TECTONICA DA SERRA DE CUBATÃO, SP

GEORG ROBERT SADOWSKI

1974

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ECTONICA DA SERRA DE CUBATÃO, S. P.

GEORG ROBERT SADOWSKI

TESE DE DOUTORAMENTO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO.

1974
SÃO PAULO

À minha esposa Irina e aos
meus filhos Dorian e Roman

ÍNDICE

CAPÍTULO I 1

1. INTRODUÇÃO 1

1.1. Objetivo do estudo 1

1.2. Área estudada 1

1.3. Metodologia 3

1.3.1. Levantamento geológico 3

1.3.2. Petrografia 5

1.3.3. Análise estrutural 6

1.4. Terminologia 7

CAPÍTULO II 9

2. ESTUDOS GEOLÓGICOS ANTERIORES 9

CAPÍTULO III 12

3. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA 12

CAPÍTULO IV 14

4. ANÁLISE DA LITOLOGIA 14

4.1. Nomenclatura dos migmatitos 14

4.2. Bloco Juquitiba 15

4.2.1. Aspectos gerais 15

4.2.2. Migmatitos estromatíticos 16

4.2.2.1. Paleossoma 16

4.2.2.2. Neossoma 18

4.2.2.3. Quartzitos 18

4.2.2.4. Metabasitos 22

4.2.3. Migmatitos homogêneos 24

4.2.4. Migmatitos oftalmíticos 26

4.2.5. Migmatitos diadisíticos 26

4.2.6. Ectinitos 27

4.2.7. Granitóides 35

4.2.8. Ígneas básicas 36

4.3. Bloco Litorâneo 38

4.3.1. Aspectos gerais 38

4.3.2. Migmatitos de neossoma dominantemente alcali-cálcico 39

4.3.2.1. Migmatitos estromatíticos 39

4.3.2.2. Migmatitos oftalmíticos 43

4.3.3. Migmatitos de neossoma dominantemente alcalino 44

4.3.3.1. Generalidades 44

4.3.3.2. Migmatitos oftalmíticos 46

4.3.3.3. Microclina quartzitos 47

4.3.3.4. Neossomas discordantes e subconcordantes 48

4.3.3.5. Anatexitos e diatexitos 49

4.3.4. Granitóides 51

4.3.5. Ígneas básicas e ultrabásicas 53

4.4. Sedimentos terciários e quaternários 54

4.4.1. Sedimentação terciária 54

4.4.2. Depressão circular de Colonia 55

4.4.3. Sedimentação quaternária 56

4.4.4. Sedimentação da Baixada Litorânea 57

CAPÍTULO V 60

5. ANÁLISE DO MAGMATISMO 60

5.1. Básicas metamorfizadas 60

5.2. Granitóides e corpos associados 61

5.3. Magmatismo básico 62

CAPÍTULO VI 65

6. ANÁLISE DO METAMORFISMO 65

6.1. Bloco Juquitiba 65

6.1.1. Metamorfismo dinamotermal e de contato 65

6.1.2. Migmatização no Bloco Juquitiba 67

6.2. Bloco Litorâneo 68

6.3. Metamorfismo cataclástico 70

CAPÍTULO VII 73

7. ANÁLISE DA ESTRATIGRAFIA 73

7.1. Considerações gerais 73

7.2. O Grupo Açungui e o seu substrato 75

CAPÍTULO VIII 79

8. ANÁLISE DAS ESTRUTURAS 79

8.1. Estruturas reliquiares 79

8.2. Estruturas tectógenas 79

8.2.1. Falhas 79

8.2.2. Juntas 86

8.2.3. Xistosidade 93

8.2.4. Foliação de crenulação 102

8.2.5. Lineações 103

8.3. Estruturas de migmatização 104

8.4. Dobras 106

8.5. Regionalização dos dados estatísticos 112

8.6. Eventos de dobramento e cristalização 112

CAPÍTULO IX 117

9. CONCLUSÕES 117

10. BIBLIOGRAFIA 124

AGRADECIMENTOS 132

14 TABELAS

25 DESENHOS

1 MAPA

47 FOTOGRAFIAS

CAPÍTULO I

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVO DO ESTUDO

O quadro da evolução dinâmica da Província Tectônica Sudeste (ALMEIDA, 1972) dificilmente será conhecido em bases concretas se não for cartografada sistematicamente e caracterizada sob os pontos de vista das estruturas, metamorfismo, magmatismo, estratigrafia e cronologia de eventos.

Essa linha de investigação só recentemente começou a ser desenvolvida entre nós, com a aplicação de uma metodologia moderna e reconhecidamente validada por testes em outras partes do mundo (HASUI, 1973).

No presente estudo, objetivamos primeiramente a cartografia em semi-detalhe de uma área e, em segundo lugar, propusemo-nos a estudar o desenvolvimento estrutural e os eventos de cristalização metamórfica e magmática, através da análise de unidades litológicas, do metamorfismo, da migmatização, do magmatismo, das estruturas, da geocronologia e da estratigrafia. O conjunto de dados obtidos permitiu estabelecer a seqüência de eventos que possibilitou esboçar a evolução tectônica da área; esta síntese foi o objetivo último deste trabalho.

1.2 - ÁREA ESTUDADA

A região estudada acha-se delimitada pelos paralelos $23^{o}45'$ e $24^{o}10'$ de latitude sul, e os meridianos de $46^{o}15'$ e $46^{o}45'$ de longitude a oeste de Greenwich. Ela foi selecionada tendo em vista o interêsse que sempre despertou a borda do Planalto Paulistano e vem completar uma seção

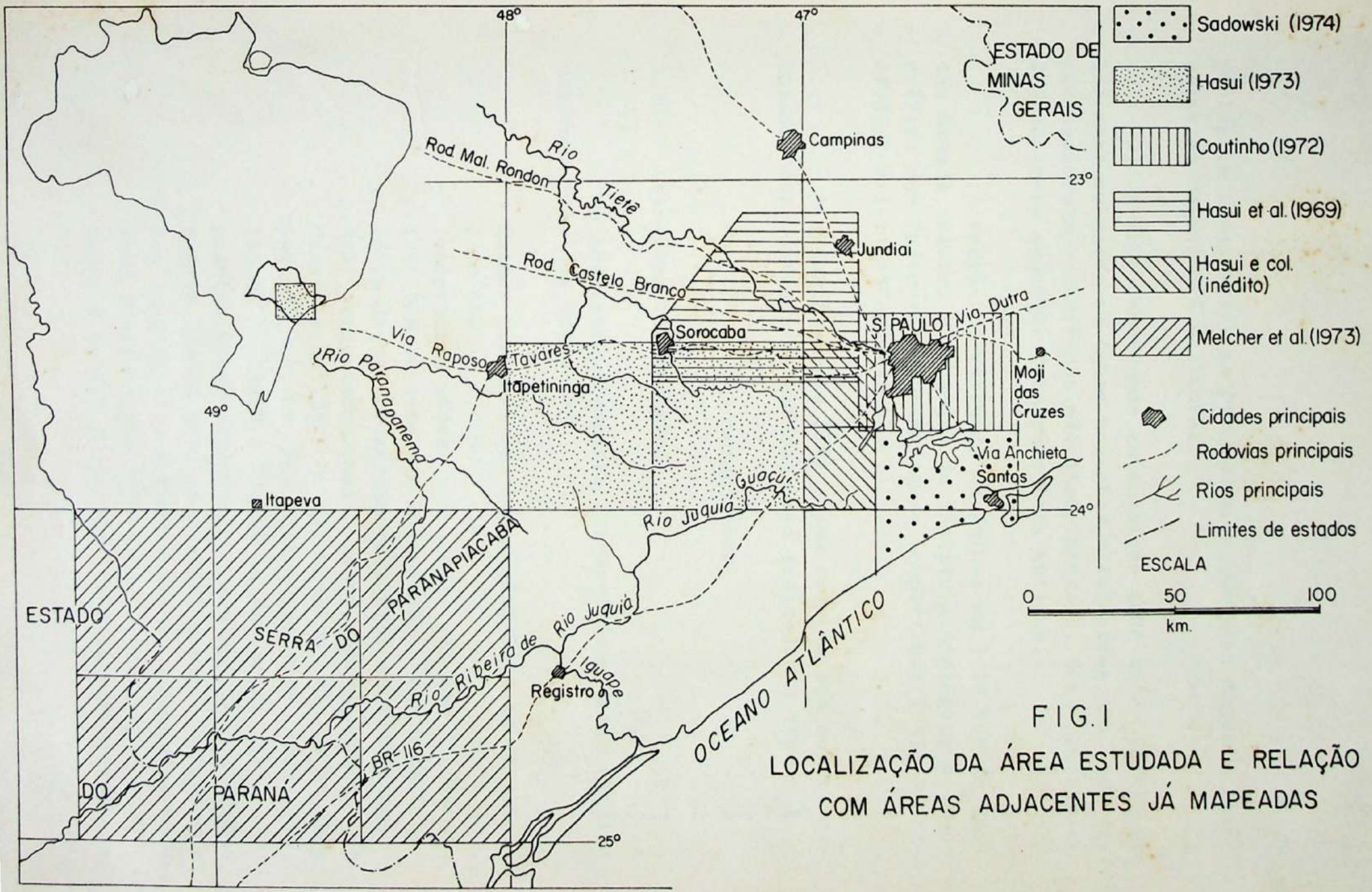


FIG. I

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA E RELAÇÃO COM ÁREAS ADJACENTES JÁ MAPEADAS

geológica transversal do Precambriano paulista desde a Sinéclise do Paraná até o litoral.

A área compreende um total de 1800 km^2. Cerca de 1/3 esta submersa em águas marinhas e lacustres, ou coberta por sedimentos cenozóicos não discriminados. Nos restantes 2/3 acham-se expostas formações mais antigas.

A região corresponde às folhas em 1:50 000 de Riacho Grande, Santos e Mongaguá do Instituto Geológico e Geográfico com índices de nomenclatura respectivos SF-23-YC-VI-4, SF-23-V-B-1-1 e SG-23-V-A-111-2.

A situação dessa área e sua relação com outras estudadas por diferentes autores está indicada na Figura 1.

1.3 - METODOLOGIA

1.3.1 - Levantamento geológico

Os seguintes elementos cartográficos foram utilizados como base dos trabalhos:

- folhas topográficas plani-altimétricas em escala 1:50 000 do I.G.G;
- fotografias aéreas e fotomosaicos em escala 1:25 000 da Aerofoto Natividade Ltda. e da Cruzeiro do Sul Levantamentos Aerofotogramétricos S/A., executados para o Instituto Agronômico de Campinas em 1962. Os fotomosaicos são os de números U5, U6, U9, U10, U13, U14, T-11, T12, T15, T16 da Região 7 e F3, F4 da Região 8;
- plantas plani-altimétricas nas escalas 1:10 000 e 1:20 000 da área compreendida entre a rodovia dos Imigrantes e a Via Anchieta, executadas pela Vasp Aerofotogrametria S/A;
- mapas e perfis em escala 1:500 da rodovia dos Imi

grantes no Trecho da Serra executados pela Camargo Correa S/A.

As observações de campo foram feitas em várias etapas, incluindo as dos trabalhos do autor na Serra do Mar, para fins do projeto e ante-projeto da Rodovia dos Imigrantes de 1968 a 1970. A maioria delas foi realizada de modo a integrar seções geológicas, ao invés de se limitar a pontos para posterior integração.

Na baixada e na encosta da serra, quando não prejudicados pelos recobrimentos de solo coluvionar e talus, são comuns os afloramentos de rocha, seja na forma de lajeados ou em blocos mais ou menos soltos. Já no alto da serra, os afloramentos sãos ou parcialmente intemperizados, praticamente se restringem aos vales dos rios. No restante foram realizadas observações em solos residuais estruturados. Em geral, sempre foi possível encontrar a rocha mãe do respectivo solo residual. No planalto a alteração é extremamente profunda e é conhecido que sondagens aí realizadas indicaram um manto de solo residual estruturado de mais de 70 metros de profundidade.

Os dados geológicos de campo foram lançados nos fotomosaicos e em mapas de escala 1:10 000 e 1:50 000.Os perfis e mapas de escala 1:500 foram utilizados nos trabalhos de detalhamento. O mapa final foi elaborado em 1:100 000 e é aqui apresentado sob forma reduzida à escala de 1:180 000,para facilidade de manuseio.

O uso de fotos aéreas e de fotomosaicos, dentro dos critérios da Aerofotointerpretação, auxília nas extrapolações inevitáveis de qualquer mapeamento geológico, sobretudo nas zonas de difícil acesso. Utilisâmo-las na medida do necessário, e o transporte dos dados para as plantas-base foi realizado tanto de forma direta, como com o auxílio da câmara cla-

ra ou Aerosketchmaster Leitz.

Os contatos entre formações litológicas diferentes foram qualificados no mapa geológico anexo, como "observado" quando vistos no campo ou extrapolados com alto grau de certeza e "provável" quando sua existência é certa, mas sua localização envolve dificuldades. Entre aqueles migmatitos, onde o contato costuma ser do tipo transicional tomamos linhas que podem ser consideradas como as linhas médias de faixas de transição.

As atitudes dos elementos estruturais que figuram no mapa geológico anexo, têm por fim indicar as atitudes gerais no ponto e em seus arredores. Evitamos lançar todas as medidas feitas, mesmo porque nem as milhares de atitudes disponíveis não permitiriam representar perfeitamente as estruturas observadas que obedecem padrões complexos. Julgamos que a disposição das formações litológicas em faixas orientadas tal como ocorre na área e o lançamento de algumas medidas são elementos suficientes para indicar em primeira aproximação, as tendências gerais das estruturas da região.

Para permitir uma visualização do padrão dos lineamentos fotogeológicos, elaboramos um mapa complementar destas feições.

Os símbolos usados procuram obedecer à padronização sugerida pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (Manual de Normas Técnicas, 1972). No caso dos eixos de dobras assimétricas, foi seguida uma sugestão de HANSEN (1972) para mapeamentos em áreas extremamente dobradas indicando a assimetria.

1.3.2 - Petrografia

Foram coletadas 503 amostras e selecionadas 251 para exame petrográfico em seções delgadas.

O estudo foi feito segundo técnicas convencionais em microscópio de luz polarizada Leitz, modelo Dialux-Pol. As descrições da mineralogia, texturas e estruturas limitaram-se ao nível compatível com o caráter de semi-detalhes do presente estudo, suficiente para caracterizar e diferenciar as unidades litológicas.

Foram executadas análises modais em amostras consideradas típicas para algumas litologias e suas variações. Foi utilizado para tal fim o método de CHAYES (1949) com malhas adequadas à granulação e número de pontos contados sempre maior ou igual a 1 000.

Nas rochas porfiroblásticas realizamos na medida do possível, contagem conjunta dos porfiroblastos em secções polidas macroscopicamente de rocha e auxílio de um papel quadriculado.

Os resultados são expressos em porcentagem de volume.

As determinações mineralógicas se basearam sobretudo em KERR (1959) e TROGER (1959) e a terminologia petrográfica se baseia em WILLIAMS et al. (1954) e WINKLER (1967).

1.3.3 - Análise Estrutural

A análise estrutural foi conduzida em níveis mesoscópico e microscópico, segundo os métodos modernos descritos por WHITTEN (1966) e TURNER & WEISS (1963).

Em nível mesoscópico, foram estabelecidas algumas áreas (domínios) homogêneas quanto à orientação de lineamentos fotogeológicos (WHITTEN, 1966). Em tais áreas observamos as estruturas que são apresentadas em diagramas π (projeções de polos) e em diagramas de eixos B ou b (eixos reais ou li

neações paralelas a eles). A rigor tais domínios são aproximadamente homogêneos, pois há semelhança de orientações e não identidade absoluta, mas esse fato não prejudica o método.

