalizando-se segundo seu plano axial. Ponto UB 191.

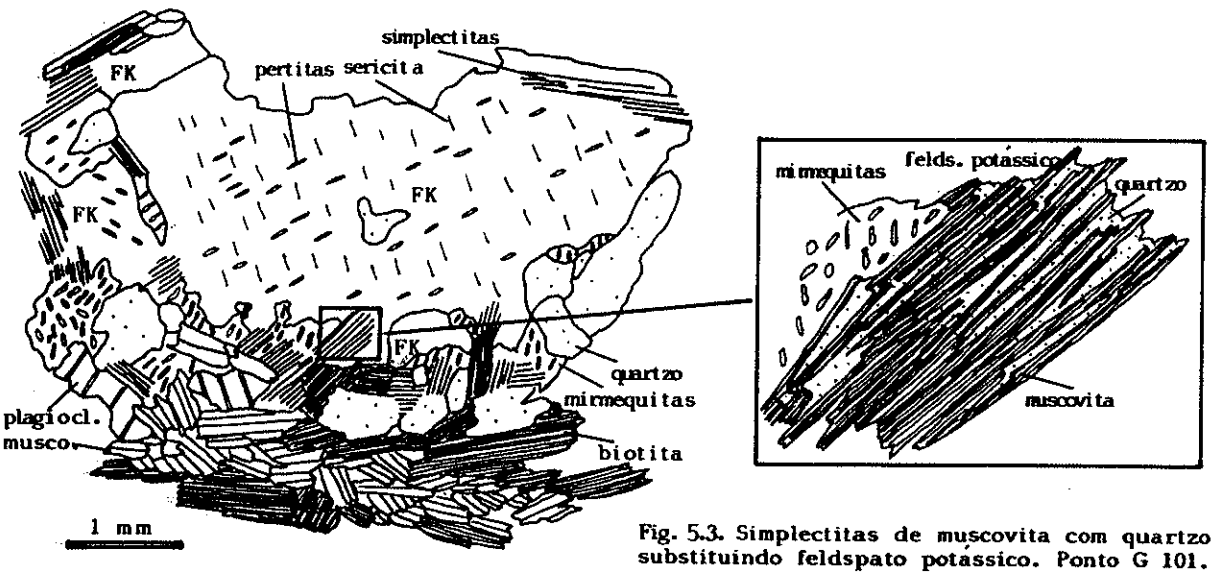


Fig. 5.3. Simplectitas de muscovita com quartzo substituindo feldspato potássico. Ponto G 101.

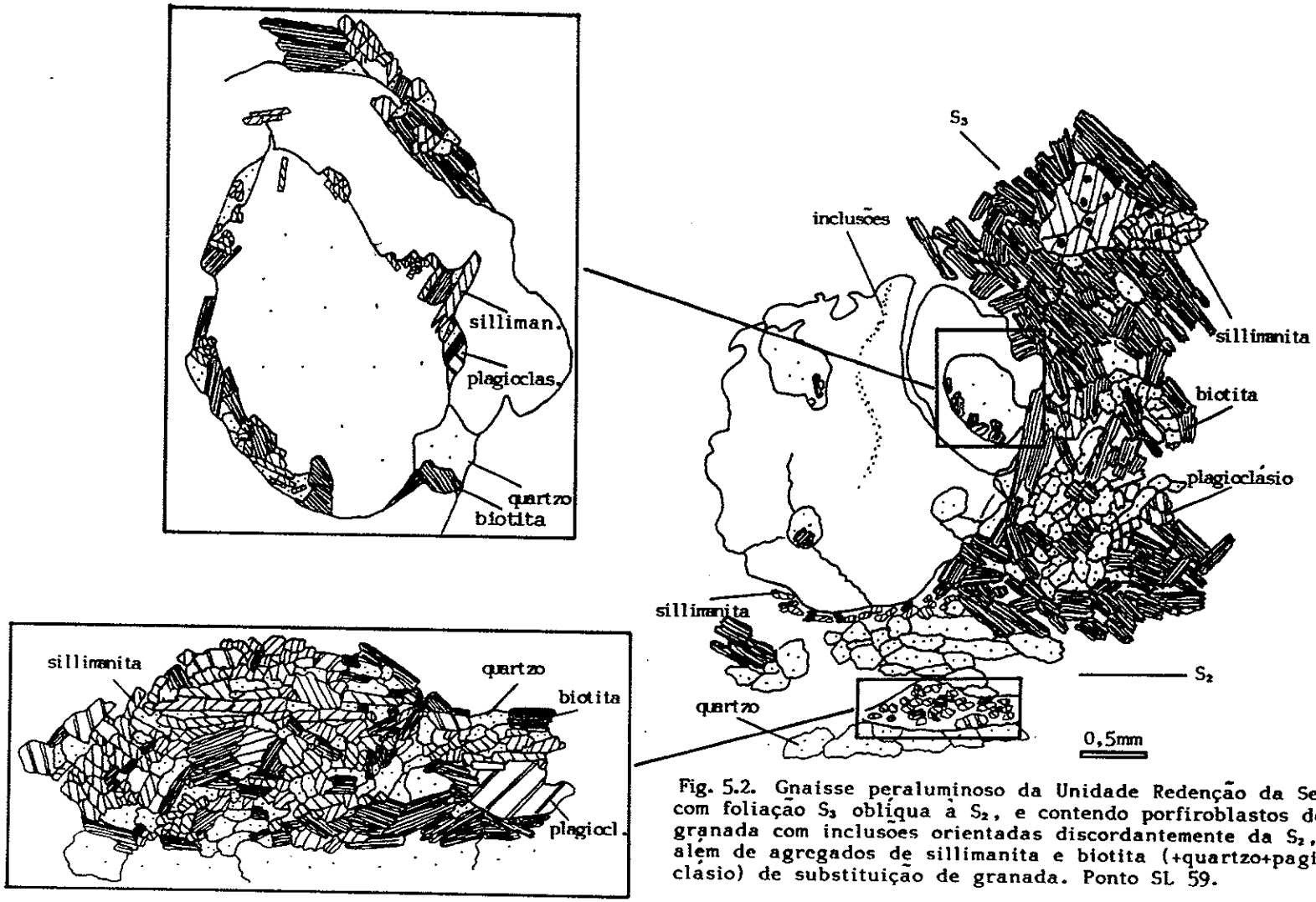


Fig. 5.2. Gnaisse peraluminoso da Unidade Redenção da Serra com foliação S_3 oblíqua à S_2, e contendo porfiroblastos de granada com inclusões orientadas discordantemente da S_2, além de agregados de sillimanita e biotita (+quartzo+pagioclásio) de substituição de granada. Ponto SL 59.

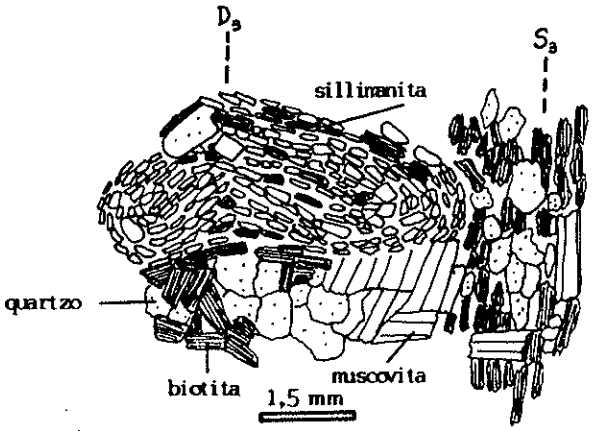


Fig. 5.4. Agregados de sillimanita e biotita afetados pelas microdobras D_3. Ponto SL 194.

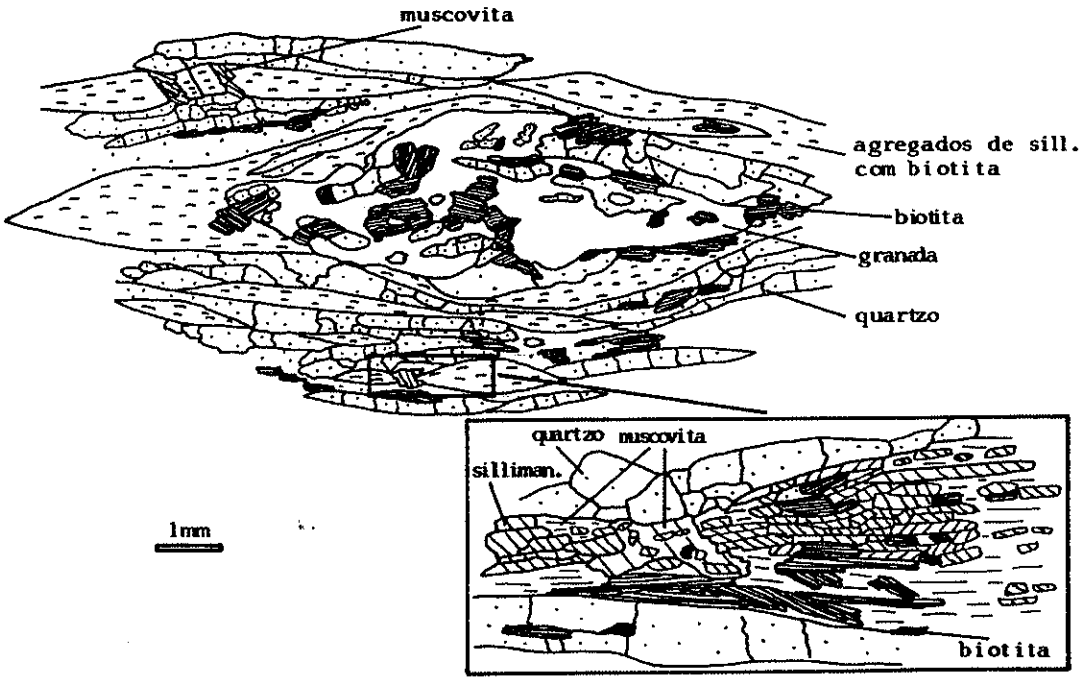


Fig. 5.5. Agregados de sillimanita e biotita boudinados e retrometamorfizados para muscovita sin-foliação blastomilonítica. Ponto PAJB 82.

Os agregados mencionados são claramente dobrados pela fase de deformação F_3, o que os situa, pelo menos, em épocas pretéritas à mesma (Fig.5.4).

5.1.2. Minerais metamórficos sin F_3

Concomitantemente à foliação S_3 cristalizaram-se, principalmente, muscovita e, subordinadamente, biotita, que em geral, se dispõem oblíquamente à S_2 (Fig.4.7, 4.8). Em xistos de granulação fina na Unidade Rio Una (perfil de Guaratinguetá), a S_3 chega a ser a foliação principal, recristalizando biotita e muscovita e formando um bandamento diferenciado, incipiente, oblíquo àquele que é paralelo à S_2 (Fig.4.7); ou isolando a S_2 em *microlithons* lenticulares.