Na baixada e na encosta da Serra do Mar, foram realizadas seções nas pedreiras e nos cortes das rodovias Anchieta, Imigrantes e Caminho do Mar em escala reduzida variando de 1:500 a 1:10 000. Tais levantamentos permitiram-nos definir as relações estruturais entre os vários tipos de migmatitos.

A análise mesoscópica conduziu a resultados que foram testados fora dos domínios, antes da extrapolação e se mostraram consistentes, permitindo generalizações para regiões mais amplas.

A análise microscópica foi dominantemnnte voltada à observação de aspectos qualitativos, em seções delgadas e polidas.

A análise quantitativa, no tocante à projeção e contagem em estereograma de eixos c de quartzo, foi realizada visando resolver um problema específico em área de eventual falhamento. A não aplicação generalizada da análise microscópica quantitativa, deve-se à preocupação de definir os traços gerais da evolução tectônica da área deixando para oportunidade futura a utilização extensiva desta técnica.

1.4 - TERMINOLOGIA

Tanto do ponto de vista tectônico, como do ponto de vista petrográfico e estratigráfico, são encontrados na literatura numerosos sistemas de nomenclaturas, e seu exame mostra a existência de inúmeras controvérsias.

Enquanto tal estado provisório persiste é desejável que termos de uso controvertido, sejam definidos antes de usá-los para evitar confusões na compreensão dos inúmeros aspectos geológicos.

Por conseqüinte, no texto que se segue vamos tentar definir ou indicar o autor da definição ou conceito, sempre que usarmos terminologia de significado controvertido.

CAPÍTULO II

2 - ESTUDOS GEOLÓGICOS ANTERIORES

Situada ao sul da capital do Estado de São Paulo e incluindo o Pôrto de Santos, a região estudada tem sido objeto de grande interêsse técnico e científico.

Foram realizados diversos estudos de caráter local na área e entre estes estão os de DERBY (1857) que descreve a geologia ao longo da Estrada de Ferro Sorocabana; RODRIGUES e NOGAMI (1951) que esboçaram uma seção geológica ao longo da Via Anchieta; GUIMARÃES (1952) que notificou entre outras ocorrências a existência de mármores e calcários magnesianos na Via Anchieta e no sopé da Serra junto à Usina da Companhia Santista de Papel; FRANCO (1955) que descreveu a petrografia de um migmatito na praia do Tombo em Guarujá; FRANCO e FELICÍSSIMO (1956) e VIEIRA GOMES (1956) que estudaram o gabro olivínico de Curucutu e o anfibolito de Evangelista de Souza e os depósitos de bauxita associados; KOLLERT e DAVINO (1962) que realizaram estudos geofísicos na possível cratera meteorítica de Colônia; PICHLER e SOUZA CAMPOS (1955) que estudaram diques de diabásio e de ultramelânicas de Santos; MACHADO (1969) que realizou perfis geofísicos do vale do Cubatão; SADOWSKI (1970) que apresentou um mapa geológico preliminar do vale do mesmo rio.

Além desses trabalhos, inúmeros geólogos de diferentes companhias e instituições tem feito estudos de Geologia Aplicada na encosta da Serra e Baixada Santista tais como PICHLER, RODRIGUES (1965); ELLERT (1968); TEIXEIRA E KANJI (1971); HESSING (1969) e outros.

A presença da escarpa da Serra do Mar, cuja denominação local é Serra de Cubatão, fez com que a área se tornas

se alvo de vários trabalhos geológicos e geomorfológicos visando a elucidação da gênese deste acidente geográfico. BACKHEUSER(1926); MAULL(1930); WASHBURNE(1930); PAES LEME(1936); DE MARTONNE(1933) secundados por LAMEGO(1938); RUELLAN(1944); FREITAS(1951) e RICH(1953) defenderam, para a escarpa,uma gênese por falhamento com base em estudos realizados tanto no litoral de São Paulo, como no Rio de Janeiro. MORAES REGO (1943), no entanto, supôs uma origem ligada à erosão diferencial. O primeiro trabalho específico sobre a área realizado em bases geológicas foi o de ALMEIDA(1953) que descreveu um extenso falhamento que se prolonga nas margens direita e esquerda do rio Cubatão e Mogi, respectivamente, e propôs uma origem primária por falhamento e regressão da escarpa por erosão. AB'SABER(1955) usando evidências geomorfológicas confirmou o papel dos falhamentos na esculturação da escarpa e que teriam ocorrido a partir do Cretáceo.

Mais tarde, COUTINHO(1972), após estudo petrográfico do falhamento de Cubatão, tenta integrá-lo regionalmente. SUGUIO e KUTNER(1969) estudaram os sedimentos do rio Cubatão mas não forneceram dados conclusivos; PAIVA e PONÇANO(1972), para fins de projeto de barragem, detalharam a geomorfologia do vale do Cubatão; MONDENESI(1971) examinou a geomorfologia da Ilha de Santo Amaro supondo eventual falhamento no canal de Bertioga.

Dos trabalhos de caráter regional cumpre lembrar os dos irmãos ANDRADA(1820) que em sua "Viagem Mineralógica na Província de São Paulo" descreveram as litologias de Santos e da subida da Serra. FLORENCE(1908) esboçou as seções entre Aldeinha e Engenheiro Marsilac. MORAES REGO(1933 a 1944) considerando a Geologia do Estado de São Paulo, descreve entre outros o vale do Cubatão como sendo um sinclinal com rochas do Grupo São Roque; KNECHT e PLINIO DE LIMA (1936) descreveram seções geológicas entre Mairinque e Santos e de Santo André a Paranapiacaba; KNECHT(1964) em "Geo-

logia do Estado de São Paulo", cita os trabalhos anteriores e em função de outros dados delinea a Geologia da área; ALMEIDA(1964) na descrição dos fundamentos geológicos do relevo Paulista, sintetiza inclusive os conhecimentos geológicos sobre a faixa costeira; RIDEG(1972) em sua tese sobre a Geologia da Serra do Mar a Leste da área em apreço, leva em conta uma série de faixas cataclásticas paralelas à linha da costa, algumas das quais por nós confirmadas.

CAPÍTULO III

3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

A região estudada apresenta-se cortada por dois grandes lineamentos a saber: a Zona de Falhamentos de Cubatão e a faixa cataclástica Jurubatuba.

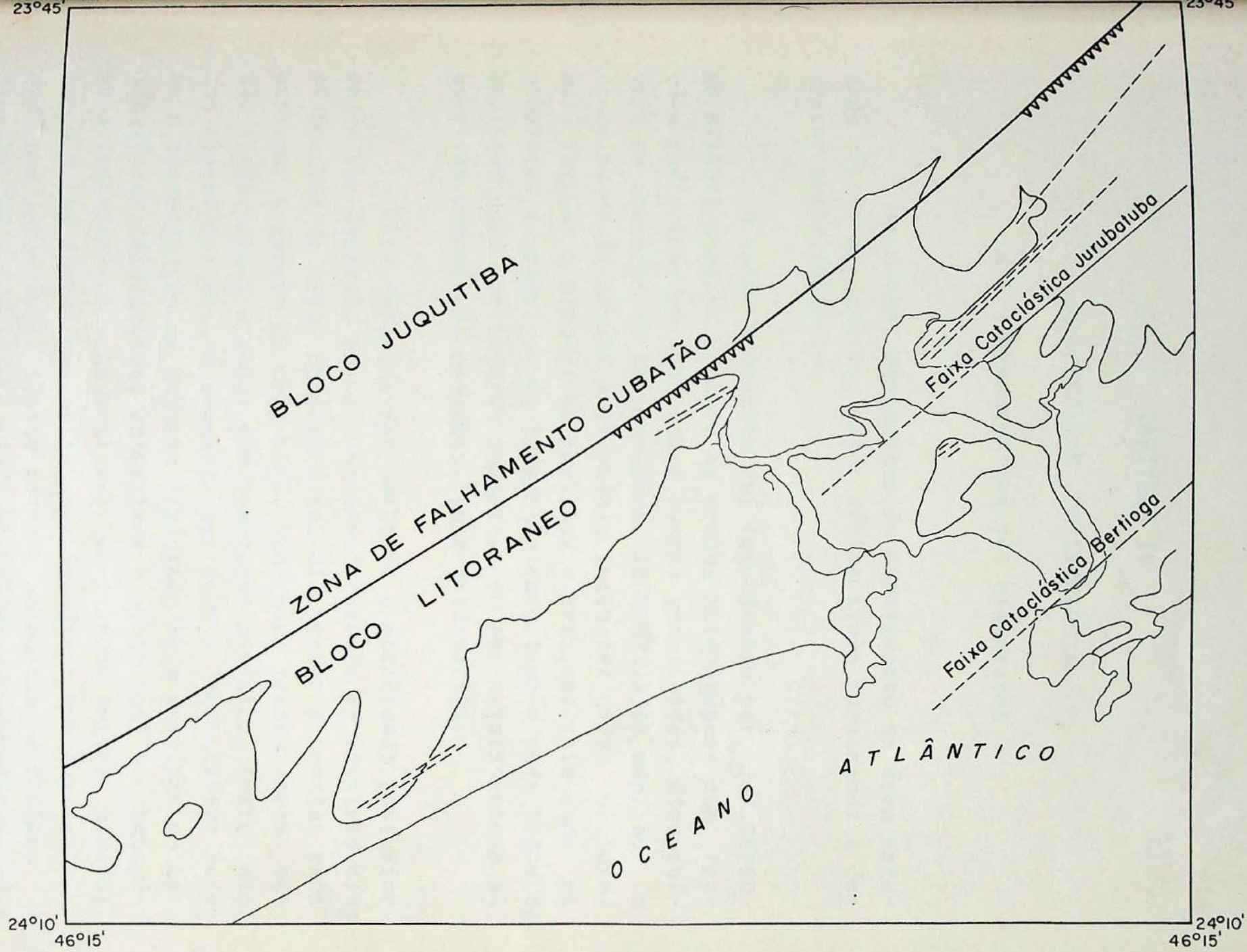
A zona de falhamentos de Cubatão se estende na encosta sudeste dos vales dos rios Mogi, Cubatão e Branco. Ela constitue o limite sul de uma faixa de rochas ectiníticas que se encontra no vale destes rios e é, na realidade um complexo sistema de falhamentos com características ora de empurrão, ora de transcorrência como também normal.

O lineamento de Cubatão permite separar dois blocos nitidamente distintos na litologia e na estrutura. Na porção norte temos um bloco constituido por ectinitos e migmatitos essencialmente estromatíticos com frequentes sinais de retrometamorfismo e paleossomas xistosos.

O bloco sul é composto por migmatitos essencialmente oftalmíticos e de paleossoma de composição gnáissica. Os eixos de dobramento no bloco norte mergulham dominantemente para SW e os do bloco sul para NE. Ao longo do lineamento do Cubatão ocorre uma seqüência de granitos pós-tectônicos situados principalmente no bloco sul.

O bloco norte correponderia ao Bloco Juquitiba de HASUI(1973) e o bloco sul ao Bloco Litorâneo ou Costeiro de COUTINHO(1972).

A Faixa Cataclástica de Jurubatuba que possivelmente se prolonga através da Faixa Cataclástica de Mongaguá, sob os sedimentos da Baixada Santista, é um acidente tectônico dentro do Bloco Litorâneo.


23°45'
23°45'
BLOCO JUQUITIBA
ZONA DE FALHAMENTO CUBATÃO
BLOCO LITORANEO
Faixa Cataclástica Jurubatuba
Faixa Cataclástica Bertioga
OCEANO ATLÂNTICO
24°10'
46°15'
24°10'
46°15'

CAPÍTULO IV

4 - ANÁLISE DA LITOLOGIA

4.1 - NOMENCLATURA DOS MIGMATITOS

As rochas dominantes do embasamento na área estudada são os migmatitos, cujos vários tipos passaremos a descrever neste capítulo.

O termo migmatito foi introduzido por J.J.SEDERHOLM(1907) para se referir às rochas heterogêneas com frações gnáissicas ou xistosas e outras granitóides, discerníveis em amostras ou afloramentos. WEGMANN(1935) ampliou o conceito de Sederholm aplicando-o inclusive para misturas mais íntimas e difusas de gnaisses e granitos tais como os nebulitos a arteritos de Sederholm como também para todos os gnaisses que, por injeção magmática ou por metassomatose, adquiriram composição essencialmente feldspática.

Este conceito foi ampliado e modificado posteriormente por diversos autores desenvolvendo-se em paralelo, classificações de tipos de migmatitos diferentes e teorias para explicar a gênese de cada tipo. Numerosos termos foram então introduzidos e todos com conotação genética. Entre estas classificações, a proposta por JUNG e ROQUES(1952) retoma a conceituação de Wegmann dividindo os migmatitos em heterogêneos (diadisitos, epibolitos e agmatitos) e homogêneos (embrechitos e anatexitos). Os citados autores atribuiram a estas rochas uma origem metassomática que ter-se-ia dado por intercâmbio iônico entre o paleosoma e fluidos (ichor), de proveniência não necessariamente magmática, que o percolariam, através de zonas de resistência mínima. Este modelo genético, foi combatido por adeptos de outros mecanismos de formação (injeção magmática, fusão diferencial e

segregação),mas a classificação foi bem aceita nos meios geológicos que se dedicam ao mapeamento de tais áreas dada a sua relativa facilidade de aplicação no campo.

TURNER & VERHOOGEN (1960), como muitos outros autores, acharam preferível voltar à acepção original do termo migmatito excluindo os tipos homogêneos.

Face às divergências que se foram acentuando com o passar do tempo e, a proliferação de nomes, tornou-se necessária uma listagem dos termos usados para designar os migmatitos. Isto foi iniciado no XX Congresso Internacional de Geologia, em Copenhague (1964), por iniciativa de DIETRICH e MEHNERT. Na lista proposta, os autores apenas sublinharam os nomes por eles escolhidos preferencialmente. Posteriormente, tal lista foi suplementada por ROQUES & POLKANOV(1968).

No nosso trabalho, vamos nos ater à terminologia essencialmente descritiva porposta por MEHNERT(1968) e a alguns dos termos de Jung e Roques, sem conotação genética.

4.2 - BLOCO JUQUITIBA

4.2.1 - Aspectos Gerais

O bloco Juquitiba é constituido essencialmente por migmatitos estromatíticos. Membros oftalmíticos aparecem subsidiariamente e são esparsas as feições ptigmáticas, de boudinage, e raras as agmatíticas. Faixas de rochas ectiníticas também foram observadas neste bloco. Ocorrem ainda granitóides, metabasitos, rochas básicas e sedimentos terciários.

Os ectinitos afloram em zonas estreitas e longas constituíndo a faixa de biotita xistos do Rio Pequeno,de calcosilicáticas da encosta da Serra de Cubatão e a faixa metassedimentar dos rios Branco, Cubatão e Mogi.

Os migmatitos podem apresentar dominância do paleossoma ou do neossoma sendo neste último caso, de composição média gnáissica a granítica. Os primeiros dominam na metade norte e os segundos na metade sul do bloco. As porções oftalmíticas geralmente se mesclam com as estruturas estromatíticas de neossoma dominante, de forma alternada ou desordenada e de difícil delimitação, situando-se, com maior freqüência, em zonas apicais de dobras.

O maior corpo granitóide da região se encontra a norte de Parelheiros. Os metabasitos se alinham desde Engenheiro Marsilac até proximidades de Campo Grande e foram levantados apenas os corpos maiores, havendo corpos menores registrados vagamente por FELICÍSSIMO(1956). Nas proximidades da escarpa temos pequenos corpos de gabro e diques de diabásio e lamprófiros. Sedimentos terciários ocorrem em manchas esparsas nos arredores das represas dos rios Grande e Pequeno.