A sul da cidade de Paraibuna, na Unidade Rio Paraibuna, nas adjacências do Maciço Natividade, observaram-se algumas faixas de transposição da foliação S_2, paralelas ao plano axial de dobras D_3 desenvolvendo uma foliação dada por biotita fina e, subordinadamente, muscovita (ver capítulo anterior). Observaram-se, também, granadas ovais com sombras de pressão muito desenvolvidas, provavelmente pretéritas à foliação das faixas de transposição (Fig.5.6).

As crenulações da fase F_3 apresentam as seguintes feições: dobram e produzem arcos poligonais de biotita e muscovita; recristalizam, pelo menos em parte, muscovita e, mais raramente, biotita, em posição plano-axial; microcrenulam os agregados de sillimanita com biotita e quartzo (Fig.5.4); e dobram granadas alongadas.

O retrometamorfismo da sillimanita e do feldspato potássico para muscovita deu-se, em grande parte, durante a terceira fase de deformação, pois observam-se muscovitas destas reações retrometamórficas orientando-se subparalelamente à foliação S_3, quando esta se faz presente na rocha. Ocasionalmente, observa-se muscovita, às vezes em cristais grandes, envolvendo agregados de sillimanita e biotita afetados por microdobras D_3, e orientada plano-axialmente a estas microdobras (Fig.5.4).

5.1.3. Minerais metamórficos sin-F_4

A fase F_4 em geral não gera foliação metamórfica. Esta pode aparecer localmente em zonas de charneira mais fechadas, onde se notam, a olho nu, biotitas reorientadas no plano axial. Na Unidade Rio Una observou-se, poucas vezes, uma foliação muito tênue e esparsa, associada a crenulações da fase F_4, dada por sericita, cortando as crenulações da terceira fase.

5.1.4. Zonas de cisalhamento

Nos blastomilonitos (sin a tardi-F_3, ver ítem 4.6), das zonas de cisalhamento observou-se recristalização de feldspatos (microclínio e plagioclásio em gnaisses granitóides), biotita, muscovita e quartzo. Nos milonitos e ultramilonitos (tardi a pós-F_4, ítem 4.6) foram recristalizados quartzo e micas (sericita e biotita ?)extremamente finas (Fig.4.19).

Há evidências que indicam que os minerais cristalizados anteriormente à foliação blastomilonítica, em xistos da Unidade Rio Una, correspondam a granada, estaurolita, sillimanita, biotita, muscovita e quartzo. Isto é sugerido pelas seguintes feições: biotita e muscovita, de granulação mais grossa, e granadas desenhando charneiras fechadas com a foliação dada por muscovita e biotita finas em posição plano-axial (Fig.5.7); granadas contornadas pela foliação milonítica, e apresentando sombras de pressão; sillimanita em nódulos esparsos parcial ou totalmente substituídos por muscovita contemporânea à foliação blastomilonítica; sillimanita desenhando microdobras com a foliação blastomilonítica em posição plano-axial; granada com retrometamorfismo para biotita e quartzo sincrônico à foliação blastomilonítica (Fig.5.8); e estaurolita rotacionada, contornada pela mesma foliação e contendo inclusões de opacos e quartzo orientados discordantemente (Fig.5.8).

A associação mineral sin-foliação blastomilonítica evidencia um metamorfismo compatível com a F_3 do Complexo Embu. A associação mineral anterior (sillimanita, granada, estaurolita, biotita, muscovita) é compatível com a S_2.

5.2. Metamorfismo

5.2.1. Metamorfismo do Complexo Embu

Na *Unidade Rio Una* observam-se paragêneses indicativas do grau médio de Winkler (1976) e nas zonas da sillimanita, estaurolita e granada e, possivelmente, da biotita (Fig. 5.10).

Na *faixa da Unidade Rio Una* que ocorre a **sul de** *Taubaté* e de *Guaratinguetá*, o metamorfismo é mais intenso para oeste e noroeste, ou seja, a norte da ZCAF (na SP 125 e nos perfis (d) e (g) - Fig. 3.1 - e a norte do Maciço Quebra Cangalha), onde ocorre sillimanita prismática segundo a foliação S_2, ou como inclusões dentro de muscovita; e granada, ainda que rara, em porfiroblastos (Fig.5.10). As paragêneses, aqui, sugerem metamorfismo na zona da sillimanita. Observaram-se também bandas de leucossomas

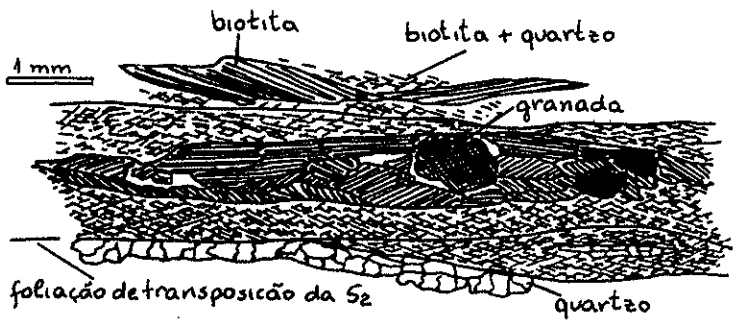


Fig.5.6. Faixas de transposição posteriores à foliação S_2 . Ponto PA 88.

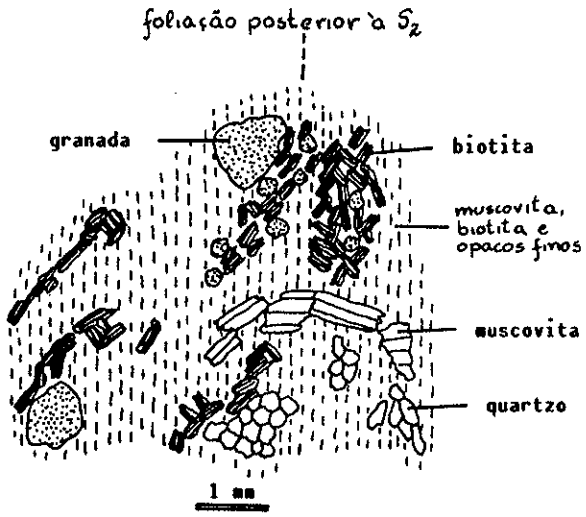


Fig. 5.7. Microdobras presentes na Zona de cisalha-de Cubatão desenhadas por biotita, muscovita e granada. Ponto PAJB 49.

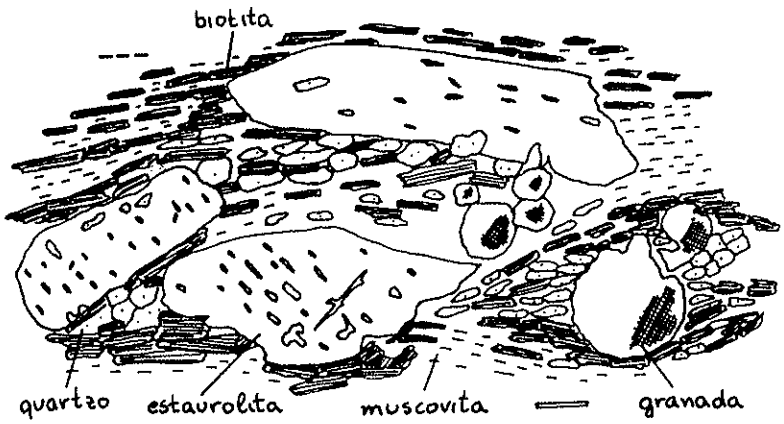


Fig.5.8. Granada e estaurolita pretéritas à foliação blastomilonítica da ZCC dada por muscovita, biotita e quartzo finos. Ponto PAJB 44.

quartzo-feldspáticos na porção mais setentrional da unidade; e, mais para sul, leucossomas lenticulares com alguns centímetros de comprimento e constituídos por quartzo, feldspato (provavelmente plagioclásio) e turmalina. Também ocorre a substituição de granada por biotita, fibrolita e opacos (Fig.4.5).

Yardley (1977) descreveu um intercrescimento complexo de biotita e fibrolita substituindo granada, onde há uma forte tendência da sillimanita crescer sobre a biotita que substitui a granada. As condições de equilíbrio teriam sido ultrapassadas somente o mínimo requerido para o início da nucleação da sillimanita, que seria formada pela seguinte reação:

granada + muscovita = sillimanita + biotita + quartzo....(1)

(Thompson 1976, 1982)

Esta seria controlada pelo suprimento de calor às rochas dentro de um metamorfismo progressivo. As texturas (pseudomorfos de granada substituídos por fibrolita e biotita) indicariam uma substituição a volume constante.

A sudeste da ZCAF ainda na faixa norte da Unidade Rio Una, várias evidências indicam um grau metamórfico mais baixo: sillimanita está ausente; há diminuição da granulação da rocha; a granada é menor e mais escassa ou não ocorre; desaparecem as bandas descontínuas quartzo-feldspáticas intercaladas nos xistos, e aparecem lentes quartzosas de espessura milimétrica, com turmalina e feldspato subordinado, ou lentes milimétricas de quartzo recristalizado. Estas últimas devem ter sido formadas através do processo de dissolução por pressão. As paragêneses observadas podem ser verificadas na figura 5.10 e sugerem que a porção da Unidade Rio Una, situada a sul da ZCAF, se localiza na zona da biotita ou na zona da granada.

Na *faixa sul da Unidade Rio Una*, em grande parte delimitada pela zona de cisalhamento de Cubatão, a presença de sillimanita é muito localizada (Fig.5.10), em geral, restringindo-se às porções próximas ao limite noroeste da faixa. Ela ocorre em pequenos e esparsos agregados lenticulares de prismas de sillimanita, podendo estar rodeados por fibrolita em meio a lâminas descontínuas de quartzo com muscovita subordinada. A sillimanita também forma cristais aciculares isolados inclusos em muscovita. No perfil de Paraibuna e no perfil de Cunha, as paragêneses sugerem que se está na zona da sillimanita (Fig.5.10). Nos arredores da cidade de Paraibuna, observou-se um xisto com estaurolita e granada pré-foliação blastomilonítica da ZCC, situando o metamorfismo, pretérito à zona de cisalhamento, na zona da estaurolita e em temperaturas menores que nos xistos imediatamente a sul da ZCG e a sul de Cunha (Fig.5.10), onde ocorre sillimanita. Alves (1975) identificou cianita em xistos que dão continuidade à Unidade Rio Una (ver ítem

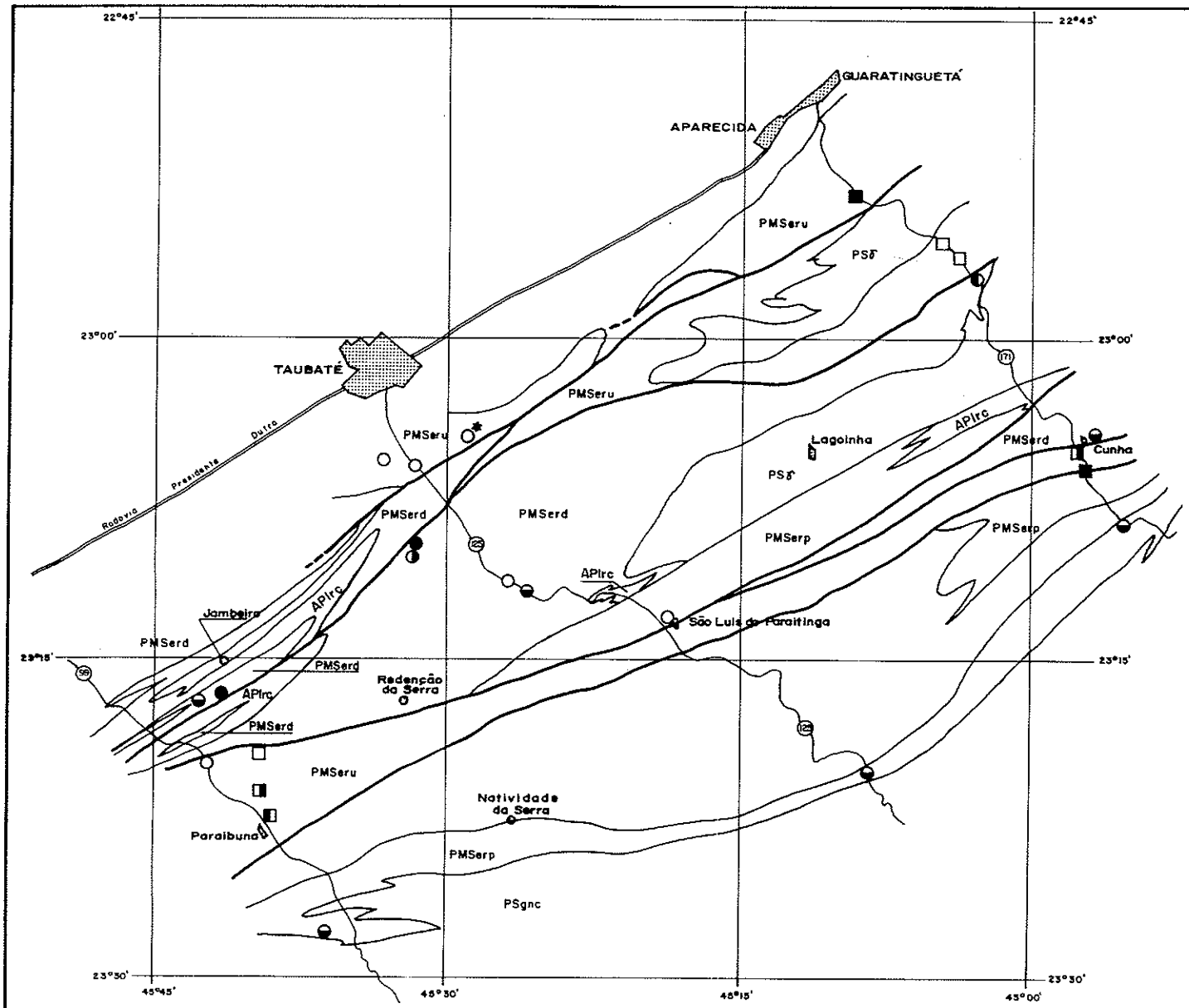
3.2.3) que, junto com os minerais mencionados, caracteriza um metamorfismo do tipo Barroviano.

Tracy & Robinson (1984) descrevem um zoneamento metamórfico nas rochas pelíticas de Massachussets Central cujas paragêneses foram identificadas nas unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna. Os autores acreditam que os migmatitos estromáticos (com bandas hololeucocráticas, constituídas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, e acompanhadas por orlas escuras de restitos) foram gerados por fusão *in situ* acima da isógrada da sillimanita-feldspato potássico e, mais comumente, na parte inferior da zona sillimanita-feldspato potássico. Estes migmatitos ocorrem, aproximadamente, entre as isotermas de 650 e 700°C. Tracy & Robinson (1984) consideram, ainda, que as bandas compostas por plagioclásio e quartzo presentes em rochas metamórficas de mais baixo grau, provavelmente originaram-se por processos de transferência de massa e não por fusão *in situ.*

Na área aqui estudada, observa-se em muitos locais a presença de bandas concordantes graníticas, milimétricas a decimétricas, hololeucocráticas, às vezes com granada ou muscovita e com alguma biotita, intercalando-se com bandas xistosas, dando à rocha aspecto de migmatito estromático. Onde foi realizada petrografia, pode-se verificar que, nos locais de coexistência de feldspato potássico com sillimanita, estas bandas são muito abundantes e provavelmente foram geradas por fusão *in situ*. Há locais onde as porções graníticas, frequentemente com granada, com alguma biotita, e com enclaves alongados de sillimanita-granada-biotita xisto, são particularmente abundantes, apresentando dimensões métricas a decimétricas. Isto ocorre a sul de Guaratinguetá (Foto 3.5), a sul de São José dos Campos e na porção centro- norte do perfil (e) (Fig. 3.1). Estas bandas graníticas são dobradas pela segunda fase de deformação F_2 ou então dispõem-se paralelamente ao plano axial das dobras D_2. Isto indica que o grau metamórfico alto foi atingido antes da fase F_2, e persistiu até períodos contemporâneos à mesma (Fig.5.9).

Como se pode notar na figura 5.10, em várias amostras da Unidade Redenção da Serra e Rio Paraibuna observam-se, para o metamorfismo principal, paragêneses onde ocorrem sillimanita e feldspato potássico, ou somente, feldspato potássico. A paragênese onde coexistem feldspato potássico, sillimanita e muscovita também foi identificada (Fig.5.10). O feldspato potássico em alguns casos não foi observado diretamente, mas foi deduzido a partir da existência de simplectitas de muscovita com quartzo. Estas paragêneses situam-se no grau forte de Winkler(1976), onde o feldspato potássico pode ter se formado pela reação:

muscovita + quartzo = sillimanita + líquido....(2)



MINERAIS DO METAMORFISMO PRINCIPAL		FEIÇÕES ASSOCIADAS AO METAMORFISMO PRINCIPAL	MINERAIS DA FOLIAÇÃO S_3
Biotita	+mus +qzo	Lentes de quartzo recristalizado	Muscovita ±biot ±qzo
Granada	+biot +mus +qzo		
Estaurolita	+gran		
Sillimanita	?		
Sillimanita +Muscovita	+biot +qzo ±gran ±plag	Gran substituído por biot +sil+qzo ou por fibrolita+ biot (✱)	
Sillimanita	+biot + qzo ±plag ±gran	Gran substituído por sil + biot + qzo + plag	
Sillimanita + Muscovita +Feldspato Potássico	+biot + qzo +gran + plag		
Feldspato Potássico	+biot + qzo +gran + plag		
Sillimanita +Feldspato Potássico	+biot + qzo +gran + plag	Abundância de bandas graníticas às vezes com encaixes xistosos	

Abreviações: mus = Muscovita, qzo = Quartzo, biot = Biotita, gran = Granada, plag = Plagioclásico, sil = Sillimanita.

N

Figura 5.10 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS PARAGÊNESES METAMÓRFICAS DOS XISTOS E GNAISSES PERALUMINOSOS

A sillimanita, neste caso, ficaria concentrada nos níveis xistosos e o feldspato potássico nos leucossomas gerados por fusão *in situ*.

O grau médio, de Winkler (1976), na zona da sillimanita, é constatado, nas Unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, pela coexistência de muscovita e sillimanita (Fig.5.10).

Agregados (sin a tardi-F_2) semelhantes àqueles onde intercrescem sillimanita e biotita $\pm$ (quartzo e plagioclásio), observados ao redor e em cavidades de cristais de granada, foram descritos por Beach (1973). Na área estudada pelo autor a desestabilização da granada faria parte de um conjunto de reações que ocorreram dentro de uma zona de cisalhamento, onde as rochas afetadas foram retrometamorfizadas. A reação, para este autor, seria:

granada + H_2O + K + Ti = biotita + Al_2SiO_5 + quartzo + hematita + epídoto...(3)

O aluminossilicato seria principalmente cianita e, secundariamente, sillimanita.

Em Thompson (1976, 1982), observam-se duas reações de desestabilização da granada, uma envolvendo feldspato potássico e outra, muscovita. Na área aqui estudada, o intercrescimento de sillimanita e biotita +(quartzo e plagioclásio) ocorrem em rochas com sillimanita e muscovita, ou somente com sillimanita, e sem feldspato potássico (Fig. 5.10), sendo provável que tenha ocorrido a reação (1), que envolve muscovita. Não é possível dizer se, na área estudada, esta reação se deu por incremento de temperatura, ou por diminuição da pressão, ou por retrometamorfismo (como citado por Beach 1973).

A curva da reação (1) quando superposta à curva sillimanita/cianita fornece uma faixa onde pode estar situado o metamorfismo das rochas que contém os aglomerados de sillimanita e biotita (Fig.5.11).

A fase F_3 foi acompanhada por um retrometamorfismo, que às vezes obscurece a paragênese principal, gerador de muscovita a partir de sillimanita (Fig.5.4), feldpato potássico (Fig.5.3) e granada. A muscovita gerada a partir de sillimanita pode ter sido produzida a partir da reação:

Al_2SiO_5 + quartzo + K + H_2O = muscovita + H + $3(SiOH)_4$...(4)

Yardley (1989)

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
Biblioteca

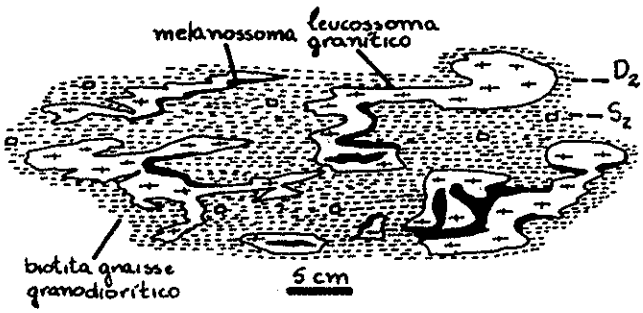


Fig. 5.9. Leucossomas quartzo-feldspáticos desenhando dobras D_2 e posicionando-se segundo seu plano axial. Ponto TBRD 221.