4.2.2 - Migmatitos Estromatíticos

4.2.2.1 - Paleossoma

O paleosoma quando xistoso apresenta coloração usualmente cinza a preta nas seqüências biotíticas, cinza esverdeada e esbranquiçada nas seqüências cloríticas e moscovíticas. Por alteração intempérica, adquire coloração avermelhada.

A foliação é conspícua e ressaltada em certas áreas pelo bandeamento definido por faixas ora mais micáceas ora mais quartzosas. É causada pela orientação planar das micas, por grãos achatados de quartzo e às vezes por planos de crenulação. Corpos quartzíticos e pegmatóides de espessuras decimétricas e decamétricas e de formas lenticulares ocorrem intercaladas paralelamente à xistosidade, sendo originários de leitos menos competentes que sofreram estriação e quebra ou en-

tão de eventuais metaconcreções (COUTINHO,1972).

De maneira geral,o paleossoma é constituído essencialmente por quartzo, biotita e moscovita, com o predomínio de um ou outro destes minerais.

As micas são de duas gerações, moscovita e biotita de menor granulação que desenvolvem a xistosidade e porfiroblastos de moscovita e clorita que cortam ou desviam esta estrutura (Foto 1). Sillimanita apresenta-se nas formas granulares e fibrosas. A clorita pode substituir a biotita e a granada de forma a subsistirem apenas restos destes minerais dominando o aspecto de clorita-xistos, como acontece na borda da escarpa da Serra de Cubatão. Nestas rochas, a sillimanita apresenta-se cortada e envolta por moscovita e sericita (Fotos 2 e 3). A granada nestas rochas apresenta-se por vezes quebrada e substituída pela clorita.Freqüentemente aparece crenulação intensa das micas (Foto 4).

Minerais opacos, zircão e apatita formam cristais anédricos ou subédricos, finíssimos, dispersos na rocha.

A granada constitui porfiroblastos poiquiloblásticos englobando grãos de quartzo. O plagioclásio . andesina quando em quantidades irrisórias apresenta-se em grãos xenomorfos dispersos, e quando em teores elevados, aumenta em tamanho, torna-se subédrico e constitui porfiroblastos poiquiloblásticos incluindo grãos de micas e quartzo. A sua quantidade pode ultrapassar 25% e nestes casos a rocha deverá ser qualificada como gnaisse (WINKLER, 1967).

Turmalina e pirita em cristais anédricos e subédricos se desenvolvem nas proximidades de granitos ou de áreas de cataclase atestando ação de fluidos hidrotermais e ou pneumatolíticos como nas proximidades do granito de Parelheiros, nas zonas de cataclase e pegmatitos da encosta da Serra de Cubatão.

A Tabela 1 apresenta análises modais de alguns dos paleossomas citados. As tres primeiras colunas se referem a paleossoma. xistosos e as tres últimas a paleossomas de composição gnáissica.

4.2.2.2 - Neossoma

Os neossomas no bloco Juquitiba, na área estudada, apresentam granulação variada, formam faixas e bolsões concordantes com a xistosidade do paleossoma com espessuras de milímetros a metros.

A granulação pode ser de pegmatóide a fina. Nas porções mais feldspatizadas o neossoma chega a dominar, incluindo apenas bandas residuais do paleossoma. Também pode se apresentar em feições lenticulares paralelas (Foto 5) de espessura milimétrica. Dos minerais componentes dominam o quartzo e o plagioclásio andesina-oligoclásio. Em certos locais, como nos núcleos de áreas mais feldspatizadas temos concentrações razoáveis de microclina definindo composições mais alcalinas. Os feldspatos são tanto intersticiais como porfiroblásticos poiquiloblásticos e em geral subédricos. Pequenas porcentagens de biotita, moscovita, minerais opacos e apatita constituem os acessórios.

4.2.2.3 - Quartzitos

Entremeados aos xistos e gnaisses ocorrem camadas ou lentes de espessuras centimétricas a decamétricas de dois tipos de quartzitos. São quartzitos feldspáticos e calcossilicáticos. O primeiro tipo ocorre mais comumente em camadas na porção N-NE, da área e o segundo de forma generalizada em forma de lentes ou de "boudins".

Os quartzitos feldspáticos são brancos a cinzentos manchando-se com tons amarelados ou avermelhados sob a ação

TABELA 1

ANÁLISES MODAIS DE PALEOSOMAS ESTROMATÍTICOS DO BLOCO JUQUITIBA

Amostra nº	167	170	935	910	107	821
Nº Pontos	1035	1000	1010	1015	1000	1032
Quartzo	22,4	25,1	24,2	19,1	66,9	29,8
K-Feldspato	-	-	-	-	-	-
Plagioclásio	1,3	1,9	3,0	43,2	21,8	39,8
Biotita	47,7	41,2	12	34,3	6,5	24,6
Moscovita	1,3	10,0	11,5	3,4	-	2,6
Clorita	tr	-	46,3	-	-	-
Sillimanita	23,1	20,0	-	-	-	-
Granada	4,2	2,0	3,0	-	4,6	-
Opacos	tr	tr	tr	tr	0,2	0,8
Epídoto	-	-	-	-	-	2,2
Acessórios	tr	tr	tr	-	-	resto

Amostra 167 - Estrada entre a fazenda Capivari e Evangelista. Cachoeirinha.

Amostra 170 - Estrada entre a fazenda Capivari e Evangelista. Cachoeirinha.

Amostra 935 - Arredores do km 9 da rodovia de ligação Imigrantes e Anchieta.

Amostra 910 - Encosta da Serra de Cubatão, rodovia dos Imigrantes túnel TA-10.

Amostra 107 - Descida da Serra, próximo ao VD-3 da Via Anchieta.

Amostra 821 - Alto da Serra de Cubatão, Estrada de Ferro Sorocabana entre Evangelista e Campo Grande.

da alteração intempérica. Apresentam granulação fina a média. Em sua constituição entram essencialmente quartzo e feldspato. Biotita, moscovita, titanita, apatita zircão e opacos ocorrem como acessórios.

Os quartzitos calcosilicáticos estão incluidos com freqüência tanto nos gnaisses como nos xistos. Seus contatos costumam ser bruscos e por vezes apresentam uma faixa escura de concentração de máficos nas bordas. Foram consideradas como metaconcreções por COUTINHO (1972) e em São Bernardo se apresentam como seixos de metaconglomerado segundo ELLERT (1961). Podem ocorrer com várias dezenas de metros de extensão como constatamos na via Anchieta, nas proximidades da ponte e de Riacho Grande. Apresentam coloração cinza esverdeada passando a colorações branco-amareladas ou alaranjadas com ou sem manchas avermelhadas. Sua consistência é maciça e a granulação é fina. Compõem-se essencialmente, de quartzo; os minerais acessórios ou secundários são tremolita, minerais do grupo do epídoto, diopsídio, titanita, granada clara, apatita, incidências restritas de carbonato, minerais opacos, moscovita, microclina, turmalina e plagioclásio cálcico.

A Tabela 2 mostra composições modais destas rochas em que as duas últimas colunas são análises realizadas HASUI (1973), no mesmo bloco mas em áreas diferentes.

O quartzo via de regra, é anédrico, equidimensional, e por vezes achatado. Minerais do grupo do epídoto formam agregados de cristais colunares ou fibrosos, por vezes substituindo a granada e eventualmente, intercrescidos com plagioclásios semi-alterados. A granada apresenta coloração clara e é anédrica ou subédrica. O anfibólio, em alguns corpos, é representado pela hornblenda verde clara e em outros por tremolita, ocorrendo no primeiro caso em cristais esparsos subédricos e no segundo em agregados fibrosos dispersos na rocha. O plagioclásio foi considerado como da variedade

TABELA 2

ANÁLISES MODAIS DE QUARTZITOS CALCOCILICÁTICOS DO BLOCO JUQUITIBA

Amostra nº	T-14	Núcleo T-12	Borda T-12	328	338
Nº Pontos	1000	1000	1000	1220	1107
Quartzo	66,6	74,7	74,3	54,1	71,5
Plagioclásio	7,0(Bytow)	-	-	23,4	10,4
Grupo do epídoto	18,2	14,0	23,2	6,6	0,7
Diopsídio	-	-	-	0,2	-
Anfibolio	3,2	-	-	6,4	0,2
Titanita	0,6	0,6	1,1	1,6	1,1
Granada	4,4	10,2	0,6	7,3	1,0
Apatita	tr	0,5	0,8	0,1	0,3
Biotita	-	-	-	-	4,0
Opacos	-	-	-	tr	0,1
Moscovita	-	-	-	-	8,4
Microclina	-	-	-	0,2	-
Clorita	-	-	-	-	2,3

Amostra T-14 - Lente quantzítica no Tunel 14 - Rodovia dos Imigrantes

Núcleo TA-12 e borda - Tunel 12 - Rodovia dos Imigrantes.

Amostra 328 - Segundo Hasui (1973) - 9 km a SE de Juquitiba.

Amostra 338 - Segundo Hasui (1973) - 13 km a W de Juquitiba.

dominantemente cálcica bytownita ou até anortita. Apresenta-se subédrico a anédrico.

4.2.2.4 - Metabasitos

Vários corpos metabásicos de pequeno porte estão intercalados no bloco Juquitiba. Por alteração intempérica tendem a dar origem a depósitos de laterita e bauxita ferruginosa. Esta associação acentuou o interêsse econômico nos mesmos e de modo que diversas ocorrências foram pesquisadas pelo IGG e notificadas por FELICISSIMO (1956). No entanto, compatíveis com a nossa escala de levantamento observamos somente três corpos situados respectivamente em Engenheiro Marsilac, Evangelista de Souza e proximidades de Campo Grande na estrada Ribeirão Pires-Paranapiacaba. Os solos de alteração possuem cores amarelo alaranjadas ou avermelhadas.

Os anfibolitos de Evangelista de Souza e Engenheiro Marsilac possuem algumas características em comum. Apresentam lineação pouco conspícua na parte média dos corpos e composição mineralógica semelhante. Sua forma não poude ser estabelecida. São constituídos essencialmente por hornblenda, clinopiroxênio e plagioclásio e apresentam opacos, titanita e apatita como acessórios. A hornblenda é da variedade castanha, subédrica e, envolve cristais de clinopiroxênio incolor. Este é anédrico e por vezes inclui grande quantidade de pequenos cristais de plagioclásio. O plagioclásio é labradorita e constitue a matriz, apresentando-se ripiforme e com disposição caótica; freqüentemente mostra contornos difusos. Alguns cristais apresentam geminação Carlsbad e lei da albita combinadas. Apatita, titanita e opacos estão esparsos na rocha.

O anfibolito de Campo Grande, por sua vez é um corpo menor de nítida forma tabular. Apresenta orientação mais conspícua que a dos outros corpos citados e sinais de

TABELA 3

ANÁLISES MODAIS DOS ANFIBOLITOS DO BLOCO JUQUITIBA

Amostra nº	164	424	175	ES-R.F.
Nº de Pontos	1000	1000	1000	-
Quartzo	-	1,4	-	-
Plagioclásio	33,3(lab.)	32,2	24,2(lab.)	25(byt.)
Hornblenda	60,2	48,8	65,6	60
Piroxênio	6,3	-	10,0	15(diopsídio)
Titanita	tr	0,5	tr	
Opacos	tr	1,9	tr	
Grupo do Epídoto	-	15,1	-	
Apatita	-	0,1	tr	

Amostra 164 - Engenheiro Marsilac.

Amostra 424 - Estrada Campo Grande - Paranapiacaba perto da El-Cloro.

Amostra 175 - Estação transformadora de Evangelista de Souza.

Amostra ES-R.F. - Pedreira Jacob perto de Evangelista de Souza, segundo Rui Ribeiro Franco.

alteração secundária. O anfibólio é uma hornblenda parda subédrica, por vezes poiquiloblástica, envolvendo então, pequenos cristais de feldspato e quartzo de formas granulares. O plagioclásio é andesina ripiforme alterado às vezes anédrico, apresenta-se freqüentemente em agregados radiais de minerais do grupo do epídoto ou em um mineral opticamente isomorfo,intersticial. Quartzo apresenta-se entremeado com plagioclásio anédrico sendo equidimensional e com extinção ondulante sob nícois cruzados. Zoisita parece ser o mineral representativo do grupo do epídoto ocorrendo esparsa em prismas e agregados radiais, como já observamos. Acessórios como opacos, apatita e titanita ocorrem disseminados e no caso desta última, em agregados de cristais anédricos.

A composição modal dos anfibolitos descritos está apresentada na Tabela 3 incluindo uma análise de FRANCO & FELICÍSSIMO (1956).

4.2.3 - Migmatitos homogêneos

Este tipo de migmatito associado freqüentemente à feições nebulíticas costuma ocorrer de forma esparsa e desordenada nas bordas da escarpa da Serra de Cubatão e em uma faixa mais ou menos contínua na encosta. Apresentam granulação média, cor homogênea, cinza clara e escura (Foto 6).No seu interior notam-se esporadicamente lentes e camadas de quartzito calcosilicático, boudinadas, de dimensões decimétricas a métricas com achatamento paralelo à xistosidade(Foto 7).

Sua foliação é pouco conspícua sendo notável em trechos onde se concentram escuras películas milimétricas constituídas de biotita.

Ocorrem em núcleos de anticlinais, passando gradualmente a migmatitos estromatíticos. São compostos essencialmente, de plagioclásio e quartzo nas bordas,enquanto que

TABELA 4

ANÁLISES MODAIS DE MIGMATITOS HOMOGÊNEOS DO BLOCO JUQUITIBA

Amostra nº	902	903
Nº de Pontos	1000	1037
Quartzo	41,3	23,6
Plagioclásio	43,2	39,3
Microclina	-	29,5
Biotita	16,3	4,5
Moscovita	2,3	2,9
Granada	1,9	0,2
Apatita	tr	tr
Opacos	0,3	tr

Amostra 902 - Tunel TA-10. Rodovia dos Imigrantes.

Amostra 903 - Tunel TA-11. Rodovia dos Imigrantes.

no núcleo, além desses minerais ocorre também microclina.Moscovita e biotita aparecem subordinadamente, e granada, apatita e opacos, formam os acessórios. Sua composição modal está representada na Tabela 4.

O quartzo é anédrico e apresenta-se tanto com forma equidimensional, como achatado. O plagioclásio é oligoclásio em cristais poiquiloblásticos e subédricos sendo alguns seri-citizados.

A microclina ocorre em cristais subédricos a euédricos um pouco maiores envolvendo poiquiloblasticamente a bioti

ta e o quartzo e até o plagioclásio, Por vezes, surge intersticialmente em agregados anédricos. No contato entre o plagioclásio e a microclina desenvolve-se mirmequita. Na porção mais rica em microclina do maciço homogêneo do tunel TA-10/11 da rodovia dos Imigrantes notamos a diminuição da biotita que no geral aparece tanto esparsa como em concentrações lamelares orientadas definindo a foliação da rocha. Moscovita ocorre tanto ligada a sericitização do plagioclásio, como de forma esporádica em cristais maiores. Granada subédrica e anédrica poiquiloblástica envolve biotita e quartzo.Minerais opacos são raros e da mesma forma que a apatita estão disseminados na rocha. Em certas ocasiões aparecem sulfetos e carbonatos preenchendo fissuras.