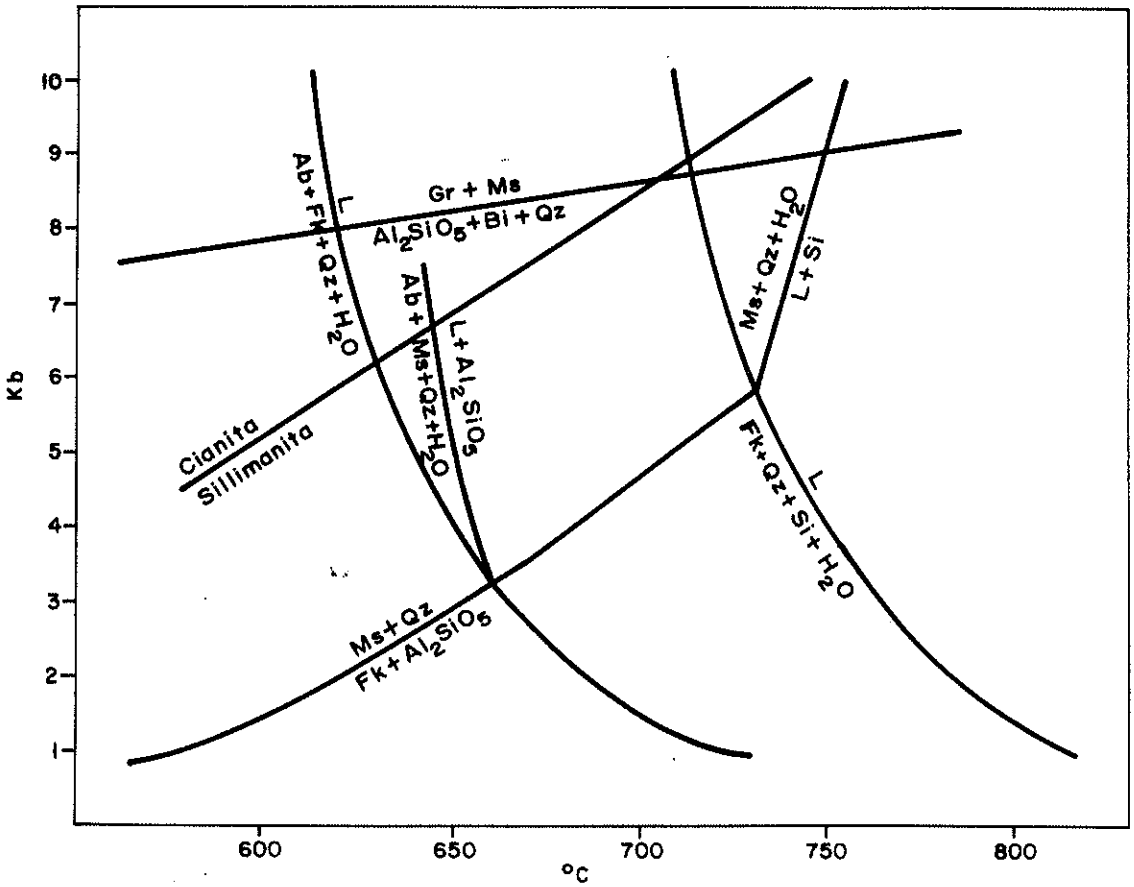


Figura 5.11 — MODIFICADA DE WINKLER (1976) E THOMPSON (1982)

As relações texturais, onde a muscovita é identificada na interfacies entre quartzo e sillimanita, sugere que esta reação ocorra.

As paragêneses metamórficas identificadas para a S_3 (Fig.5.10), com base nas relações microtectônicas, sugerem que o metamorfismo que a acompanhou se situe na zona da biotita (grau baixo). O mesmo ocorre para os xistos blastomiloníticos das zonas de cisalhamento, o que favorece a hipótese daquelas estruturas terem iniciado seu desenvolvimento em períodos próximos à fase F_3.

Na tabela 5.1 pode-se observar uma síntese das características de cada fase de deformação com as paragêneses associadas e o grau metamórfico.

O fato de se terem desenvolvido, as mesmas paragêneses e, também, leucossomas graníticos segundo a S_2 e a S_1, sugere que as fases F_1 e F_2 estejam próximas no tempo ou que seus elementos estruturais constituam feições de uma deformação progressiva. Ao contrário, verifica-se um contraste metamórfico da fase F_3 com as fases F_1 e F_2, sugerindo um lapso de tempo entre a primeira e as outras duas.

5.2.2. Metamorfismo do Complexo Rio Capivari

No Complexo Rio Capivari, observaram-se leucossomas de composição trondjhemítica ou granodiorítica, em gnaisses tonalíticos, e leucossomas constituídos por plagioclásio e, subordinadamente, quartzo e hornblenda, em rochas anfibolíticas. Os primeiros leucossomas desenham tanto dobras rD_n como rD_{n-1}, e até rD_{n-2} (Fig.4.13, Foto 4.3), sendo, portanto, anteriores a esta última. Mobilizados graníticos com biotita e hornblenda são dobrados pela fase rD_n e apresentam a foliação rS_{n-1} (Foto.3.3). A composição dos mobilizados acima indica que devem ter sido gerados a altas temperaturas e, muito provavelmente, são fruto de fusão parcial das próprias encaixantes, dada a afinidade composicional entre ambos. Deste modo o metamorfismo anterior às dobras rD_{n-1} provavelmente correspondeu ao grau forte com anatexia. Posteriormente foram gerados mobilizados de composição granítica, que cortam os anteriores na forma de veios. São hololeucocráticos, rosados e de granulação média, desenham as dobras rD_n e apresentam somente a foliação rS_n (Foto 3.1), representando um metamorfismo pré-rF_n ou pós-rF_{n-1}. A sua rocha fonte não é conhecida e não se sabe em que condições metamórficas estavam as suas encaixantes na época em que foram cortadas pelos mobilizados.

A foliação rS_n recristalizou hornblenda, plagioclásio, microclínio e biotita, pois estes minerais encontram-se alongados segundo a mesma e dispõem-se no plano-axial de dobras rD_n.

TABELA 5.1. Fases de deformação, microtectônica e metamorfismo do Complexo Embu.

FASE	DOBRAS		TIPO DE FOLIAÇÃO	MINERAIS METAMÓRFICOS SIN-TECTÔNICOS	METAMORFISMO
	EM AFLORAMENTO	ESTRUTURAS REGIONAIS			
F_1	Não foram reconhecidas dobras desta fase no Complexo Embu		Orientação de minerais planares e prismáticos e estiramento/achatamento de minerais granulares.	sillimanita, granada, muscovita, biotita, quartzo, plagioclásio e microclínio (?)	Metamorfismo principal: grau forte ou médio nas unidades Rio Paraibuna e Redenção da Serra; e médio (zonas da sillimanita, estaurolita e granada) na Unidade Rio Una.
F_2	Centimétricas a decimétricas, isoclinais a apertadas com espessamento nos ápices, intrafoliais. Dobram a S_1, o bandamento composicional e as bandas quartzo feldspáticas de gnaisses e migmatitos. Eixos subhorizontais em geral NE	Dobras quilométricas afetando conjuntamente o Complexo Rio Capivari e a Unidade Redenção da Serra no perfil de Sao José dos Campos. Sugerem vergência para NW.	É paralela ao bandamento composicional e desenvolve um bandamento diferenciado submilimétrico ou milimétrico dado pela separação de níveis granoblásticos e de níveis lepidoblásticos. Apresenta forte achatamento e estiramento de direção NE. Há faixas paralelas à S_2, onde a foliação é fortemente blastomilonítica.	-biotita, muscovita, sillimanita, quartzo, microclínio, plagioclásio, granada (?) e agregados lenticulares de sillimanita + biotita + quartzo + plagioclásio intercrescidos.	
F_3	Centimétricas a métricas e decamétricas. Apertadas ou fechadas da subclasse 1C, contínuas e inversas. Eixos sub-horizontais NE.	Inversas, apertadas ou fechadas quilométricas. A sul do Maciço Natividade(em dobras inclinadas com caimento) no perfil de São José dos Campos. A sul do Maciço Quebra Cangalha interferindo com D_4.	Faz um ângulo de 20 a 30° com a S_2. Reorienta e recristaliza muscovita e biotita e produz incipiente bandamento diferenciado na Unidade Rio Una. Produz crenulações fechadas com arcos poligonais de biotita e recristalização de muscovita em plano-axial.	muscovita e biotita de granulação fina	grau baixo
F_4	Centimétricas a métricas. Abertas a fechadas, normais, isópacas. Eixos NE de mergulhos baixos. Dobra S_2 e S_3.	Antiformes e sinformes normais dos perfis e grande sinforme aberto (a norte de São Luís do Paraitinga) com eixo caindo para NE.	Foliação muito localizada em zonas de charneira D_4 mais fechadas Crenulação aberta ou fechada, cristalização de muscovita muito fina em plano-axial.	muscovita muito fina	grau baixo

Biotita dispõe-se, parcialmente, em posição plano-axial a dobras rD_{n+1} (Fig.4.14), ou distribui-se segundo uma foliação oblíqua ao bandamento, sendo compatível com o metamorfismo da fase F_3 do Complexo Embu.

5.2.3. Metamorfismo do Complexo Costeiro

Em um afloramento de quartzitos intercalados nos gnaisses microporfiróides do Complexo Costeiro (Fig.5.12) observa-se a seguinte paragênese:

quartzo + plagioclásio(andesina) + ortopiroxênio + clinopiroxênio + biotita

O ortopiroxênio é uma evidência da facies granulito no Complexo Costeiro. Ele é rodeado, em parte, por cummingtonita (Fig.5.12), mas não se tem evidências que indiquem em que fase de deformação se deu esta substituição.

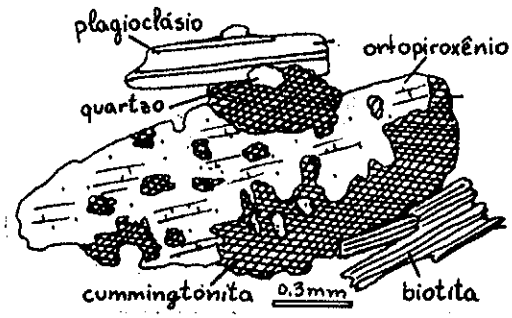


Fig.5.12. Ortopiroxênio sendo substituído por cummingtonita em quartzito do Complexo Costeiro. Ponto UB 185.

Nos gnaisses microporfiróides, plagioclásio e microclínio encontram-se recristalizados em agregados recuperados segundo a cS_n, com o microclínio desenvolvendo marcante textura *mortar*. A biotita, em geral, apresenta-se bem recristalizada segundo aquela foliação e a granada, comumente quebrada e recristalizada. Esta última pode ser tanto pré como sin-cS_n. Em anfibolitos observou-se hornblenda, labradorita e cummingtonita alongados segundo a cS_n, sugerindo, para esta foliação, grau forte de metamorfismo (Winkler 1976).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste capítulo pretende-se discutir algumas questões que não foram elucidadas nos capítulos anteriores por necessitarem de uma discussão que envolve todo o conjunto de dados previamente apresentados. Estas questões dizem respeito às relações estratigráficas existentes entre o Complexo Embu e os complexos Rio Capivari e Costeiro. Inclui-se, também, neste contexto, uma discussão sobre a correlação das fases de deformação, que será feita com base nas relações de microtectônica e metamorfismo e nos dados geocronológicos para os três complexos.

Devido às características distintivas da Unidade Rio Una em relação às unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, quanto a composição e metamorfismo, a sua inserção no Complexo Embu também será justificada.