4.2.4 - Migmatitos oftalmíticos

As feições oftalmíticas nos migmatitos do bloco Juquitiba são menos freqüentes que as do bloco litorâneo e apresentam-se como feição subsidiária da estrutura estromatítica nas porções granitizadas das zonas apicais de dobras. Sua delimitação é dificil, dado o caráter irregular e por vezes de transição dos contatos. São constituídos principalmente por plagioclásio do tipo andesina a oligoclásio, poiquiloblástico, e elevemente sericitizado envolvendo biotita e quartzo. O restante da rocha apresenta os aspectos já descritos para os estromatitos de composição gnáissica. Por vezes, fenoblastos de microclina poiquilobástica ocorrem se superpondo aos plagioclásios nas áreas onde a estrutura dos migmatitos, começa a se apresentar nebulítica. Em geral são subédricos a euédricos com a xistosidade deslocada ao seu redor.

4.2.5 - Migmatitos diadisíticos

No canto NW da região estudada ocorrem migmatitos de estrutura dominantemente disdisítica envolvendo parte do granito de Parelheiros. De forma mais rara, nas proximidades

do granito, observam-se inclusive estruturas estromatíticas. As feições diadisíticas são emprestadas aos migmatitos por intercalações pegmatóides freqüentemente discordantes das estruturas e talvez ligadas diretamente a alguma fase de formação do corpo granítico. O paleosoma destes migmatitos é constituído por xistos apresentando por vezes rítmos de leitos metapelíticos alternados com metapsamíticos. Em geral são moscovita-biotita-quartzo-xistos. As micas apresentam granulação fina a média desenvolvendo a xistosidade. Por vezes moscovita e clorita de segunda geração cortam a xistosidade. O quartzo é anédrico freqüentemente achatado, apresentando-se por vezes extinção ondulante sob nícois cruzados. Acessórios são opacos, zircão e turmalina em disposição caótica. Esta última ocorre com maior freqüência, sendo subédrica à euédrica, nas proximidades dos corpos pegmatóides onde pode ocorrer em concentrações elevadas, em bolsões, ao lado da moscovita.

4.2.6 - Ectinitos

Na área estudada, ocorrem três faixas ectiníticas, Estão situadas, via de regra, em núcleo de sinclinórios.

A faixa ectinítica do núcleo do sinclinório do Cipó é constituída essencialmente, por metapelíticas. Na encosta da Serra do Cubatão temos uma faixa de rochas calcosilicáticas. Uma terceira faixa mais representativa constituída por metapelíticas, metapsamíticas, mármores e anfibolitos ocorre nos vales dos rios Mogi, Cubatão e Branco.

Metapelitos Cipó

A faixa de ectiníticas do sinclinório de Cipó, foi definida em área vizinha por HASUI e col. (inédito). Na área estudada ela é representada por quartzo-biotita-xistos, moscovita-biotita-xistos e biotita-moscovita-xistos de granulação fina e aspecto macroscópico filítico. Por vezes

estão cloritizados e sericitizados. Sotopostos a estes metapelitos ocorrem os xistos quartzosos diadisíticos já descritos em outro item.

Rochas calcossilicatadas

Na encosta da Serra de Cubatão desde as proximidades do Tunel, da estrada de Ferro Sorocabana até as proximidades do tunel TD-2 da via Anchieta. ocorre uma seqüência calcosilicatada constituída por frações anfibolíticas, biotíticas e camadas ricas em epídoto e quartzo. São rochas de cor verde escura à preta, com freqüente acamamento reliquiar representado por camadas escuras e verde claras, alternando-se ritmicamente e cujas espessuras são milimétricas à centiméricas (Foto 8). Apresentam foliação pouco conspícua e granulação fina lembrando metarenitos. Por vezes apresentam-se cortadas discordantemente por vênulas milimétricas de epídoto (Foto 9). Concentrações centimétricas e milimétricas lenticulares e concordantes de quartzo secundário aparecem aqui e ali. São comuns feições de cataclase, microfalhamentos e foliação de crenulação (Foto 8).

São constituídas essencialmente por quartzo, actinolita, tremolita, biotita, epídoto e andesina, e por vezes incluem diopsídio, microclina e moscovita; como acessórios temos apatita, zircão, titanita, carbonatos, opacos e localmente, turmalina.

As bandas mais claras são enriquecidas em quartzo, feldspato, moscovita e epídoto. As mais escuras apresentam dominância de minerais fenicos e acessórios.

Na Tabela 5 estão representadas as composições modais de uma série de amostras destas rochas. As composições variam de banda para banda e de local para local embora o aspecto macroscópico seja quase similar. Em termos petrográficos tem-se rochas que podem ser qualificadas como gnaisses,

xistos e anfibolítico.

O quartzo apresenta-se anédrico, eqüidimensional e em textura pavimentosa. A biotita é fina, orientada e, favorece a esfoliação da rocha. Freqüentemente, é esverdeada e inclue zircão e titanita. Moscovita pode ocorrer subsidiariamente em cristais esparsos estando em parte dobrados. Minerais do grupo do epídoto ocorrem ora em grãos isolados subédricos ora em agregados. Os granulares estão freqüentemente dispostos em faixas paralelas à estratificação. O tipo agregado ocorre em companhia de quartzo e carbonato secundários preenchendo fissuras discordantes.

Diopsídio em grãos isolados ou poiquiloblásticos ocorre disseminado nas proximidades de Rio dos Campos (amostra 832, Tabela 5).

O anfibólio aparece ora na forma de cristais incolores anédricos de tremolita ou ripiformes subédricos e fibrosos de actinolita. Em geral é poiquiloblástico envolvendo quartzo, titanita e plagioclásio e apresenta-se intercrescido e com borda de reação de biotita. O plagioclásio é de composição andesina e forma anédrica a subédrica, envolvendo minerais opacos, sendo em geral intersticial. Freqüentemente apresenta-se saussuritizado estando então recoberto por sericita, clorita, carbonatos e minerais do grupo do epídoto. Em certas áreas como nas proximidades do emboque Santos do Tunel TA-13 da rodovia dos Imigrantes apresenta lamelas de geminação torcida.

A microclina, quando presente, aparece em cristais poiquiloblásticos envolvendo biotitas e quartzos e com contatos intersticiais. Localmente aparece em porfiroblastos milimétricos com textura "mortar" nas bordas. Titanita apresenta-se em cristais anédricos ou arredondados e dissemina

TABELA 5

ANÁLISES MODAIS DE ROCHAS CALCOSILICÁTICAS

Amostra nº	831	832	116
Nº de Pontos	1000	1000	1000
Quartzo	20,8	42,8	6,4
Plagioclásio	41,0(And.)	15,2	5,8
Biotita	24,1	-	tr
Moscovita	10,3	-	3,4
Anfibolio (tremolita-actinolita)	-	-	59,6
Diopsídio	-	12,8	-
Grupo do Epídoto	tr	11,0	12,4
Titanita	-	1,4	1,0
Microclina	-	-	14,6
Apatita	tr	0,3	tr
Zircão	-	-	-
Turmalina	0,2	-	-
Carbonato	1,4	16,4	tr
Opacos	2,3	tr	tr

Amostra 831 - Estrada de Ferro Sorocabana. Ribeirão Lajeado.

Amostra 832 - Estrada de Ferro Sorocabana. Ribeirão Lajeado.

Amostra 116 - Tunel AA-13, rodovia dos Imigrantes.

dos nas porções mais escuras da rocha em teores que chegam a 20%. A apatita ocorre em grãos milimétricos subédricos.O opaco via de regra, é magnetita, tendo se constatado também a presença de sulfetos.

Metassedimentos da faixa ectinítica Cubatão

Estes metassedimentos ocorrem em faixa estreita que na área estudada se estende desde Taquaraçu pelos vales dos rios Mogi, Cubatão e Branco. É constituída por uma seqüência basal de quartzitos e quartzitos impuros levemente conglomeráticos e com inclusões de lentes anfibolíticas. Os quartzítos estão sobrepostos por biotita xistos que por vezes apresentam porfiróides esparsos de microclina e plagioclásio (albita). Estes biotita xistos passam gradualmente para uma seqüência de aspecto filítico e de menor grau de metamorfismo representada por biotita-moscovita-xistos, moscovita-xistos, moscovita-clorita-xistos e quartzo-filitos intercalados por camadas de quartzitos, dolomitos e metamargas.Para fins de descrição vamos tratar destes conjuntos separadamente.

Os quartzo-xistos ou quartzitos metaconglomeráticos apresentam pouca expressão na área, aflorando apenas em alguns trechos, como nas proximidades das instalações da Union Carbide. Provavelmente estão na sua maioria recobertos pelos sedimentos quaternários da Baixada Santista.As rochas apresentam-se alteradas, com foliação conspícua e algumas lentes centimétricas, paralelas à xistosidade, lembrando seixos achatados.

A matriz é constituída por granada-biotita-quartzo-xistos e os seixos achatados são de quartzito. O quartzo ocorre em textura pavimentosa equidimensional e por vezes também achatado. A biotita é fina e ocorre dispersa nas camadas mais quartzosas. A granada é porfiroblástica e poiquiloblástica, por vezes afastando a xistosidade. Porfiróides

de plagioclásio e, ou microclina subédrica estão disseminados na matriz e apresentam contatos intersticiais.Acessórios como zircão e opacos ocorrem de forma generalizada.

Logo acima, ou interdigitados com estas formações conglomeráticas temos camadas de quartzitos que, de impuros nos contatos passam a ser extremamente puros nas suas porções médias.

Os mesmos afloramentos ocorrem entre o alto do rio Mogi e Taquaraçu onde eram explorados economicamente tendo sido ali descritos por VANDOROS & OLIVEIRA (1969).

Nesta região atingem espessuras de mais de 200m,e, em ocorrências situadas mais ao norte, os autores acima calcularam aproximadamente 1.500 m. Sob os sedimentos quaternários da baixada santista nas proximidades do rio Perequê, foram encontrados leitos quartzíticos sob os xistos, por companhias perfuradoras de poços. (W.Gonçalves, informação verbal).

No alto vale do Cubatão e Rio Branco, as camadas quartzíticas apresentam espessuras menores, da ordem de apenas alguns metros. Sua mineralogia é constituída essencialmente por quartzo em textura pavimentosa, de granulação fina e formato equidimensional, quartzo secundário pode ocorrer em fissuras. Apresentam por vezes pequenas dobras destacadas por raros leitos submilimétricos de sericita. Formas achatadas de quartzo também ocorrem, favorecendo a foliação da rocha. Apresentam-se silicificadas e cataclasadas nos arredores da zona de falhamento.

Sobrepostos aos quartzitos em contato constituído por alternâncias de quartzitos mais impuros e quartzo xistos, ocorrem granada-mica-xistos. São granada-biotita-quartzo-xistos ou granada-biotita-xistos. Apresentam coloração preta brilhante sendo cinza-esverdeados quando alterados. Sua folia

ção é conspícua e por vezes apresentam transposição visível em secções transversais polidas e a microscópio.
É comum um micro-bandamento constituído por concentração diferencial das micas e quartzo. O quartzo, via de regra, é fino e em geral achatado estando disposto em faixas milimétricas mais ou menos contínuas. Quartzo recristalizado ou secundário, ocorre em concentrações lenticulares centimétricas a decimétricas (Foto 10). As biotitas são muito finas, sendo paralelas ou levemente concorrentes à estratificação. Porfiroblastos de granada poiquiloblástica cortam a estratificação e/ou deslocam a xistosidade. Algumas apresentam inclusões de opacos em disposição helicítica (Foto nº11). Podem incluir tanto biotitas, como quartzo. Por vezes apresentam traços de clorita nos contatos. Moscovita e clorita aparecem em cristais maiores esparsos, cortando a xistosidade (Foto 12), e por vezes deslocando as biotitas.

Porfiroblastos de oligoclásio e microclina subédricos com contatos intersticiais e poiquiloblásticos e que envolvem quartzo e biotita, ocorrem próximos ao falhamento do Cubatão. Epídoto ocorre em grãos prismáticos e concentrações baixas.

A passagem dos biotita-xistos para os migmatitos da encosta da Serra de Cubatão é gradacional passando a dominar os biotita-xistos e gnaisses estromatíticos.

Nas porções superiores, em contato aparentemente gradacional, passamos dos biotita-xistos para filitos mais ou menos quartzosos. Há um aumento gradual do teor de moscovita em detrimento da biotita até que domina moscovita aparecendo por sua vez, a clorita.

Ocorrem então, xistos de granulação média, de coloração verde clara e com estruturas de transposição.

Nestas rochas a clorita e a moscovita estão interpenetradas e ocorrem envolvendo laminas sub-milimétricas de quartzo em geral achatado e de granulação fina. Nos horizontes superiores estas rochas passam a ter textura mais fina com aspecto de filitos. Entremeados com os biotita moscovita-xistos e os filitos temos camadas de mármores dolomíticos e metamargas, além de quartzitos. No tunel da Hidrelétrica do Cubatão foram registradas por CABRERA(1953) oito intercalações carbonáticas das quais a mais espessa tem por volta de 65 m e as outras entre 15 e 1 metro de espessura. Outras intercalações de mármores cinzentos ocorrem no alto Cubatão, na sua margem direita.

Camadas de quartzitos entremeadas nos xistos e filitos também foram observadas. Na maioria são quartzitos puros, imbricados, às vezes com alguma moscovita ou magnetita esparsas. No mesmo tunel foram mapeados mais de 4 camadas das quais a maior tem 19 metros de espessura aproximadamente.

Lentes decamétricas de paranfibolitos incluidas nos quartzitos fotam encontradas nas proximidades de Taquaratinga. Apresentam aspecto bandado nas bordas com camadas milimétricas e centimétricas alternadas, de quartzito e anfibolito e maciço no interior. São de coloração verde escura.

Estes anfibolitos são constituídos essencialmente por actinolita ou tremolita, quartzo, granada clara, raras biotita e moscovita. Como acessórios temos minerais do grupo do epídoto, opacos e carbonatos. A tremolita aparece em porfiroblastos em forma de ripas subédricas, dentro de uma matriz de tremolita fibrosa, quartzo e zoisita. A rocha encontra-se por vezes fraturada e ao longo das fissuras há preenchimentos secundários de sulfetos e carbonatos.

Carbonato se formou nas proximidades e sobre a tremolita alterada. Biotita aparece intercrescida com o anfibólio. Por vezes o anfibólio dominante é a actinolita. Nestes

casos nota-se associações de granada em cristais geralmente achatados e quebrados, distribuidos em faixas atravessadas pela actinolita.

4.2.7 - Granitóides

Na área estudada o maior corpo granítico dentro do bloco Juquitiba é o batólito de Parelheiros.

Este maciço é um batólito adamelítico intrusivo em micaxistos estromatíticos e nos mica-quartzo-xistos diadisiticos. É um corpo de contatos nítidos, circunscrito e, apresenta uma auréola de contato de algumas centenas de metros que se traduz em deformação intensa, em aumento da cristalinidade e desorientação parcial dos minerais das encaixantes. Provoca então o aparecimento de cristais centimétricos de sillimanita, turmalinização e granitização dos xistos. Próximo ao contato são comuns os corpos pegmatíticos intrusivos nas encaixantes ricas em moscovita e afrisita.

Nas suas bordas o granito apresenta fenocristais centimétricos e desorientados de microclina enquanto que no seu interior a textura dominante é fanerítica grossa a média.

A análise modal deste granitóide, para fins de comparação está incluída juntamente com a de outros granitos na primeira coluna da Tabela 11.

Quando alterada, a rocha produz um solo de alteração róseo a cinza, arenoso e com matacões esparsos.

Plagioclásio, quartzo e microclina são os minerais essenciais enquanto que biotita, moscovita e clorita são subordinados. Zircão, apatita, opacos e turmalina são acessórios comuns.