6.1. Relações estratigráficas entre os complexos Embu e Rio Capivari

Várias evidências sugerem que o Complexo Rio Capivari seja mais antigo que o Complexo Embu e, portanto, que tenha constituído o embasamento sobre o qual se depositaram as supracrustais do segundo. Às evidências geocronológicas e de campo já apresentadas no ítem 3.1, somam-se os dados estruturais e metamórficos, que serão aqui discutidos.

Com base em feições texturais, metamórficas e de superposição de estruturas, propõe-se correlacionar a fase F_2 do Complexo Embu à rF_n do Complexo Rio Capivari. Estas fases de deformação (conforme descrito nos capítulos 4 e 5), apresentam, em ambos os complexos, uma foliação blastomilonítica com achatamento/estiramento, recuperação e recristalização de feldspatos (plagioclásio e microclínio) e quartzo , sendo acompanhada por cristalização de hornblenda em anfibolitos e de biotita e hornblenda em gnaisses. Como se pode observar no ANEXO I (perfil de Paraibuna) os complexos Embu e Rio Capivari estão engajados em dobras D_2. Paralelamente a esta foliação observam-se faixas de intensificação da textura blastomilonítica.

Observa-se, também, que àquelas fases se superpõem dobramentos apertados, ou fechados, com foliação em posição plano-axial dada apenas por cristalização de biotitas, e sem produzir achatamento ou estiramento de feldspatos, que correspondem às fases rF_{n+1} e F_3.

A atuação da fase F_4 do Complexo Embu não foi verificada no outro complexo possivelmente porque ele ocorre preferencialmente em domínios de flanco de dobras D_4 (porção sul do domínio 1 e domínios 9 e 10, ver ítem 4.6). No Complexo Embu identificou-se uma fase de deformação anterior denominada de F_1 que, como já se discutiu, não apresenta constraste metamórfico evidente com a F_2, sugerindo que ambas as fases estejam próximas no tempo, ou que constituam feições de uma deformação progressiva.

No Complexo Rio Capivari há indícios de duas fases anteriores, rF_{n-1} e rF_{n-2}, que correspondem, em geral, a dobras desenhadas por leucossomas trondhjemíticos. Deduz-se disto que o Complexo Rio Capivari apresenta uma fase de metamorfismo mais antiga e de mais alta temperatura, que gerou os leucossomas trondhjemíticos e provavelmente os leucossomas, presentes em anfibolitos e quartzo-dioritos, formados principalmente por plagioclásio, e subordinadamente, hornblenda e quartzo (ítem 3.1.1, Foto 3.2). Leucossomas graníticos venulares e rosados desenham dobras rD_n e contém apenas a foliação rS_n, podendo ter sido gerados durante o metamorfismo principal do Complexo Embu, que atinge, frequentemente, a anatexia (ítem 5.2.1).

Os dados geocronológicos disponíveis para o Complexo Rio Capivari (Tab.2.3) não são suficientes para se propor uma idade definitiva para o complexo. A idade modelo Sm-Nd (2950 a 2750 Ma) sugere que os protolitos da rocha datada tenham sido gerados no Arqueano. A razão inicial da isócrona Rb-Sr, obtida no mesossoma de migmatitos (Ponto JA 7, Fig.3.1), sugere que a idade destas rochas seja do Proterozóico Inferior (2473 Ma). No entanto, o $\mu 1$ da isócrona Pb-Pb (2335 Ma, Ponto JA 6), em biotita-hornblenda gnaisses, apresenta um valor indicativo de que as rochas já teriam vida crustal anterior. Neste caso o evento do Proterozóico Inferior seria de retrabalhamento crustal. No Proterozóico Médio foram gerados leucossomas graníticos com hornblenda e biotita (Ponto JA 6, Fig.3.1), onde se obteve isócronas distribuídas entre 1500 e 1300 Ma. Observou-se que estes leucossomas apresentam as foliações rS_n e rS_{n-1}. A idade dos leucossomas trondhjemíticos (Ponto JA 7, Fig.3.1), que desenham as dobras rD_{n-1} e rD_n, e que também representam um evento de migmatização, permanece desconhecida. Isto ocorre porque não se observou qual a posição cronológica relativa entre estes últimos e os leucossomas datados, pois eles ocorrem em afloramentos distintos.

É difícil dizer qual o significado da idade de 750 Ma dos muscovita-biotita-quartzo xistos de Embu-Guaçu (Vieira 1989), uma vez que as micas são muito susceptíveis a remobilizações com o aquecimento, tendo-se verificado, na área estudada, uma recristalização marcante de micas na foliação S_3. Possivelmente o valor de 750 Ma localiza-se em posição intermediária entre a foliação principal dos xistos e as recristalizações e aquecimentos posteriores. Os maciços granitóides fornecendo isócronas Rb/Sr de 700 Ma (Maciço Quebra Cangalha) a 570 Ma (Maciço Natividade), corroboram o dado anterior

que fornece um limite superior para a fase de deformação F_2 ao redor de 750 Ma, uma vez que se verificaram relações que sugerem que esse magmatismo seja pós-S_2.

Datações Ar-Ar em plagioclásios do diorito Penhinha (Kinoshita 1976), obtidas pelo método de aquecimento por etapas, forneceram duas idades convencionais ao redor de 1200 Ma e 850 Ma e isócronas ao redor de 470 Ma (Tab. 2.3). Nos anfibólios e biotitas, pelo mesmo método, o autor obteve isócronas de 540 e 520 Ma, respectivamente, que se aproximam das idades K-Ar convencionais, indicando, portanto, o início de retenção de Ar após o último aquecimento sofrido pela rocha. Para o autor os patamares de 850 e 1200 Ma correspondem a outros períodos de retenção de Ar. Uma vez que estes dados são muito preliminares, é discutível construir modelos neles embasados, no entanto, podem ser feitas algumas especulações. O valor de 1200 Ma poderia representar a idade de formação do diorito, uma vez que esta rocha ainda preserva minerais (ortopiroxênio, p.ex.) e texturas ígneos (Coutinho 1971). Neste caso o valor de 850 Ma poderia representar o início de retenção de Ar do evento metamórfico principal do Complexo Embu. O dado de 1200 Ma poderia, ainda, estar próximo de um evento metamórfico do Proterozóico Médio, no entanto a primeira hipótese parece mais provável, uma vez que o diorito não foi totalmente transformado pelo metamorfismo principal que afetou a área.

Deste modo, com base nos dados Rb-Sr e Ar-Ar, considera-se mais provável que o metamorfismo principal do Complexo Embu seja do Proterozóico Superior, e que seu limite inferior de sedimentação corresponda ao metamorfismo do Proterozóico Médio do Complexo Rio Capivari (1500 a 1300 Ma). Este limite seria discutível face a uma aloctonia do Complexo Embu em relação ao Complexo Rio Capivari, onde uma evolução em comum para ambos teria lugar a partir da fase F_2 ou F_1/F_2 do Complexo Embu.

6.2. Relações estratigráficas entre os Complexos Embu e Costeiro

O contato entre os complexos Embu e Costeiro é marcado por uma forte foliação blastomilonítica presente nos gnaisses microporfiróides do segundo e denominada de cS_n. Nos paragnaisses do Complexo Embu a faixa blastomilonítica restringe-se às porções adjacentes ao contato. Esta feição, juntamente com o fato do limite entre os dois complexos marcar uma mudança brusca em termos dos tipos de rochas, com supracrustais predominando largamente no domínio do Complexo Embu, e gnaisses de aspecto ortoderivado, com charnockitóides, granulitos e migmatitos associados, ocorrendo no domínio do Complexo Costeiro, sugere um contato tectônico entre os complexos. Acresça-se a isso a não observação de relações intrusivas entre as rochas supracrustais e os ortognaisses, apesar de se terem verificado afloramentos próximos de ambos.

O evento de justaposição dos terrenos destes complexos provavelmente é contemporâneo à idade da cSn. A isócrona Rb-Sr de 630 Ma obtida nestes gnaisses (Tassinari 1988, Tab.2.3) sugere que a idade da foliação blastomilonítica cSn seja menor ou igual àquele valor, pois ele pode corresponder ou à idade de geração dos ortognaisses ou à sua recristalização segundo a cSn. Isto indicaria que os terrenos dos complexos Costeiro e Embu entraram em contato posteriormente à foliação S2, cuja idade mínima seria de 750 Ma, como discutido no ítem anterior. Em granada-sillimanita-biotita xistos quartzosos da Unidade Rio Paraibuna, localizados imediatamente a norte do Complexo Costeiro, verificou-se uma forte foliação blastomilonítica, correlacionável à cSn. Nestas rochas, aglomerados, sin a tardi-S2, de sillimanita intercrescida com biotita (ítem 5.1.1) apresentam-se muito estirados, boudinados e com retrometamorfismo para muscovita que se dispõe paralelamente à foliação blastomilonítica (Fig.5.6). Esta feição textural corrobora a idéia da fase cFn do Complexo Costeiro ser posterior à fase F2 do Complexo Embu. A foliação cSn apresenta uma forte lineação de estiramento sub-horizontal ou de caimentos baixos, sugerindo que houve um deslocamento sin-cFn preferencialmente tangencial entre os complexos.

O engajamento da Unidade Rio Paraibuna e dos gnaisses do Complexo Costeiro em dobras D_3 (a sul de Paraibuna, ANEXO II) indica que a foliação cS_n é pretérita à F_3. Não se pode descartar, no entanto, a possibilidade das dobras D_3 neste domínio fazerem parte da evolução de um mesmo processo que teve início na justaposição dos domínios Embu e Costeiro. É importante ressaltar que o metamorfismo da foliação blastomilonítica nos paragnaisses da Unidade Rio Paraibuna, próximo ao contato, é compatível com a fase F_3 do Complexo Embu. Outra hipótese a se considerar, seria que a intercalação dos gnaisses microporfiróides com os paragnaisses da Unidade Rio Paraibuna, a sul de Paraibuna (ANEXOS I e II), teria se dado através de um imbricamento tectônico sincrônico à cS_n em vez de se vincular a dobramentos D_3. Os dados de dobras parasitas da fase F_3, por ora, favorecem à primeira interpretação.

6.3. A Unidade Rio Una e o Complexo Embu

A presença de uma associação distinta de tipos litológicos, de um grau metamórfico menor, e a ocorrência de frequentes contatos tectônicos observados ou inferidos entre a Unidade Rio Una e as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna, poderiam conduzir à não inserção da primeira no Complexo Embu. No entanto, optou-se por agrupá-la, junto com as demais, dentro daquele complexo, pelos seguintes fatores:

- a paragênese metamórfica principal da Unidade Rio Una a sul de Taubaté (Fig.5.10) sugere passagem metamórfica transicional para a Unidade Redenção da Serra, naquele local;

- a Unidade Rio Una apresenta o mesmo padrão de superposição de fases de deformação e com as mesmas relações de microtectônica, ou seja, metamorfismo principal acompanhando a primeira e segunda fases, metamorfismo menos intenso gerador de muscovita e biotita, na terceira fase, e sericita na quarta fase.