O plagioclásio é oligoclásio em grãos subédricos

apresentando geminação polissintética. O quartzo é intersticial em grãos inequidimensionais, anédricos. A microclina via de regra, é poiquiloblástica envolvendo plagioclásio, quartzo e biotita pode ocorrer também na forma intersticial. Os cristais são subédricos a anédricos, apresentando geminação em grade. Biotita aparece em agregados ripiformes, esparsos na rocha apresentando-se por vezes cloritizadas, moscovita e clorita são raras. O zircão aparece disperso em grãos diminutos por vezes associados com opacos e incluido em biotitas. Turmalina verde clara em grãos subédricos aparece nas proximidades dos contatos.

4.2.8 - Ígneas básicas

O manto de alteração, a cobertura vegetal e a pequena dimensão relativa dos corpos básicos fazem dificil a sua localização no campo.

Foram constatados na área estudada dois corpos de gabro e dois diques de diabásio além de um lamprófiro, devendo existir outros não mapeados nesta escala de trabalhos.

Os corpos de gabro ocorrem em Curucutu e nos arredores de Paranapiacaba na nova rodovia de ligação Paranapiacaba-Ribeirão Pires que se encontra em fase de construção.

O corpo de Curucutu deve ter continuidade física pela mineralogia análoga e evidências aerofotogeológicas apresenta afloramentos de rocha fresca no fundo dos vales de rios. O gabro de Paranapiacaba apresenta-se totalmente alterado.

Diques de diabásio ocorrem no alto da Serra de Cubatão no Caminho do Mar e na encosta nas proximidades do tunel TA-13 da rodovia dos Imigrantes. Um dique de lamprófiro (vosgesito) com espessura métrica foi constatado nas funda-

TABELA 6

COMPOSIÇÃO MODAL DO GABRO DE CURUCUTU

	1	2
Olivina	12,2	9
Plagioclásio	46,0	45
Hiperstênio	6,5	40
Diopsídio	32,0	
Magnetita e Ilmenita	0,12	+ de 2%
Biotita	4,0	resto
Clorita e serpentina	tr	resto
Hornblenda	tr	

Amostra 1 - Segundo Gomes (1956).

Amostra 2 - Segundo Franco e Felicíssimo (1956).

ções do viaduto VA 13B da rodovia dos Imigrantes.

O gabro de Curucutu já foi descrito quanto à mineralogia por GOMES(1956) e FRANCO & FELICÍSSIMO(1956). Trata-se de um olivina-gabro cuja composição modal determinada por estes autores apresentamos na Tabela 6. O solo de alteração é uma laterita dura; cor de ferrugem, com manchas cinzas escuras. Quando são, apresenta-se maciço com granulação fina a média, porfirítico.

É constituído essencialmente por olivina, hipersteênio, diopsídio e labradorita. Minerais secundários são biotita e hornblenda. Acessórios comuns são: magnetita, ilmenita, clorita e serpentina.

A olivina anédrica a subédrica, apresenta borda de reação com o piroxênio, ocorrendo em pórfiros juntamente com

este último.

Por vezes apresenta-se serpentinizada nas fraturas. Os femicos em geral são poiquilíticos.

Alguns cristais de piroxênio apresentam borda de reação com a hornblenda ou então aparecem isolados. O plagioclásio labradorita forma a matriz e apresenta-se ripiforme e em disposição caótica. Clorita e serpentina se desenvolvem nas fissuras e nos cristais de olivina. Minerais opacos estão dispersos na matriz.

Os diques de diabásio são pequenos com alguns metros de espessura. Apresentam composições semelhantes. São constituídos essencialmente por hiperstênio, pigeonita e labradorita. Acessórios são minerais opacos e apatita e por vezes algum vidro. Apresentam granulação fina e textura ofítica.

4.3 - BLOCO LITORÂNEO

4.3.1 - Aspectos gerais

O bloco litorâneo na área estudada é quase que exclusivamente composto por migmatitos.

Entre eles distinguimos aqueles com neosoma alcali-cálcico, em que predominam plagioclásios, daqueles com neosoma alcalino, isto é, com domínio de microclina.

Ao contrário do que ocorre no bloco Juquitiba,no litorâneo, dominam os migmatitos oftalmíticos e em proporção secundária os estromatíticos. Ocorrem também estruturas agmatíticas, nebulíticas, "pinch and swell", surreíticas, dictoníticas e ptigmáticas. Diatexitos e anatexitos são comuns perto da costa. Os melanossomas são ora biotíticos ora anfibolíticos. Restitos de paleosomas quartzíticos e calcosilicá

ticos apresentam pouca expressão na escala de trabalho. Os neosomas são leucossomas tanto do tipo alcalino como calco-alcalino, ocorrendo várias gerações superpostas e ligadas a diferentes fases de deformação da faixa dobrada. Blastomilonitos, filonitos e cataclasitos são comuns neste bloco e serão abordados em capítulo posterior.

4.3.2 - Migmatitos de neosoma dominantemente alcali-cálcico

4.3.2.1 - Migmatitos estromatíticos

Estão representados entre a Serra do Morrão e a Serra do Quilombo, entremeados aos migmatitos oftalmíticos. Apresentam afloramentos contínuos na faixa costeira atravessada pela rodovia Pedro Taques entre Cubatão e a Serra do Estaleiro. Exposições representativas notam-se na pedreira Camargo.

Apresentam bandamento centimétrico conspícuo de faixas pretas e brancas, estando o paleosoma e o neosoma dobrados (Fotos 13 e 14). Estruturas dictioníticas, oftalmíticas, de schlieren e de boudinage estão esparsas. São cortadas concordante e discordantemente por leucossomas de diferentes gerações dos quais um possui dimensões até decamétricas e mostra nítida foliação tectônica.

Paleosoma

A sua composição dominante é a de um biotita-gnaisse com hornblenda. Pequenos restitos de faixas biotíticas e anfibolíticas são isolados, apresentando forma lenticular ou então, de camadas centimétricas boudinadas (Foto 15).

Os restitos xistosos têm granulação média à fina. São rochas pretas com foliação nítida, desenvolvida pela orientação das biotitas. Compõem-se de biotita e hornblenda, como minerais essenciais e plagioclásio e quartzo como secundá

TABELA 7

ANÁLISES MODAIS DOS PALEOSOMAS DE ESTROMATITOS DO BLOCO JUQUITIBA

Amostra nº	941-P	86P	212	185 (+neosoma)	479
Nº de Pontos	1500	1000	1000	1514	1030
Quartzo	6,9	24,0	14,2	26,2	-
Plagioclásio	15,1	38,2	39,6	67,4	25,8
Microclina	-	0,7	0,8	1,4	-
Biotita	43,8	20,0	14,0	4,8	-
Moscovita	-	-	-	tr	-
Hornblenda	30,4	14,0	10,6	-	68,6
Apatita	0,5	tr	tr	tr	tr
Titanita	2,6	1,2	0,6	tr	1,6
Zircão	-	2,6	6,2	-	tr
Opacos	0,7	tr	tr	tr	1,4
Clorita	tr	tr	tr	tr	-

Amostra 941-P - Restito xistoso - Pedreira Camargo.

Amostra 185 - Estromatito - paleosoma e nesoma de primeira geração - Pedreira Camargo.

Amostra 86P - Paleosoma - Pedreira Quilombo.

Amostra 212 - Paleosoma - Serra do Quilombo.

Amostra 479 - Paleosoma anfibolítico - Morro do Melico, Mongaguá.

rios. Apatita, titanita e opacos são acessórios comuns.A biotita é o mineral femico dominante, apresentando cores esverdeadas sob nícois descruzados. De vez em quando apresenta-se intercrescida com a hornblenda. Esta última exibe cores verdes a verdes azuladas. Possui formas prismáticas subédricas e incide em quantidades variáveis. Quando domina, a rocha torna-se anfibolítica, maciça. Plagioclásio andesina aparece intersticialmente. O quartzo é achatado e apresenta extinção ondulante a nícois cruzados. Apatita aparece em grãos disseminados subédricos. Titanita é o acessório mais abundante e com freqüência está incluso em formas euédricas dentro da biotita ou forma coroas envolvendo ilmenita.

Quando o plagioclásio ultrapassa 25% em volume do paleosoma, passamos a considerá-lo como gnaisse. Nestes casos, o plagioclásio aparece em grãos poiquiloblásticos subédricos levemente sericitizados. Clorita ocorre esparsa em cristais isolados.

Paleosomas calcosilicáticos intercalados nos membros xistosos e gnaíssicos em forma de lentes pouco espessas, mas extensas, ocorrem nas proximidades do Tunel 6 da Estrada de Ferro Sorocabana entre Acaraú e Sales da Cruz, chegando até a rodovia Pedro Taques, vizinhos a uma faixa blastomilonítica. As rochas são verde escuras a claras, com fraturas irregulares concordantes e discordantes, preenchidas por quartzo secundário. A textura é granular e por vezes linear. Domina o quartzo de granulação fina em textura pavimentosa ou achatado nas proximidades das zonas de cataclase mais intensa. Labradorita ocorre intersticialmente em cristais anédricos a subédricos, sendo alguns zonados. A tremolita ocorre da mesma forma, como também em porfiróides colunares hipidiomorfos, As biotitas são castanhas e esverdeadas e estão orientadas. Os acessórios estão dispersos e são zircão, apatita e opacos. Estes últimos quando preenchem fissuras, estão na forma de sulfetos. Os teores de quartzo variam podendo dominar na rocha, neste caso esta passa a ser um quartzito.

TABELA 8

ANÁLISES MODAIS DE NEOSOMAS DOS ESTROMATITOS DO BLOCO LITORÂNEO

Amostra nº	1PC	940B	86N	86A
Nº de Pontos	1020	1000	1000	1050
Quartzo	24,7	31,3	46,8	17,5
Plagioclásio	23,0	31,5	19,4	57,7
Microclina	42,5	30,6	25,2	22,8
Microclina porfiróide	8,8	4,6	-	-
Biotita	0,1	1,9	7,4	2,0
Moscovita	tr	0,6	-	-
Hornblenda	-	-	12,0	-
Apatita	tr	tr	-	
Titanita	-	-	-	
Opacos	tr	tr	-	
Clorita	tr	tr	-	

Amostra 1PC e 940B - Neosoma orientado de segunda geração. Pedreiras Camargo e Cubatão.

Amostra 86N - Neosoma do estromatito - primeira geração. Pedreira Quilombo.

Amostra 86A - Dique aplítico discordante e mais recente que os neosomas anteriores. Pedreira Quilombo.

Análises modais de paleosomas xistosos e gnaíssicos estão relacionados na Tabela.

Neosoma

As bandas claras, dobradas similarmente, conjuntamente com o paleosoma e apresentam granulação média e textura granular. O plagioclásio andesina ocorre na forma intersticial ou em porfiroblastos poiquiloblásticos de dimensões milimétricas e contornos irregulares, pouco distintos na matriz clara. Apresenta-se freqüentemente sericitizado. Microclina pode ocorrer intersticialmente, ou na forma de porfiroblastos poiquiloblásticos subédricos. Nos contatos dos dois feldspatos ocorrem mirmequita e bordas de reação.

As composições modais dos neosomas dos migmatitos estromatíticos estão relacionadas na Tabela 8.

4.3.2.2 - Migmatitos oftalmíticos

No bloco litorâneo ocorrem migmatitos oftalmíticos com porfiroblastos de microclina e de plagioclásio.

Alguns apresentam fenocristais dos dois tipos surgindo então, cristais separados ou em superposição. Neste caso a microclina envolve o plagioclásio. Na porção NE da área compreendendo a Serra do Morrão e o flanco noroeste da Serra do Quilombo, dominam os oftalmitos o plagioclásio. O tipo misto com microclina e plagioclásio foi constatado desde a Serra do Morrão na Serra de Mãe Maria e proximidades de Cubatão, até a Serra de Guaperuvu inclusive. No entanto, domina a microclina. A separação das faixas de eventual domínio não foi possível na presente escala de trabalho.

Os oftalmitos da parte NE do bloco são os mais característicos. Exibem porfiroblastos centimétricos muitas

vezes euédricos e com orientação planar. A granulação da matriz varia de dfina à média. A foliação é conspícua sendo reforçada em alguns locais por estruturas estromatíticas associadas. A matriz é constituída por quartzo e biotita e plagioclásio; por vezes surge alguma hornblenda com borda de reação de biotita. Acessórios comuns são zircão, apatita,opacos e titanita. Nas proximidades de Piaçaguera e da Pedreira Quilombo os oftalmitos contem hornblenda e biotita verde, epídoto e titanita euédricas milimétricas que freqüentemente envolvem opacos.

O quartzo apresenta extinção ondulante e é achatado. A biotita é orientada e apresenta inclusões de titanita nas bordas, nos locais em que ocorre associada a hornblenda. Freqüentemente envolve zircões apresentando halos pleocróicos (Foto 16). A hornblenda é verde a verde azulada, subédrica, em ripas por vezes quebradas. Os acessórios estão disseminados na rocha.

Os porfiroblastos de plagioclásio apresentam composição de andesina.

Nas proximidades de zonas cataclasadas as lamelas de geminação estão retorcidas e a textura é em morteiro. Em geral, estão levemente sericitizados no núcleo. São poiquiloblásticos envolvendo biotita e quartzo. Ocorrem também intersticialmente sendo neste caso anédricos.

As composições modais de amostras destas rochas estão lançadas na Tabela 9, (Amostras 455, 452, 213 e 214).

4.3.3 - Migmatitos de neosoma dominantemente alcalino

4.3.3.1 - Generalidades

As feições oftalmíticas são as mais notáveis nestes migmatitos. Uma faixa estromatítica ocorre margeando o

TABELA 9

OFTALMITOS DO BLOCO LITORÂNEO

Amostra nº	26	25	455	66	452	06	213	214
Nº de Pontos								
Quartzo	51,5	8	31,7	25	36,8	8,0	26,6	20,0
Plagioclásio	10,3	27	51,0(and.)	24	39,0(and.)	27,0	24,8	12,5
Microclina	36,5	59,0	-	47	14,6	58,5	46,8	66,5
Biotita	1,7	3	17,3	4,0	9,4	3,0(verde)	1,8	1,0
Muscovita	-	-	-	-	-			
Anfibólio								
Acessórios	resto				0,2	3,5		

Amostra 26 - Oftalmito do Morro do Cabrão, Guarujá-Piaçaguera.

Amostra 455 - Oftalmito - Serra do Quilombo - além de Taquaraçú.

Amostra 66 - Oftalmito da encosta SE da Serra do Quilombo - Guarujá-Piaçaguera.

Amostra 211 - Piaçaguera-Guarujá.

Amostra 452 - Estrada Taquaraçú-Quatinga além de Taquaraçú.

Amostra 66 - Pedreira Santa Tereza- Santos.

Amostra 213 - Vale do Quilombo - Piaçaguera-Guarujá.

Amostra 25 - Guarujá - perto da balsa para Santos.

falhamento do Cubatão, apresentando por vezes, feições nebulíticas, entretanto, sua pequena extensão não permitiu representá-la na escala de trabalho. Faixas estromatíticas menores ocorrem em Guarujá, Mongaguá, Morro Jurubatuba e Santos. Microclina-quartzitos de granulação fina encontram-se nas cristas dos morros de Jurubatuba e encosta da Serra do Quilombo.

Porções anatexíticas e diatexíticas estão às vezes intercaladas com os oftalmitos.