Além da inclusão ou não da Unidade Rio Una no Complexo Embu, poderia ser questionada, também, a correlação da faixa sul daquela unidade, encaixada na zona de cisalhamento de Cubatão, à faixa norte, cortada pela zona de cisalhamento Alto da Fartura, uma vez que não há continuidade física entre ambas. No entanto, os dados disponíveis, tais como a presença da mesma associação litológica e das mesmas relações estruturais e metamórficas nas duas faixas, sugerem mantê-las dentro da mesma unidade.

7. CONCLUSÕES E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A partir de um estudo regional do leste do Estado de São Paulo, com base em grandes perfis geológicos, com densidade de informações compatível com a escala 1:50.000, e em dados estruturais e de metamorfismo, chegou-se às seguintes conclusões:

(a) Identificação do Complexo Rio Capivari (composto por migmatitos e gnaisses de aspecto ortoderivado) em três núcleos situados a sul de São José dos Campos, a norte de São Luís do Paraitinga e a norte de Cunha. Os dados geocronológicos sugerem que ele seja de idade arqueana ou do Proterozóico Inferior tendo sofrido um evento metamórfico do Proterozóico Médio. Este complexo apresenta maior número de fases de deformação que o Complexo Embu, tendo sido identificadas as fases rF_{n-1} e rF_{n-2}, anteriores à rF_n que é correlacionável à fase F_2 daquele complexo. As dobras rD_{n-1} e rD_{n-2} são desenhadas por leucossomas trondhjemíticos, em migmatitos de mesossoma tonalítico, que sugerem um metamorfismo anterior e de mais alta temperatura que o metamorfismo principal do Complexo Embu.

(b) O limite sul do Complexo Embu se dá entre a faixa de supracrustais da Unidade Rio Paraibuna, que ocorre a sul do maciço granítico Natividade, e os gnaisses microporfiróides do Complexo Costeiro. Há evidências de que este contato seja tectônico e que se tenha dado posteriormente à fase F_2.

(c) O Complexo Embu, na área estudada, é composto por três unidades aqui definidas e denominadas informalmente de Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una. A primeira ocorre amplamente, a segunda constitui uma faixa na porção sul da região, ocorrendo a norte do Maciço Natividade, e a terceira ocorre em duas faixas, uma encaixada na zona de cisalhamento de Cubatão e outra cortada pela zona de cisalhamento Alto da Fartura. As unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna são semelhantes em termos composicionais, diferenciando-se pela marcante presença de quartzitos intercalando-se com rochas calciossilicáticas na segunda. A Unidade Rio Una constitui-se pela intercalação de xistos e quartzitos impuros, sendo delimitada quase sempre por zonas de cisalhamento e exibindo, em geral, grau metamórfico mais baixo e contrastante com as demais unidades.

(d) O Complexo Embu foi afetado por 4 fases de deformação de direção NE e uma quinta de direção NW. A segunda fase gerou a foliação principal S_2 plano-axial a dobras recumbentes. O metamorfismo mais intenso, que acompanha as fases F_1 e F_2, localiza-se no grau forte (com migmatização *in situ*) ou no grau médio (na zona da sillimanita) para as

unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna. Para a Unidade Rio Una ele se localiza no grau médio nas zonas da granada, da estaurolita e da sillimanita. As lineações de estiramento NE presentes na S_2 sugerem uma direção de transporte, contemporâneo à F_2, paralelo ao *trend* do cinturão de dobramentos. A fase F_3 gerou grandes dobras inversas e foi acompanhada por um metamorfismo menos intenso que o anterior, dado pela recristalização de biotita e muscovita. A quarta fase gerou grandes antiformes e sinformes normais, tendo produzido, raramente, uma foliação a sericita.

(e) Foram identificadas três gerações de rochas granitóides que intrudem o Complexo Embu. A primeira é de afinidade cálcio-alcalina com *trend* composicional amplo tendo gerado desde tonalitos até granitos. Ela intrude as supracrustais daquele complexo em períodos pré-deformacionais ou pré-metamórficos. As duas outras gerações correspondem aos maciços batolíticos e corpos menores de composição essencialmente granítica, e aos granitos muito alongados encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão. As duas últimas gerações são sin-tectônicas mas posteriores à fase de deformação F_2.

(f) As zonas de cisalhamento são posteriores ao metamorfismo principal tendo gerado blastomilonitos de grau metamórfico semelhante ao da fase F_3 (zona da biotita, grau baixo) do Complexo Embu e ultramilonitos posteriores aos maciços granitóides.

A área estudada apresenta uma evolução geológica que se estende desde o Arqueano até o Proterozóico Superior, e que será descrita a seguir.

As rochas do Complexo Rio Capivari foram geradas no Arqueano (2950-2750 Ma) ou no Proterozóico Inferior (2500 a 2300 Ma), tendo sido retrabalhadas no Proterozóico Médio (1500 a 1300 Ma), quando foram gerados leucossomas graníticos com hornblenda em gnaisses graníticos. A sedimentação do Complexo Embu apresenta, possivelmente, um limite inferior em 1400 Ma, tendo sido intrudido, em períodos pré-deformacionais, por um conjunto de granitóides de afinidade cálcio-alcalina e de composição variando de tonalítica a granítica.

O Complexo Embu foi deformado pelas fases F_1 e F_2, que devem ter sido próximas no tempo e que foram acompanhadas pelo metamorfismo principal do Complexo Embu. Durante a fase de deformação F_2 a Unidade Redenção da Serra e o Complexo Rio Capivari foram envolvidos conjuntamente em grandes dobramentos recumbentes, quando se desenvolveu a foliação rS_n daquele complexo. Um provávell limite superior de idade para esse metamorfismo situa-se em 750 Ma.

A justaposição dos terrenos dos complexos Costeiro e Embu deu-se provavelmente durante a geração da foliação cS_n, tendo como limite inferior o valor de 630

Ma. Os dobramentos inversos e apertados D_3 geraram um metamorfismo na zona da biotita e parecem ter afetado conjuntamente as rochas dos complexos Embu e Costeiro. No Complexo Rio Capivari a fase F_3 corresponde à rF_{n+1}.

Posteriormente à fase de deformação F_2 deu-se a intrusão dos maciços granitóides batolíticos de Quebra Cangalha, Lagoinha, Jambeiro e Natividade da Serra, e de outros corpos menores. Eles são anteriores às zonas de cisalhamento mas não foi possível determinar se são sincrônicos à fase F_3 ou à F_4.

As zonas de cisalhamento atuaram durante um período de tempo que se estendeu desde épocas sin-F_3, quando foram gerados blastomilonitos, até pós-F_4, quando teve lugar a produção de milonitos e ultramilonitos. Estes foram gerados, possivelmente, até o início do Paleozóico, e cortam as grandes dobras abertas a fechadas D_4. Os granitos encaixados na zona de cisalhamento de Cubatão devem ter sido posicionados sincronicamente à atuação destas faixas.

Por último, tiveram lugar a fase pós-metamórfica F_5 de direção geral NW/SE, e a intrusão do monzonito isótropo de Aparecida. Não foi possível estabelecer qual a posição cronológica relativa destes dois últimos eventos entre si, e com relação às zonas de cisalhamento.

8. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The pre-cambrian of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G. The ocean basins and margins. New York. Plenum, v.1, p.411-446.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI,Y; NEVES., B.B.B. 1976. The upper Pre-Cambrian of South America. Boletim IG, 7:45-80.

ALVES, F.R. 1975. Contribuição à geologia da região de Salesópolis-Guararema, São Paulo. 136p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-USP).

ALVES, F.R. 1977. Os falhamentos de Taxaquara e Cubatão na região de Salesópolis-Guararema, São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Resumos*...São Paulo, SBG.

BABINSKI, M. 1988. Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, São Paulo. São Paulo, 101p. (Dissertação de Mestrado, IPEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares).

BATOLLA JUNIOR, F.; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. 1981. O Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:94-108.

BEACH, A. 1973. The mineralogy of high temperature shear zones at Scourie, N.W. Scotland. Journal of Petrology, 14:231-248.

CAMPANHA, G.A.C. 1981. O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3):159-171.

CAMPANHA, G.A.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. da. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Curitiba, 1987. *Atas*...Curitiba, SBG, 2:725-742.

CAMPOS NETO, M.C.& BASEI, M.A.S. 1983a. Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMP. REG. GEOL., 4, São Paulo, 1983. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:61-78.

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, 1:79-90.

CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M.A.; ARTUR, A.C.: SILVA, M.E. da; MACHADO, R.; DIAS NETO, C. de M.; FRAGOSO-CESAR, A.R.; SOUZA, A.P. 1983. Geologia das folhas de Piracaia e Igaratá. In: *1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. São Paulo, PRÓ MINÉRIO, p.55-76.

CARNEIRO, C.D.R. 1977a. Geologia e evolução geológica da folha de São José dos Campos, SP. São Paulo, 106p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-USP).

CARNEIRO, C.D.R. 1977b. Evolução geológica da região de São José dos Campos, São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG. 91-111.

CARNEIRO C.D.R.; SANTORO, E.; RODRIGUES, E de P.; HASUI, Y. 1979. Evolução geológica do Pré-Cambriano da Baixada Santista. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:31-45.

CARNEIRO, C.D.R.; YOMASA, W.S.; TAVEIRA. L.S.; CORREA, W.A.G.; RODRIGUES, E de P.; SUEMITSU, A. 1980. Geologia da região do alto curso do Rio São Lourencinho - São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriu, 1980. *Anais*... São Paulo, SBG, 5:2864-2878.

CASTRO, H.O.; QUEIROZ, M.A.; BARBOSA, A.L.M.; PINTO, C.P.; RODRIGUES, D.S.; PAIVA, J.A.M; SAD, J.H.G.; SILVA, R.M.P.; ROLIM, U.R. 1984a. Geologia das folhas Piraí, Paracambi, Itaguaí-Marambaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG, 5:2368-2379.

CASTRO,H.O.; QUEIROZ, M.A.; BARBOSA,A.L.M.;SAD, J.A.G.; PINTO, C.P. 1984b. Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras. In: CONGR. BRAS. GEOL.,33, Rio de Janeiro, 1989. *Anais*...Rio de Janeiro, SBG, 5:2346-2354.

CASTRO, H.O.; ROCHA, R.L.S.; VON SPERLING, F.; BALTAZAR, O.F. 1984c. Geologia das folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba, Campos de Cunha, Parati, Cunha, Picinguaba e Juatinga- RJ. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, São Paulo, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG, 5:2355-2367.

CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. 1974a. Geologia da Folha Santos (parcial). In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, SBG, 4:227:245.

CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. 1974b. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo - Folha de Santos (parcial). São Paulo. CPRM/DNPM. 223p.(Relatório Geológico Final, 2).

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C. da S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí. Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, relatório final de geologia. Brasília, DNPM/CPRM. 229p.

CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; MENEZES, R.G.; RAMALHO, R.; BATOLLA JUNIOR, F. 1983. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: *1a Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. São Paulo. PRÓ-MINÉRIO, p. 8-29.

COSGROVE,J.W. 1976. The formation of crenulation cleavage. *Journal of Geological Society of London*, 132:155-178.

COUTINHO, J.M.V. 1971a. O Falhamento de Taxaquara ou Cubatão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações*... São Paulo, SBG.

COUTINHO, J.M.V. 1971b. Pré-Cambriano ao sul da cidade de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo. 1971. *Roteiro das excursões*... São Paulo, SBG, 53-62.

COUTINHO, J.M.V. 1972. Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *Boletim IG*, 3:5-100.

DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A; TEIXEIRA, A.L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L.A.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L.; FRASCA, M.H.B.O. 1987a. Geologia das Folhas Juquiá (S.G. 23-V-A-I-4) e Miracatu (S.G. 23-V-A-II-3), Estado de São Paulo. São Paulo. IPT, 5v.(Relatório n° 25371).

DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A.; NAGATA, N.; FERNANDES, L.A.; TEIXEIRA, A.L.; FRASCA, M.H.B.O. 1987b. Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, sul do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:173-190.

DAVIS,G.H. 1984. *Sructural Geology of Rocks and Regions.*John Wiley and Sons, New York, 492p.

EBERT, H. 1968. Ocorrência da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. In: Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40 (Supl). 215-229.

EMPLASA. 1980. Carta Geológica da Região Metropolitana da Grande São Paulo. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro, Carto-Gráfica Cruzeiro do Sul. 2 F.

FERNANDES, A.J.; CAMPOS NETO, M. da C.: FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: limites e evolução geológica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais*... Natal, SBG, 6:2755-2763.

FIGUEIREDO, M.C.H. de; DANTAS, A.S.L.; FRASCA, M.H.B.O.; RODRIGUES, E.P.; GIMENEZ FILHO, A. 1988. Contribuição à petrografia e litoquímica de rochas granito-gnáissicas da faixa costeira na região sul-sudeste do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais*... Belém, SBG, 3:1080-1092.

GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 42:311-320.

GIMENEZ FILHO, A.; DANTAS, A.S.L.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L.; FERNANDES,L.A.; TEIXEIRA, A.L. 1987. Geologia da Folha de Miracatu, sul-sudeste do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:225-242.

GRAY, D.R. 1977. Morphologic classification of crenulation cleavages. *Journal of Geology*, 85:229-235.

HASUI,Y. 1973. Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo, 134p. (Tese de Livre Docência- Instituto de Geociências, USP).

HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde - Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste Paulista. In: *1a. Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. São Paulo. PRÓ-MINÉRIO, p.227-252.

HASUI,Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3):180-200.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. 1976. Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. *Boletim IG*, 9:107-113.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G. 1977. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Atas*... São Paulo, SBG, 369-438.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; NEVES, B.B.B.. 1978a. As Estrututras Brasilianas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais*...Recife, SBG, 6:2423-2437.

HASUI, Y.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; PIRES NETO, A.G.; PONÇANO, W.L. 1978b. Geologia da Folha de São José dos Campos - SP (SF- 23-4-D-II). São Paulo. IPT. 50p.(Monografia 2).

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1978c. 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, 6:2579-2593.

HASUI, Y; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1978d. Os falhamentos e a sismicidade natural da região das Serras da Mantiqueira e do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais*... São Paulo, ABGE, 1:353-357.

HASUI,Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, M.A. de; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S.; SANTOS, M. do C.S.R. dos. 1978e. Geologia da região administrativa 3, Vale do Paraíba e parte da região administrativa 2 do Estado de São Paulo. São Paulo. IPT, 78p.(Monografia 1).

HASUI,Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1980. Estrutura e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52(1):61-76.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1981. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. In: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000.* São Paulo. IPT/PRÓ-MINÉRIO. v.1, p.12-45.

HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G, RAMALHO, R. 1984. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: SCHOBBENHAUS, C. *et al.* (Coords.) *Geologia do Brasil.* DNPM, Brasília. p.307-328.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil.* Edgar Blücher, São Paulo, p: 308-344.

HASUI, Y; HARALY, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD. A.R.; CAMPANHA, V.A.; HANZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI FILHO, P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo. IPT/PRÓ-MINÉRIO. 288p.(Relatório N_0 27394, v.1 e 2)

HOBBS, B.E.; MEANS, D.W.; WILLIAMS,P.F. 1976. *An outline of structural geology.* John Wiley and Sons, New York, 571p.

JANASI, V. de A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1985. Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:133-146.

KINOSHITA, H. 1976. Aplicabilidade do método Ar^{40}/Ar^{39} em rochas policíclicas. São Paulo, 64p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências USP).

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6:617-638.

MELFI, A.J. & CORDANI, V.G. 1976. Geologia das folhas de Lorena e Cruzeiro. São Paulo. DNPM/IGUSP. 88p.(Projeto Paraíba, inédito).

MELO, M.S. & PIRES NETO, A.G. 1977. Esboço geológico da Província Costeira entre as Serras do Juqueriquerê e do Parati, São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Atas*... São Paulo, SBG,303-323.

MORGENTAL, A.; BATOLLA JUNIOR, F.; PAIVA, I.P.; DRUMOND, J.B.V.; PINTO, G.G.; RODRIGUES, J.C.; LEITE, J. de S.; MORAES, A.M.V. DE. 1975. Projeto Sudelpa. Relatório Final. São Paulo, CPRM/SUDELPA. 707p.

PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphiroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8:831-843.

RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. MacGraw Hill, New York. 568p.

RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Science*, 7:786-813.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures.* Academic Press, London, 700p.

RIDEG, P. 1974. Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil. Binghanton. 145p.(Ph.D.Thesis, State Univ., New York).

SADOWSKI, G.R. 1974a. Tectônica da Serra de Cubatão, São Paulo. São Paulo, 159p.(Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, USP).

SADOWSKI, G.R. 1974b. Tectônica do complexo migmatítico da Serra de Cubatão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Resumo das Comunicações*... Porto Alegre, SBG, p.557-561 (Boletim Especial,1).

SADOWSKI, G.R. 1977. Reativação do embasamento da Faixa de Dobramentos Ribeira na região da Serra de Cubatão. *Boletim IG*, 8:67-76.

SADOWSKI, G.R. 1983. Sobre a geologia estrutural de cisalhamentos continentais.São Paulo. 108p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências- USP).

SADOWSKI, G.R & MOTIDOME, M.J. 1985. O Complexo Piaçaguera no Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1985.*Atas*... São Paulo, SBG, 1:147-158.

SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, 133:191-213.

SIGA JUNIOR, O.; TASSINARI, C.C.G.; VAN SCHMUS, W.R. 1989. Caracterização geocronológica de maciços charnockíticos do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos*... Rio de Janeiro, SBG, 90-91.

SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; FERNANDES, N.A. 1977a. O complexo Bairro do Marisco. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Atas*... São Paulo, SBG, 74-90.

SILVA, A.T.S.F. da; CHIODI FILHO, C; CHIODI, D.K.; PINHO FILHO, W.D. de. 1977b. Projeto Santos-Iguape. Relatório final, geologia. São Paulo, CPRM/DNPM, v.1 641p.

SILVA, A.T.S.F. da; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M. de; CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; ALEGRI, V.; FERREIRA, J.C.G.; SILVA, C.R.; ALVES, de J.; MACEDO, A.B.; FERNANDES, N.A. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Relatório final - Geologia integrada. São Paulo. CPRM/DNPM, v.1, 240p.

SILVA, M.E. da; DIAS NETO, C. de M.; FELITTI FILHO, W. 1979. Ocorrência de xistos grafitosos na região de Miracatu e Sete Barras - Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. *Atas*... São Paulo, SBG 1:117-129.

SILVA,M.E. da. 1981. Determinação gráfica das direções de encurtamento (z) alongamento (x) e eixo intermediário (y) a partir de uma população de microfalhas associadas ao falhamento de Cubatão - Região de Miracatu e Pedro Barros (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:241-251.

SILVA, M.E. de & TROMPETTE, R. 1982. Análise estrutural dos metassedimentos associados ao falhamento de Cubatão na região de Pedro Barros e Juquiá- SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais*... Salvador, SBG, 1:39-46.

SOBREIRO NETO, A.F.; PAIVA FILHO, A; MOSTARI, J.L.; BITAR, O.Y. 1983. Geologia da Folha de São Luís do Paraitinga. In: *Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. São Paulo. PRÓ-MINERIO. p.31-54.

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. 236p. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências-USP)

TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M. da C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasilienses*, 2(2): 175-183.

TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, R.; TAYLOR, P.N.1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais*... Belém, SBG, 6:2840-2853.

TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M. da C.; VIDAL, P. 1989. Idades e natureza da crosta continental primitiva da região leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos*... Rio de Janeiro, SBG, 103-104.

TEIXEIRA, A.L.; FERNANDES, L.A.; DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE, FILHO, J.L. 1987. Geologia da Folha Juquiá, Baixo Vale do Ribeira, São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:205-224.

THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science,* 276:425-454.

THOMPSON, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_20 - undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282:1567-1595.

TRACY, R.J. & ROBIMSON, P. 1984. Acadian migmatite types in pelitic rocks of central Massachusets. In: *Migmatites, melting and metamorphism.* M.P. Atherton and C.D. Gribbli (Editors). Proceedings of the geochemical Group of the Mineralogical Society. Shiva Publishing Limited, p. 163-173.

VIEIRA, S.R.S.S. 1989. Estudo lito-estrutural da região de Embu-Guaçu, Parelheiros, São Paulo. 122p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-USP).

VIEIRA, S.R.S. & TASSINARI, C.C.G. 1988. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém 1988. *Anais*... Belém, SBG. 3:1391-1399.

TROUW, R.A.J. 1985. Curso de microtectônica. Apostila da disciplina Microtectônica do curso de pós-graduação em geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (inédito).

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. Structural analyses of tectonites. New York, McGraw-Hill, 545p.

VAN SCHMUSS, 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. *Anais*... Goiânia, SBG, 3:1399-1405.

WERNICK, E. 1984. Caracterização genética de alguns granitóides brasilianos dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações tectônicas preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG, 6:2902-2918.

WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. 1985. Contribuição à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:119-132.

WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; SOAVE, L.A. 1985. Dados químicos e tipologia do zircão em granitos (Três lagos e Guacuri) e tonalitos (Parelheiros) dos arredores de São Paulo, uma interpretação preliminar. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas*... São Paulo, SBG. 1:35-48.

WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. 1987. Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:191-204.