4.3.3.2 - Migmatitos oftalmíticos

Nestes migmatitos, notamos diferentes granulações e formas de porfiroblastos de microclina. Nas faixas oftalmíticas próximas à costa e na porção sudeste da área incluindo Santos e as Serras de Jurubatuba e Diana, os fenoblastos são via de regra róseos, subédricos a euédricos, e de dimensões centimétricas (Foto 17). Nos corpos oftalmíticos próximos ao vale dos rios Cubatão e Branco, são menores, freqüentemente de forma lenticular a achatada. Na encosta do vale do Cubatão como podemos observar na pedreira de mesmo nome incidem feições nebulíticas associadas às oftalmíticas. Notam-se restos de paleosoma menos digerido constituído por biotita-xisto(Foto 18).

Os oftalmitos a microclina do bloco litorâneo apresentam matriz de composições variadas. Um aspecto comum nestas rochas é a quantidade subsidiária de porfiroblastos de plagioclásio parcialmente sericitizado e com freqüência constituindo restos disformes envoltos por microclina poiquiloblástica. As passagens para porções estromatíticas locais ou de dominância repentina do paleosoma por alguns metros foram notadas principalmente nas proximidades de Cubatão e Santos. A matriz em geral apresenta granulação média e compõem-se essencialmente de quartzo, moscovita, biotita oligoclásio-andesina e ocasionalmente hornblenda.

Oftalmitos homogêneos em aspecto mesoscópico foram observados principalmente nos morros Diana, Cabeça de Negro e Cabrão.

Os termos comuns apresentam matriz de textura granular a foliada e granulação média à grossa. Biotita é o máfico predominante, encontrando-se orientada e contornando os porfiróides. A variedade verde é freqüente. Hornblenda verde, anédrica a subédrica, milimétrica a submilimétrica apresenta-se na forma de grãos colunares esparsos. A moscovita, quando presente, ocorre intercrescida em bandas com o quartzo, sendo no entanto rara, e mais comum nas proximidades da Serra de Mãe Maria. O quartzo é em geral achatado, anédrico, com extinção ondulante. O plagioclásio quase sempre é poiquiloblástico subédrico envolvendo quartzo e biotita. Forma também massas disformes inclusas, com borda de reação, dentro da microclina. É comum estar sericitizado no núcleo. Augita em borda de reação com hornblenda foi constatada em restos de paleosoma semi-digerido de anatexitos de Mongaguá. A microclina constitui os porfiroblastos maiores, são freqüentemente poiquiloblásticos e, a quantidade de inclusões é variável de região para região diminuindo nas porções costeiras. Ocorre em cristais anédricos a subédricos centimétricos. Nas porções anatexíticas ocorrem indivíduos euédricos de até 10 cm de aresta. Sua coloração dominante é rósea, aparecendo mais raramente as variedades brancas. Acessórios comuns são apatita, zircão, opacos e titanita. Esta última é o mais freqüente e inúmeras vezes surge envolvendo em borda de reação aos cristais de ilmenita.

A composição modal de algumas destas rochas está lançada na Tabela 9.

4.3.3.3 - Microclina-quartzitos

Nas cristas das serras, como a de Jurubatuba, intercaladas nos oftalmitos, ocorrem lentes e camadas de quart

zitos com espessuras centimétricas a métricas e extensões variáveis de decimétricas a quilométricas. São camadas róseas de granulação fina e estrutura maciça constituídas essencialmente por quartzo e microclina que esporadicamente pode atingir teores acima de 30%. Outros minerais como raras hornblendas, biotita, titanita, zircão e opacos também são encontrados. O quartzo é anédrico, equidimensional e se dipõe em textura pavimentosa. A microclina é intersticial, anédrica, fina, surgindo com mesma freqüência com textura poiquiloblástica. Os minerais restantes aparecem disseminados em grãos subédricos a euédricos.

4.3.3.4 - Neosomas discordantes e subconcordantes

Cortando os estromatitos, os oftalmitos e outros migmatitos existem corpos de neosoma mais recente. São leucossomas dos quais o que apresenta um maior volume dos seus corpos isolados é uma variedade extremamente orientada e porfiróide. Ocorre em posições concordantes e discordantes cortando a foliação dos migmatitos encaixantes. Salientam-se pela coloração clara e foliação conspícua (Foto 19).Exemplos são observáveis cortando os oftalmitos da Serra do Morrão,Mãe Maria, Jurubatuba, como também aos estromatitos da Pedreira Camargo próximo a Pedro Taques (Fotos 20 e 21).

A xistosidade embora evidenciada pelo achatamento dos minerais não lhe facilita a esfoliação dada a pequena quantidade de micas que contem.

Estes neosomas orientados apresentam estruturas porfiroblásticas e cataclásticas. A matriz compõe-se de quartzo, plagioclásio e microclina e rara moscovita e biotita. Acessórios são clorita, apatita e opacos e esporadicamente turmalina verde.

Os porfiroblastos são de microclina e plagioclásio.

Na matriz o quartzo apresenta-se achatado e freqüentemente com extinção ondulante, a moscovita ocorre intersticialmente em faixas finas, a biotita é esparsa. Microclina e oligoclásio-andesina ocorrem tanto intersticiais, como em fenoblastos. Os plagioclásios com freqüência estão sericitizados e com lamelas torcidas e fraturadas. Os porfiróides são subédricos e poiquiloblásticos com inclusões de quartzo e moscovita. Alguns cristais em contato com as faixas finas de moscovita deslocam-na. A microclina quando aparece em porfiróides possue granulação maior que a dos plagioclásios. É comum ocorrer mirmequita no contato dos dois feldspatos. A geminação em grade e Carlsbad estão associadas em alguns cristais. É freqüente a microclina envolver os plagioclásios. Os acessórios aparecem esparsos. Dispersas na matriz e de forma esporádica surge turmalina em agregados. Achatamento e granulação ligada a cataclase é uma feição comum tanto dos porfiroblastos como de alguns cristais da matriz.

Outros neosomas cortam concordante e discordantemente todas as rochas citadas no bloco. No geral são constituídos por microclina poiquiloblástica, plagioclásio, quartzo e rara biotita e moscovita. Apatita, opacos e zircão são seus acessórios. Apresentam textura fanerítica ou pegmatóide. Ocorrem na forma de veios aplíticos ou pegmatóides róseos e brancos de dimensões centimétricas até métricas e em diferentes gerações. Alguns formam dobras ptigmáticas e outros estão microfalhados (Fotos 22 e 23). Um ou outro apresentam concentrações de máficos nos contatos. Por vezes formam massas de forma heterogênea, de contatos irregulares e de granulação variada (Fotos 24 e 25).

A composição modal de algumas destas rochas está exposta na Tabela 8.

4.3.3.5 - Anatexitos e diatexitos

Nas zonas mais costeiras como na ilha de Santo

TABELA 10

ANÁLISE MODAL DE DIATEXITO DO BLOCO LITORÂNEO

Amostra nº	484
Nº de Pontos	1000
Quartzo	23,2
Microlina	61,4
Plagioclásio	4,6
Biotita	9,0
Moscovita	-
Anfibólio	-
Clorita	0,6
Titanita	0,6
Opacos	0,6
Zircão	tr

Local: Morro Helena, Mongaguá

Amaro e nas proximidades de Mongaguá incidem anatexitos e diatexitos. As estruturas nebulíticas, oftalmíticas e menos frequentemente estromatíticas se misturam nos anatexitos. A granulação é média à grossa e as rochas apresentam a coloração cinza ou rósea imposta pelas microclinas. Nos costões da ilha de Santo Amaro a quantidade de porfiroblastos centimétricos de microclina é notável estando orientados planarmente (Foto 26). Notamos uma matriz clara onde dominam microclina plagioclásio, quartzo e algumas micas, além de acessórios como zircão, apatita, titanita e opacos. A matriz envolve restitos de paleosomas diversos constituídos em geral por horblenda-biotita.gnaisses ou biotita-gnaisses (Foto 27). O plagioclásio mais comum é o oligoclásio-andesina que se apresenta freqüentemen-

te com borda de reação mirmequítica no contato com a microclina. Saussuritização ocorre em alguns locais. A microclina incide em porfiroblastos geralmente centimétricos, poiquiloblásticos e por vezes com "gotas" de quartzo. São euédricos e subédricos e com geminação Carlsbad associada em grade. Os diatexitos como o que ocorre no Morro Helena apresentam aspecto granítico, textura fanerítica, homogênea e de orientação dificilmente distinta. Seus componentes essenciais são microclina poiquiloblástica, subédrica à anédrica, quartzo e plagioclásio. Biotita é o componente secundário. Acessórios são titanita, zircão, opacos e clorita. A microclina é rica em inclusões. O plagioclásio é subédrico a anédrico. No contato com a microclina desenvolve mirmequita. Sua composição modal está expressa na Tabela 10.

4.3.4 - Granitóides

Vários corpos graníticos ocorrem no Bloco Litorâneo. Na área estudada, a maioria concentra-se nos espigões vizinhos ao falhamento de Cubatão. Um deles, o de Paranapiacaba, foi diretamente afetado pela cataclase provocada por este falhamento. São stocks de aspecto semelhante formando os maciços dos morros de Itararé, Morrão e Pai Matias; Serra de Guaperuvu, vale do Caraú e da serra do Morrão em Paranapiacaba.

No geral apresentam granulação média, textura fanerítica, coloração rósea e aspecto maciço. Por alteração desenvolvem solos arenosos entremeados por matacões. Os minerais em via de regra, estão desorientados, São constituídos essencialmente por quartzo plagioclásio e microclina. Secundariamente ocorrem biotita e moscovita. No granito do Morrão ocorrem algum anfibólio. Acessórios comuns são zircão, apatita, opacos, clorita carbonatos e raramente, allanita. A Tabela 11 nos fornece as composições modais destas rochas.

O quartzo em geral é granular, anédrico e de contatos intersticiais. O plagioclásio é andesina a oligoclásio-

TABELA 11

ANÁLISES MODAIS DE GRANITOIDES PÓS-TECTÔNICOS

Amostra nº	I-15	04	548	462	413
Nº de Pontos	1000	1000	1121	1000	1538
Quartzo	32,2	17,8	25,9	22,8	21,8
Plagioclásio	36,4	23,1	17,7	15,0	36,1
Microclínio	30,0	53,1	54,1	53,8	36,4
Biotita	0,4	3,9	1,8	2,0	2,5
Moscovita	-	2,1	0,4	4,4	0,2
Anfibólio	-	-	-	-	0,9
Titanita	-	-	-	-	0,6
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	tr	tr	tr	0,6
Allanita	-	-	-	-	0,6
Clorita	tr	-	tr	-	0,2
CO_3^{--}					0,1

Amostra 04 - Granito Itararé - Santos.

Amostra 1-15- Granito Parelheiros - Estrada Bororé Varginha.

Amostra 548 - Granito do rio Caraú.

Amostra 462 - Granito de Paranapiacaba - Alto da Serra do Morrão.

Amostra 413 - Granito do vale do Quilombo - Estrada Piaçaguera-Quilombo, Serra do Morrão.

andesina subédrico a anédrico com zoneamento, nos contatos apresenta borda de reação com microclina e desenvolve mirmequita. Sua coloração é branca a incolor contrastando com a rósea da microclina. No granito de Paranapiacaba observa-se a torsão e quebra das lamelas de geminação (Foto 28) além da orientação planar dos minerais por esmagamento. A microclina subédrica a euédrica, no geral é porfiroblástica e poiquiloblástica, envolvendo moscovita, biotita e plagioclásio. Aparece também de forma intersticial, sendo anédrica a subédrica, neste caso, Feldspato potássico pertítico surge freqüentemente no granito de Paranapiacaba (VANDOROS E OLIVEIRA , 1969). Biotita em cristais esparsos envolve zircão com halos pleocróicos. No caso do granito de Paranapiacaba a moscovita por vezes corta a biotita. A hornblenda subédrica apresenta borda de reação com a biotita. Clorita quando ocorre apresenta-se em placas esparsas. A titanita e a allanita com zoneamento, foram definidas no maciço do Morrão em cristais euédricos esparsos.

4.3.5 - Ígneas básicas e ultrabásicas

Diques e sills de diabásio provavelmente Mesozóicos foram constatados na Ilha Porchat, na Serra de Mãe Maria, próximo a Engenheiro Ferraz, nas serras do Quilombo, Jurubatuba, na Ilha de Santo Amaro e em Santos. São diques de decímetros a alguns metros de espessura. O da Ilha de Santo Amaro aflora fora da área mapeada. O da Ilha Porchat foi o de maior respessura constatada (cerca de 15 m). São constituídos essencialmente por augita, labradorita e vidro; apatita e minerais opacos são acessórios.

A estrutura é ofítica e glomeroporfirítica.A augita ocorre em pórfiros euédricos a subédricos.

O plagioclásio é labradorita ripiforme desordenada. Vidro aparece com maior freqüência nos corpos menores e nas bordas dos maiores. Apresenta-se em posição intersticial

e envolve micrólitos. Notam-se amígdalas preenchidas por carbonato em dique sondado na Ponta da Praia.

Lamprófiros ocorrem nos costões da Ilha de Santo Amaro e em Santos. São corpos tabulares cuja espessura não chega a um metro. Na Pedreira Ribeiro, em Santos, um desses diques apresenta fenocristais de olivina e augita euédricas, levemente serpentinizados e imersos em massa fina de augita. Aparecem ainda carbonatos, zeólitos e clorita como minerais secundários. PICHLER e SOUZA CAMPOS (1955), descreveram outros corpos como sendo constituídos por olivina, titano-augita, biotita, minerais siálicos, analcita e magnetita.

4.4 - SEDIMENTOS TERCIÁRIOS E QUATERNÁRIOS

Na área estudada afloram sedimentos terciários da formação São Paulo, e sedimentos recentes, que foram identificados como pedimentos, talus, coluviões e aluviões lagunares, de costa e flúvio-lacustres.

Esta sedimentação requer estudos detalhados ligados à tectônica do Quaternário e que foge aos nossos objetivos, o que nos leva a fazer apenas um relato breve.

4.4.1 - Sedimentação Terciária

Várias ocorrências de sedimentos terciários foram determinadas na porção NW da área, restritas ao bloco Juquitiba, e situadas nos arredores do sistema de drenagem associado ao rio Pinheiros e tributários.

São constituídas em sua maioria por camadas de argila e argila siltosa variegadas, Freqüentemente mostram faixas arenosas e conglomeráticas intercaladas, cujas espessuras variam de decímetros a poucos metros. Crostas e concreções limoníticas são comuns.

Segundo ALMEIDA(1954) e FREITAS(1955) estas camadas são de origem flúvio-lacustre tendo-se formado em ambiente de falhamento por abatimento de idade presumivelmente pliocênica. Segunda ALMEIDA(1955) uma sedimentação colateral associada à da fossa de abatimento ter-se-ia dado seguindo a drenagem mais antiga de então. HASUI(1973) supõe que a sedimentação das camadas São Paulo estaria associada à reativação de um conjunto de falhas associadas ao falhamento de Caucaia e Taxaquara que se cruzam sob a bacia de São Paulo. Na área estudada verifica-se a ocorrência das camadas supostamente terciárias nas proximidades dos braços das represas dos rios Grande e Pequeno(arredores de Tatetos, Bororé, Colônia, Engenheiro Marsilac, etc).

As camadas que ocorrem a leste da depressão circular de Colônia mostram-se inclinadas de 20 a 40° para SW. A causa dessa inclinação não está ainda explicada. Uma origem tectônica não está excluída, se lembrarmos que RIDEG(1972)descreveu falhas cortando sedimentos terciários, atestando movimentos posteriores à sedimentação.

4.4.2 - Depressão circular de Colônia

Nas proximidades de Colônia ocorre uma vasta depressão de forma circular entulhada por sedimentos recentes. Esta depressão foi pesquisada por KOLLERT,BJORNBERG e DAVINO (1961) que a estudaram utilizando métodos gravimétricos e de eletroresistividade.