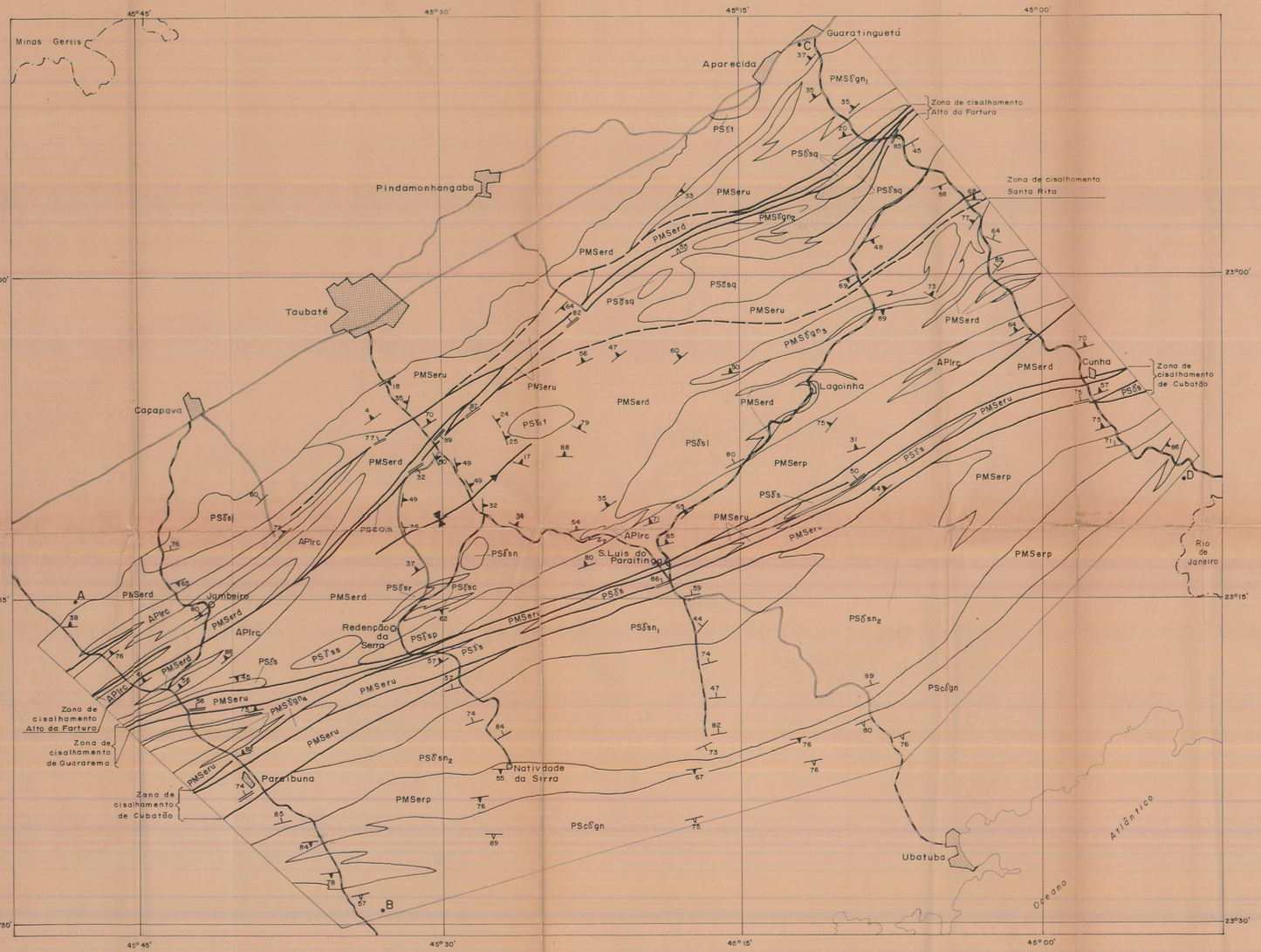
WERNICK, E. & RUEDA, J.R.J. 1987. Alguns granitóides subalcalinos/alcalinos, do Estado de São Paulo: dados de tipologia de zircão e uma interpretação preliminar. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas*... São Paulo, SBG, 1:13-22.

WINKLER, H.G.F. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* 4 ed., New York, Springer-Verlag, 334 p.

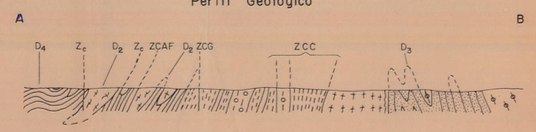
YARDLEY, B.W.D. 1977. The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 65:53-58.

YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longsman, Singapur, 248p.

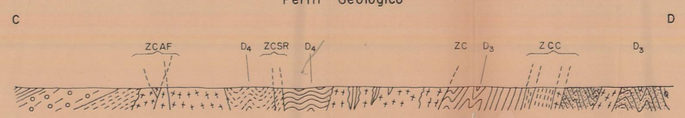
MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



Perfil Geológico



Perfil Geológico



LEGENDA

PROTEROZÓICO SUPERIOR / CAMBRO-ORDOVICIANO

PS€Om Milonitos e ultramilonitos

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Domínio do Complexo Embu

PSδt Hornblenda-biotita monzonito Aparecida tardi ou pós-tectônico

PSδs Biotita granitóides porfiríticos, muscovita-biotita granitos equigranulares e subordinadamente biotita (± hornblenda) granitóides porfiróides ($PS\delta sn_1$) sintectônicos, (q) Quebra-Cangalha, (l) Lagoinha, (j) Serra do Jambeiro, ($n_{1,2}$) Natividade, (t) Tubarão, (n) Pedra Negra, (r) Redenção da Serra, (c) Córrego do Venâncio, (p) Pinheirinho, (s) Serra de Pati.

Domínio do Complexo Costeiro

PSc δgn Biotita (± hornblenda) ortognaisses granitóides microporfiróides ou porfiróides de matriz fina a média com escassas intercalações de supracrustais de idade incerta.

PROTEROZÓICO MÉDIO-SUPERIOR

PMSδgn Biotita ortognaisses tonalíticos a graníticos inequigranulares médios a finos.

PMSeru **PMSerd** **PMSerp** Complexo Embu

Unidade Rio Una (u): quartzo-mica xistos, mica-quartzo xistos e quartzitos impuros; Unidade Redenção da Serra (rd): sillimanita-granada-biotita gnaisses xistosos, biotita (±granada) gnaisses em associação com rochas calciossilicáticas; Unidade Rio Paraibuna (rp): quartzitos intercalados com rochas calciossilicáticas, biotita gnaisses e sillimanita-granada-biotita gnaisses.

ARQUEANO-PROTEROZÓICO INFERIOR

APlrc Complexo Rio Capivari

Biotita (± hornblenda) gnaisses finos migmatíticos de composição tonalítica e ortognaisses tonalíticos-graníticos inequigranulares ou facoidais, finos a médios.

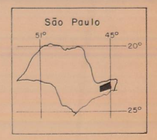
CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Estradas asfaltadas
- Estradas não asfaltadas
- Cidade

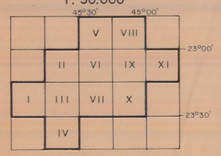
CONVENÇÕES GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS

- Contato geológico
- Zonas lineares de cisalhamento observadas ou inferidas
- Foliação principal do Complexo Embu (S_2) e do Complexo Rio Capivari (rS_n)
- Foliação dos granitóides
- Foliação blastomilonítica do Complexo Costeiro
- Foliações milonítica e blastomilonítica das zonas de cisalhamento
- Traço axial de sinforme D_4

Localização da área no Estado



Articulação das folhas 1:50.000



I - Jacareí
II - Taubaté
III - Paraibuna
IV - Pico do Papagaio
V - Pindamonhangaba
VI - São Luis do Paraitinga
VII - Natividade da Serra
VIII - Guaratinguetá
IX - Lagoinha
X - Ubatuba
XI - Cunha

Base planialtimétrica

Mapa topográfico 1:250.000 do Projeto Macro Eixo da Terrafoto/SEP disponível no IGC-Instituto Geográfico e Cartográfico

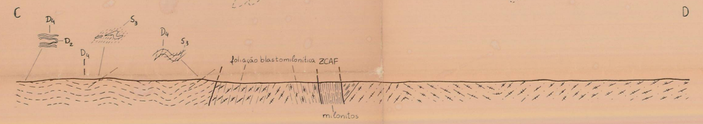
ESCALA 1:250.000

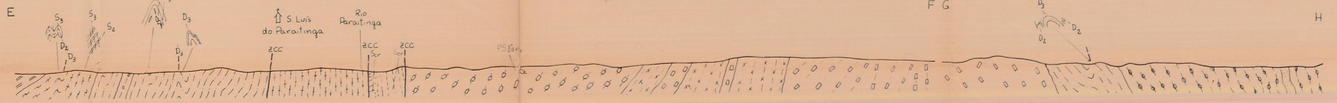
0 — 10.000 km

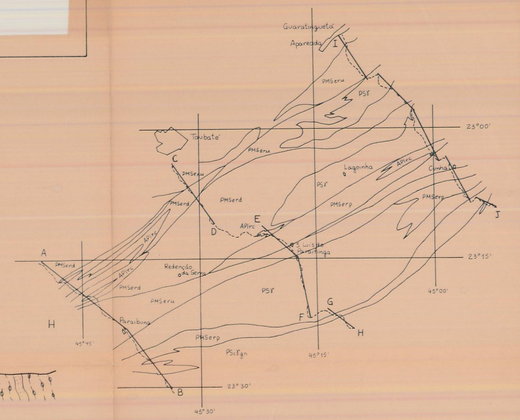
N

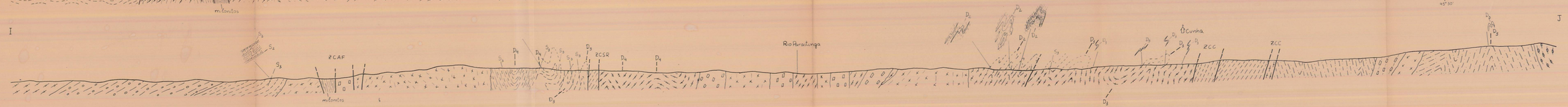
ANEXO 1

ANEXO II Perfis Geológicos









0 2 Km

(APlrc) Complexo Rio Capivari

Complexo Embu
- (PMSerm) Unidade Rio Una
- (PMSerp) Unidade Rio Paraíbuna
- (PMSerd) Unidade Redenção da Serra
  - Subunidade 1
  - Subunidade 2

(PMS Ign) Granitóides Pré-Metamórficos

(PSf/s) Maciços Granitóides
- Muscovita-biotita granito equig. ou inequigr.
- Muscovita-biotita granito porfirítico
- Biotita granito porfirítico
- (Hornblenda)-biotita granitóide porfirítico
- Muscovita-biotita granito blastomilonítico

(PSc/gn) Complexo Costeiro
- Gnaisses granitóides
- Quartzitos

(PSEOm) Milonitos e ultramilonitos

- Zonas de Cisalhamento
- ZCG Zona de Cisalhamento de Guararema
- ZCC Zona de Cisalhamento Cubatão
- ZCAF Zona de Cisalhamento Alto da Partura
- ZCSR Zona de Cisalhamento Santa Rita