A depressão apresenta um diâmetro interno médio de aproximadamente 2,5 km e corta as estruturas regionais. Em superfície notamos sedimentos arenosos nas bordas e argilas turfáceas e areias no seu interior. Nas proximidades da depressão ocorrem crostas de canga limonítica. Segundo esses autores, os sedimentos são lacustrinos, totalizando 285 m de espessura, e a cratera talvez seja devida a impacto de meteorito.

4.4.3 - Sedimentação Quaternária

A drenagem fortemente condicionada pelas estruturas locais, tem-se encarregado de retalhar as superfícies de erosão pré-existentes(ALMEIDA, 1964), cujo número e denominação ainda não estão perfeitamente definidas (ALMEIDA,1964;AB' SABER,1965). As altitudes médias no planalto oscilam entre 770 a 830 metros com máximos de 955 m nas proximidades da escarpa que ladeia o vale do Rio Mogi. Embora seja marcante a drenagem subseqüente de direção NE-SW com os maiores cursos de água correndo para SW é notável a intensidade da drenagem NNW paralela ao sistema do rio Pinheiros, seguindo os fraturamentos de cizalhamento e tração associados aos dobramentos e as fraturas N-S eventualmente superimpostas. Uma inflexão brusca cursos de água de NW-SW para NNW indicando abatimento ou inclinação da área para NW com forte sedimentação aluvial a montante é um aspecto notável. Os rios Embura, Pequeno,Grande, Itaim, Bororé, Preto, Curucutu,Passareuva e Cubatão de Cima são os que apresentam as maiores planícies aluvionares. Os seus sedimentos, via de regra, são mal selecionados e pouco trabalhados indicando sedimentação e assoreamento rápido.Trata-se em geral de areias médias e grossas, intercaladas de forma esparsa por argilas e siltes. São comuns as turfeiras e depósitos de argila superficiais lixiviadas.

Numa faixa situada ao sul da cabeceira do rio Pequeno entre Zanzalá e Campo Grande prolongando-se para SW além da via Anchieta encontramos uma série de morros baixos arredondados e semi-afogados em sedimentos grosseiros de enxurrada e pé de encosta grosseiros. Os solos de alteração são acinzentados e os sedimentos possuem teores variáveis de argilas claras. Esta área apresenta altitudes por volta de 780 m contrastando com os picos de 800 m e 900 m situados ao Norte e a Sul respectivamente. A faixa está encaixada em xistos e gnaisses estromatíticos. A existência de lineamentos visíveis em fotografia aérea nas proximidades desta faixa fez nos su-

por ali a existência de uma faixa abatida recentemente,a ser comprovada em estudos posteriores.

Leitos de areias grosseiras de coloração laranja com seixos na base, semelhantes àem aspecto aos pedimentos, são encontrados nas proximidades de Engenheiro Marsilac, sua espessura é de alguns metros a decímetros.

4.4.4 - Sedimentação da baixada litorânea

A sedimentação quaternária da baixada é representada por sedimentos fluviais dos rios que descem as encostas das serras principalmente os rios Quilombo, Cubatão,Mogi,Jurubatuba e Branco; por sedimentos lagunares e marinhos e pelas manchas de solos coluvionares e talus e de cones de dejecção das encostas da Serra.

Os sedimentos dos rios Cubatão, Mogi, Branco,Quilombo e Jurubatuba são extremamente arenosos atingindo em alguns pontos, como no vale do Cubatão, espessuras de mais de 20 metros (Relatório do IPT, 1968). Níveis conglomeráticos basais ocorrem com maior expressão nos baixos vales dos rios Mogi e Quilombo. No vale do rio Quilombo constatamos mais de 5 m de conglomerados arenosos, sotopostos a areias marinhas da baixada. Deve ser notado que sondagens realizadas no vale do rio Cubatão, indicam que seu talvegue encontra-se a vários metros abaixo do nível do mar.

Cones de dejecção foram localizados no médio vale do Cubatão provenientes de seus afluentes da margem direita (SADOWSKI,1970) e na foz do rio das Pedras(AB'SABER,1965). As cascalheiras destes rios apresentam fragmentos rolados de gnaisses, quartzitos, diabásios e anfibolitos. Os rios estão encaixados em seus sedimentos ocorrendo níveis de terraços.

Quanto aos sedimentos marinhos e lagunares, es-

tão distribuídos em duas baixadas litorâneas a saber: a Baixada Santista situada entre a serra de Bertioga e o espigão de Mongaguá e a Baixada de Itanhaem entre este espigão e Peruíbe (AB'SABER 1965).

Os sedimentos costeiros, são areias de praias, dunas e de cordões litorâneos ou restingas. Destes últimos, alguns estão sobrelevados de até 9 metros acima do nível do mar e apresentam-se ligeiramente consolidados por cimento argiloso e húmico de caráter mangrovítico (SILVEIRA 1950). Exemplos de tais depósitos ocorrem de forma generalizada entre a praia Grande e o continente. AB'SABER(1965) cita a existência de no mínimo três gerações de cordões arenosos na baixada Santista.

Nas porções mais internas das baixadas encontramos os manguezais onde, além das camadas arenosas, temos camadas argilosas e turfáceas próprias de ambiente lagunar e paludar. Estes sedimentos, sondados entre Santos e Cubatão revelaram espessuras da ordem de 45 metros. São constituídos por areias na base, recobrindo solo de alteração do embasamento. Camadas argilosas pretas por vezes de algumas dezenas de metros de espessura, contendo fragmentos de conchas e restos vegetais se sobrepõem as areias basais. Associadas surgem, de forma intercalada, camadas e lentes de areia. Nas proximidades de Mongaguá (ELLERT,1969) determinou por eletrorresistividade espessuras de sedimentos de até mais de 100 m, sendo normais as espessuras de 40 a 50 metros nas proximidades do rio Piabuçu.

A sedimentação da baixada já foi alvo de inúmeras investigações. BRANNER (1915) supôs ser comum na nossa costa a existência de vales afogados, tais como podemos verificar nos vales dos rios Quilombo e Cubatão. RUELLAN (1944) chamou estes vales ou rios afogados de rias. TRICART (1957, 1960), BIGARELLA (1965), AB'SABER (1964) sintetizaram as idéias correntes. Supõe-se que no estágio da regressão pré-

flandriana ocorreu o encaixe dos talvegues dos rios costeiros. Com a transgressão flandriana ocorreu a formação do paleo-arquipélago constituído pelos maciços litorâneos e a submersão dos vales anteriormente escavados.

TRICART e PIMENTA (1958) supõem que existem evidências de que a transgressão flandriana empurrou grandes massas de areia da plataforma para a zona litorânea atual. Esta massa de areia proviria de grande quantidade de rochas alteradas originadas em clima úmido, que precedeu a transgressão.

Nossos dados corroboram parcialmente tal hipótese uma vez que encontramos solo residual de gnaisses sotoposto a 45 metros de sedimentos na sua maioria lagunares e marinhos. A espessura de mais de trinta metros de argilas e o contato de areia com o solo residual fazem supor um afundamento rápido, talvez vindo a favor de uma possível tectônica de subsidência na área embora sejam conhecidas velocidades de transgressão com máximos da ordem de 50m/1000 anos constatadas em outros lugares do mundo por MARTIN(1972);CURRAY(1965); FAURE(1967).

A grande quantidade de sedimento assim formado permitiu o forte desenvolvimento das restingas e praias barreiras entre Itaipu e Mongaguá obrigando os rios da baixada santista a procurar saida no estuário de Santos e no largo de São Vicente ao redor dos maciços Monte Serrate e Santa Terezinha. Fatos semelhantes teriam ocasionado o curso paralelo à costa dos rios Aguapeu e Boturoca que ter-se-iam desenvolvido paralelamente às restingas.

Se a hipótese de FAIRBRIDGE (1961, 1962) estiver certa ao datar o último máximo glacial do período da regressão pré-flandriana em 20000 anos e o degelo e conseqüente transgressão em 16000 anos, ficaria situada no tempo a sucessão destes eventos.

CAPÍTULO V

5. ANÁLISE DO MAGMATISMO

As manifestações magmáticas na área estudada estão representadas por:

1. Corpos pequenos de rochas básicas metamorfizadas e transformadas em anfibolitos.

2. Granitóides e corpos associados.

3. Corpos básicos como "sills" e diques de diabásio e gabros além de lamprófiros.

5.1 - BÁSICAS METAMORFIZADAS

Este primeiro grupo de rochas surge de forma esparsa no Bloco Juquitiba. São em geral, concordantes com a estratificação das encaixantes. Dos três corpos observados somente o de Engenheiro Marsilac parece denotar uma certa discordância nos contatos com as encaixantes como se depreende do mapa anexo. Os corpos de Evangelista de Souza e de Campo Grande apresentam-se concordantes sendo este último o de menores dimensões aflorantes. No Bloco Litorâneo, observamos um paleossoma anfibolítico no Morro do Melico, mas sua filiação magmática não é clara.

Estes corpos são metamorfitos que indicam magmatismo pré-metamorfico ao qual denominaremos de fase de magmatismo II. Este magmatismo em cujas rochas se nota herança das estruturas e mineralogias antigas, como já precisamos no Capítulo IV, foi de caráter básico. Corpos menores ocorrem em todo o planalto (FELICÍSSIMO e FRANCO (1956) e COUTINHO (1972) e não estão representados no mapa anexo.

5.2 - GRANITÓIDES E CORPOS ASSOCIADOS

Na região estudada ocorrem corpos granitóides de dois tipos a saber: um conjunto de granitóides orientados com contatos de transição, freqüentemente difusos e que estão associados de forma íntima ao fenômeno de migmatização; o outro conjunto consta de corpos de composição granítica e adamelítica discordantes com as estruturas regionais.

READ (1948) já observou que a granitização é um processo segundo o qual, as rochas metamórficas são convertidas em graníticas sem passar pelo estágio magmático. Estas idéias foram endossadas por inúmeros autores, entre eles, WEGMANN e KRANCK (1931), BACLUND (1938), SUDOVIKOV (1964), ZHDANOV (1968), MEHNERT (1968) e MARMO (1971). Por outro lado, existiriam corpos nitidamente plutônicos (BUDDINGTON, 1959).

Segundo MEHNERT (1968), associadas aos migmatitos podem ocorrer corpos granitóides provenientes de fusões locais dos primeiros (palingênese) com feições de diatexis total que este autor denomina diatexitos (páginas 255, 273). Na área estudada foram localizados tais corpos nos costões de Santo Amaro, em Mongaguá e no morro de Santa Helena. Corresponderiam a um estágio sintectônico de formação de magmas anatéticos que denominaremos como fase de magmatismo I 2.

Estes corpos são concordantes, alongados segundo a direção das estruturas, e como já observamos, confundem-se com as estruturas das metamórficas migmatizadas.

Quanto aos corpos de contatos discordantes, notamos que constituem "stocks" e um batólito na sua maioria alinhados paralelamente ao lineamento do Cubatão e situados no Bloco Litorâneo, a exemplo dos maciços da Serra do Morrão, de Paranapiacaba, Caraú, Santos e Pai Matias. Um batólito

que denominamos Paelheiros e que corresponde ao maciço de Três Lagos de COUTINHO (1972) é o corpo deste gênero que maior dimensão apresenta na área estando situado no Bloco Juquitiba. Estes corpos apresentam as seguintes características que permitem classificá-los como pós-tectônicos.

1. São discordantes com as estruturas regionais cortando-as. Somente o maciço de Parelheiros apresenta certa concordância na sua porção sul.

2. O maciço de Parelheiros apresenta uma auréola de contato com crescimento desorientado de cristais, granitização e deformação intensa.

Os outros corpos embora apresentem contatos nítidos, não apresentam esta feição de forma conspícua, provavelmente, por estarem expostos em encaixantes provenientes de regiões mais profundas do orógeno e metamorfizadas em fácies correspondente ou próximo ao das condições de intrusão dos granitóides (BUDDINGTON, 1959).

3. As rochas apresentam-se homogêneas quanto à textura na maior parte do corpo, e não apresentam foliação. O granito de Paranapiacaba apresenta foliação na borda norte ocasionada pela ação da cataclase do falhamento do Cubatão.

4. São corpos circunscritos (RAGUIN, 1965).

Denominamos esta fase de magmatismo pós-tectônico como I 3.

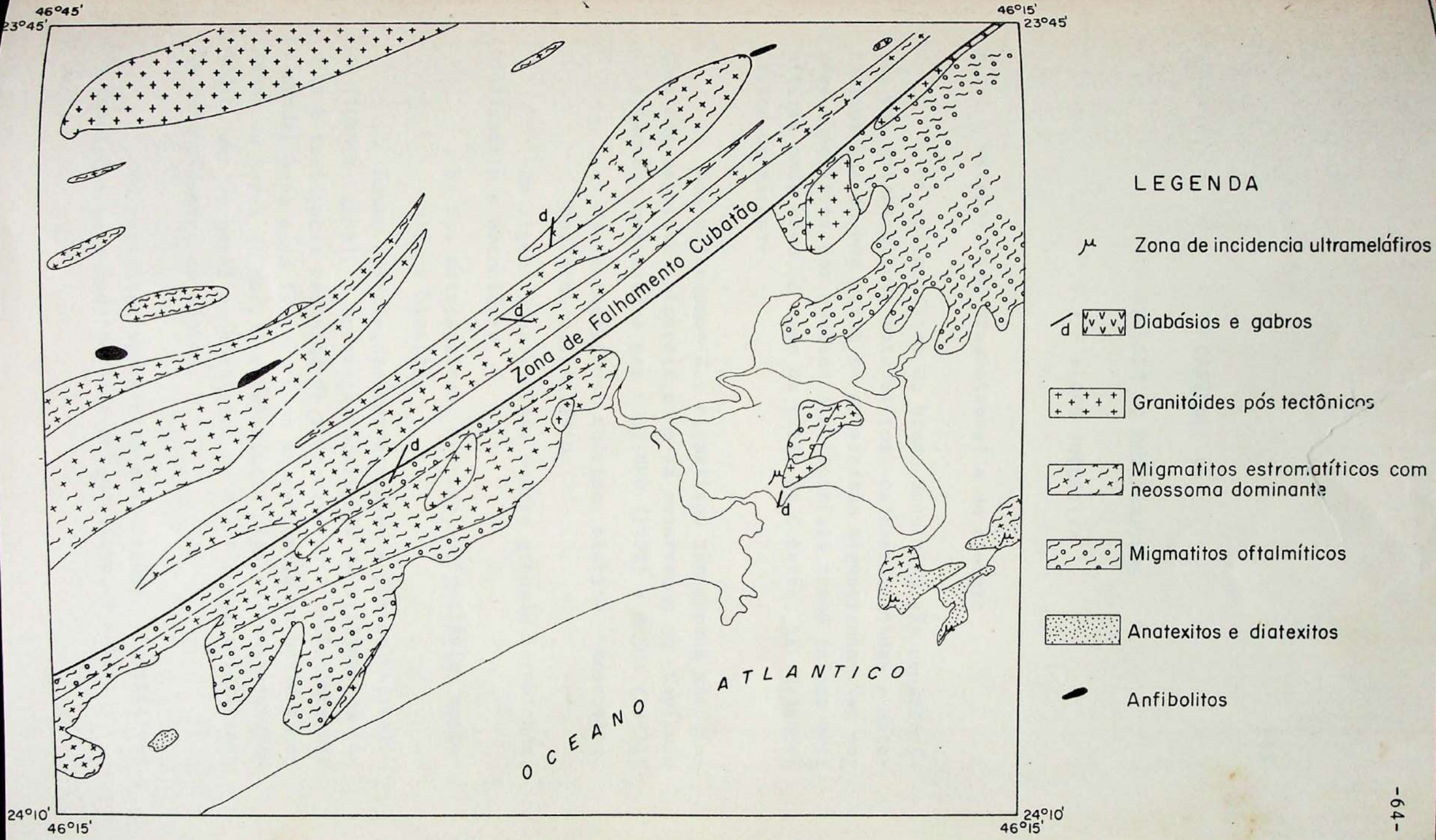
5.3 - MAGMATISMO BÁSICO

Diques e "sills" de diabásio foram definidos em ambos os blocos como também corpos lamprofíricos, e corresponderiam a uma fase de magmatismo L4 ligada ao processo de reativação.

da plataforma, a que ALMEIDA (1967) chamou Reativação Wealdeniana.

A Figura 4 mostra a localização dos corpos magmáticos na área estudada, além das zonas mais feldspatizadas.

FIG.3 - ATIVIDADE ÍGNEA E GRANITIZAÇÃO NA ÁREA



CAPÍTULO VI

6 - ANÁLISE DO METAMORFISMO

6.1 - BLOCO JUQUITIBA

6.1.1 - Metamorfismo dinamotermal e de contato

Os metamorfitos do bloco Juquitiba são constituídos por metapsamitos, metapelitos, calcosilicatadas e metabasitos que em boa parte se apresentam migmatizados.Nas porções superiores dos núcleos sinclinoriais temos faixas ectiníticas onde como no caso da faixa de Cubatão, há delgados leitos de mármore.

Nos paleosomas dos migmatitos são comuns associações dos seguintes minerais,como já observamos no Capítulo IV e também constatadas por COUTINHO (1972) e HASUI (1973):

a) Nos metapelitos: quartzo, biotita, moscovita, andesina-oligoclásio.

Em alguns locais ainda ocorre granada,hornblenda, sillimanita e ortoclásio.

b) Nos metapsamitos: quartzo, oligoclásio, moscovita e biotita.

Estas associações correspondem à facies anfibolito (TURNER, 1968). A presença localizada de sillimanita indica a incidência restrita de temperaturas relativamente elevadas para essa fácies, como se evidencia na borda da escarpa da Serra do Mar. A persistência regional da moscovita indica que no geral as condições de P e T foram relativamente baixas dentro da fácies.

Os ectinitos apresentam associações indicativas de condições mais moderadas de metamorfismo, a saber:

a) Nos metapelitos: moscovita, clorita, quartzo nos níveis mais elevados (fácies xistos verdes); moscovita, biotita, quartzo ou moscovita, biotita, epídoto, quartzo nas porções intermediárias e granada, biotita e plagioclásio nas inferiores.

b) Nas rochas calcosilicatadas: diopsídio, tremolita-actinolita, epídoto, biotita, plagioclásio (até labradorita).

c) Nas metabásicas: tremolita-actinolita, granada, quartzo, plagioclásio.

Tais associações indicam transições desde a fácies xisto verde até anfibolito, como pudemos observar nos ectinitos de Cubatão na encosta da Serra do Mar.

Evidências de retrometamorfismo na forma de parageneses de desequilíbrio, ocorrem de maneira extensiva nos paleossomas situados em sinclinórios, atingindo por vezes as porções ectiníticas, se constata na zona axial dos sinclinórios de Cipó, de Cubatão e em sinclinal da encosta e borda da Serra de Cubatão. Assim, nos paleossomas metapelíticos cloritizados do alto da serra temos moscovita e sericita cortando sillimanita; biotita e granada substituídas por clorita; e saussuritização dos plagioclásios. Nas calcosilicatadas da encosta e alto da Serra de Cubatão temos epídoto poiquiloblástico e em veios distribuído por toda a rocha sem afetar as encaixantes, além de saussuritização dos plagioclásios. Nos biotita xistos do vale do Cubatão e até nos migmatitos do planalto ocorrem de forma esparsa mas generalizada porfiroblastos de moscovita ou de clorita cortando a xistosidade dobrada.

Ação de metamorfismo de contato se nota ao redor do batólito de Parelheiros. Observamos ali o crescimento de minerais como moscovita e sillimanita em tamanhos até centimétricos, desorientados assim como granitização, injeções

por pegmatitos e turmalinização. Próximo ao batólito de Parelheiros, antes de Riacho Grande, os paleossomas dos migmatitos estromatíticos apresentam cristais de sillimanita decimétrico provavelmente associados a este fenômeno e freqüentemente sericitizados. Estas ocorrências já foram observadas por COUTINHO (1972).

6.1.2 - Migmatização no Bloco Juquitiba

Pelo menos duas fases de migmatização foram observadas na área em questão.

A primeira parece ser um fenômeno superposto à primeira fase de metamorfismo, tanto que as estruturas migmatíticas apresentam-se paralelas à xistosidade dobrada tendo sofrido estiramento e "boudinage". A segunda se manifesta por meio de diques e veios discordantes ou então em estruturas de nebulitização e oftalmíticas dominando nos núcleos de anticlinais a exemplo do que acontece no alto da Serra do Mar entre Zanzalá e o Pouso Paranapiacaba, na borda e encosta da escarpa desta serra entre os rios Capivari e Passareuva, cabeceira do rio dos Pilões e nos migmatitos homogêneos aflorantes no Tunel TA-11 da Rodovia dos Imigrantes. Ali se encontram em geral, os migmatitos onde o neossoma é a feição dominante obliterando por vezes de forma quase completa ao paleossoma.

Quanto a composição destas duas fases, observa-se uma maior alcalinidade dos neosomas mais recentes.

De uma maneira geral, as primeiras segregações formadas são constituídas de plagioclásios e quartzo em bandas e ou por porfiroblastos deste primeiro mineral. A segunda fase está enriquecida em microclínio seja na forma de porfiroblastos em grande quantidade ou por desenvolvimento

de bandas. Desta forma, notamos, nas zonas afetadas, a presença de plagioclásios sericitizados envoltos pelo feldspato alcalino e com albitização no contato além de ocorrência acentuada de microclínio intersticial.

Esta concentração de álcalis nas porções apicais de dobras, ou em núcleos de anticlinais foi por nós constatada por meio de levantamentos em escala 1:500 efetuados na borda da escarpa.

Tal fenômeno já está consagrado em outros lugares do mundo, como no Escudo Báltico. TUOMINEN (1961) e MARMO (1971) entre outros autores, concluiram que durante o dobramento, elementos como K, Na, Si, Al, etc. (segundo RAMBERG, 1944) se concentrou nos flancos da dobra em direção a zona axial de alívio de pressão.

6.2 - BLOCO LITORÂNEO

Este bloco apresenta-se mais feldspatizado do que o Bloco Juquitiba. Os paleossomas possuem aspecto gnaíssico dominante.

Nos neosomas são nítidas as relações estruturais que indicam diferentes gerações. Notamos que os mais antigos correspondem às faixas estromatíticas e oftalmíticas mais ricas em plagioclásio, e de composição granodiorítica, constituídas principalmente por quartzo, andesina e por vezes microclina. Em alguns locais, como na Serra do Quilombo notam-se estruturas diablásticas (MEHNERT, p. 50), ou seja, dois tipos de porfiroblastos no caso de plagioclásio e microclina, ocorrendo conjuntamente. Os fenocristais de microclina envolvem por vezes os primeiros e também aparecem intersticialmente. As relações estruturais permitem notar que a alcalinização foi posterior ocorrendo em diferentes etapas.

A composição dos melanossomas é a seguinte:

1 - Nos migmatitos com plagioclásio dominante: hornblenda, biotita (freqüentemente verde), andesina, quartzo e granada.

2 - Nos migmatitos ricos em microclina; hornblenda (por vezes ausente), biotita, moscovita, oligoclásio-andesina, microclina.

3 - Nas pequenas lentes e camadas de rochas calcosilicatadas: quartzo, tremolita, labradorita e microclina.

Nas proximidades de Mongaguá, na pedreira Sorocabana, encontramos hornblenda com borda de reação de augita, andesina, biotita e epídoto, provenientes de possível resto básico.

Em quase todas as rochas notamos titanita que envolve a magnetita, em coroas de reação além de rara clorita esparsa, o que indicaria sobreposição de condições de PT mais baixas.

Intercrescimentos mirmequíticos são comuns nos contatos de plagioclásio com microclina, como também a albitização das bordas deste primeiro. DRESCHER-KADEN (1948), EDELMAN (1949), SEITSARI (1951) supõem que a mirmequita se origina em conexão com a formação de microclina mais jovem em contato com o plagioclásio.

Diatexitos de textura ígnea envolvendo restitos de hornblenda-biotita gnaisse são comuns nas porções mais costeiras como na ilha de Santo Amaro, e no Morro Santa Helena. Sua constituição mineralógica essencial é: microclina com inclusões, andesina, biotita e quartzo.

Em suma, observa-se que os paleossomas foram meta

morfizados na fácies anfibolito e que sofreram migmatização ganhando leucossomas álcali-cálcicos como indicam os porfiroblastos poiquiloblásticos de plagioclásio. Após uma ou mais fases de dobramento do conjunto assim formado houve a microclinização.

As evidências de campo como veremos nos capítulos seguintes mostram que continuando a deformação, houve injeção de neossomas a microclina orientados e posteriormente de outros neossomas não deformados cortando-se sucessivamente. Uma oftalmogênese tardia culminou o processo sobrepondo-se às estruturas pré-existentes. A microclinização mais intensa e a diatexis se concentraram nas posições anticlinais, analogamente ao Bloco Juquitiba mas com maior intensidade.

Por último, reflexos de ação de um retrometamorfismo ocasionaram auréolas de reação nas titano magnetitas, e cristalização de clorita esparsa.

6.3 - METAMORFISMO CATACLÁSTICO

São comuns as feições cataclásticas associadas a falhas e dobramento na área de estudo. Pudemos observar duas faixas cataclásticas extensas, a de Jurubatuba e a de Cubatão.

Nas proximidades do km 5 da rodovia Pedro Taques e nas porções setentrionais da ilha de Santo Amaro ocorre cataclase de incidência menos intensa.

Nos gnaisses e granitos onde estas feições são mais visíveis o aspecto mais comum é a granulação da matriz com redução das micas e quartzo.

O feldspato é atingido por último apresentando

formas arredondadas, lenticulares, quebra e granulação nas bordas (textura em morteiro) (Foto 29).

Desta maneira, apresentam-se os "flaser" gnaisses (TURNER & WILLIAMS, 1958; KNOPF, 1935), ilustrados nas Fotos 30 e 31.

No falhamento de Cubatão, o processo de cataclase evoluiu de tal forma que a partir de granitos pré-existentes resulta, na faixa de cataclase, uma rocha foliada, extremamente orientada e, com bandamento milimétrico a submilimétrico. Na Serra do Morrão em Paranapiacaba, seu aspecto em escala mesoscópica leva a confundí-la com os quartzitos vizinhos.

No alto rio Cubatão os cataclasitos aparentam gnaisses ou quartzo-xistos finos bandados. Estes últimos por alteração chegam a lembrar filitos. São filonitos(KNOPF, 1935) como já descritos por COUTINHO (1972),estando situados na margem direita do citado vale e não devem ser confundidos com filitos e xistos vizinhos, pois que estes mostram nítidas estruturas de dobramento e nenhuma a pouca cataclase. Quando cataclasados, a brechação permite observar pedaços de xistos não filoníticos.

Nos falhamentos ou zonas de esmagamento citados, microscopicamente nota-se que ocorre forte granulação, achatamento e ondulação dos minerais (Foto 32). Porfiroclastos de feldspato são comuns. Também são notáveis as feições de recristalização na forma de cordões de quartzo secundário, solda de feldspatos quebrados e silicificação da matriz.

Neste falhamento, o gnaisse apresenta moagem nítida, no entanto, o xisto Cubatão apresenta apenas brechação. Nota-se que as dobras de crenulação dos xistos Cubatão é que estão falhadas, sendo por conseqüinte, anteriores a este pro

cesso.

Na faixa cataclástica de Pedro Taques apresentam-se as feições de recristalização que na escala de afloramento obliterou os efeitos de cataclase que são notados esporadicamente (Foto 33). Ao microscópio, estas feições tornam-se nítidas e observamos porfiroblastos de plagioclásio e microclina quebrados (textura morteiro), cordões de quartzo e recristalização parcial da matriz moída.

CAPÍTULO VII

7 - ANÁLISE DA ESTRATIGRAFIA

7.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A complexidade dos dobramentos e as estruturas de migmatização obliteram freqüentemente a estratigrafia das rochas do Complexo Migmatítico. Em contraste, a estratigrafia das epimetamórficas é menos obscurecida; já existem alguns trabalhos que tratam do assunto especificamente como os de BIGARELLA e SALAMUNI (1956); MELFI et al. (1965); MARINI et al. (1967); PETRI et al. (1969); HASUI et al. (1969); HASUI (1973) e MELCHER et al. (1973).

Em São Paulo, MORAES REGO (1933) distinguiu as epimetamórficas da Série São Roque das rochas gnáissicas do Complexo Cristalino das proximidades da Capital paulista. Segundo este autor, F.P. de OLIVEIRA em 1889 já se referira a uma Série São Francisco, a que L.F. GONZAGA de CAMPOS na ocasião preferiu denominar de Série São Roque.

No Estado do Paraná foi estabelecida uma subdivisão análoga por OLIVEIRA (1925) que introduziu posteriormente a designação Série Açungui (1927). OLIVEIRA e LEONARDOS (1943) atribuiram a autoria deste nome a DERBY (1978) que no entanto, apenas se referiu aos xistos da região de Açungui correlacionados por ele à Série Minas.

Seguiu-se uma série de discussões sobre a continuidade das Séries Açungui e São Roque (MORAES REGO, 1933, CARVALHO e PINTO, 1937, OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943), prevalecendo a subdivisão na expectativa de que aparecessem evidências em contrário. MARINI et al. (1967) e HENNIES et al. (1967), baseados no Código de Nomenclatura Estratigráfica .

(American Commission of Stratigraphic Nomenclature, 1961)preferiram utilizar a unidade lito-estratigráfica Grupo, uma vez que o termo Série é cronoestratigráfico vinculado a uma época geológica.

Os nomes Complexo Cristalino, Migmatítico, Gnáissico e Brasileiro vêm sendo utilizados desde o século passado, incluindo de forma geral as rochas gnáissicas ou migmatíticas de toda parte.

Na região de São Paulo, MORAES REGO (1933) considerou as litologias gnáissicas como sendo do Complexo Cristalino. No Estado do Paraná, FUCK et al. (1967) e FUCK et al. (1971) consideraram-no como mais antigo e incluindo todos os migmatitos, enquanto os ectinitos pertenceriam ao Grupo Açungui. No Vale do Ribeira, MELFI et al. (1965),MELCHER et al. (1973) mapearam áreas migmatíticas e, sem diferenciá-las, consideram-nas em parte como integrantes do Grupo Açungui e em parte mais antigas, do Pré-Cambriano Médio ou Inferior.

As relações entre o Complexo Cristalino e o Grupo Açungui tem sido objeto de discussão. MORAES REGO (1933) considerou que o contato nunca era nítido, sendo mascarado por granitos mais modernos ou por passagens graduais. MELFI et al. (1965) e MELCHER et al. (1973) assinalaram passagens graduais dos ectinitos para os migmatitos.

No Estado do Paraná, MARINI et al. (1967) consideram que a passagem se dá por falhamento. No entanto, dão a entender que passagens graduais são possíveis em certos locais.

HASUI et al. (1969) e COUTINHO (1972) observaram que a relação entre o Complexo Migmatítico e o Grupo São Roque se daria através de enormes zonas de falha.

No entanto HASUI (1973), estudando as relações de contato entre as citadas formações a W e SW da Capital, concluiu por uma série de evidências, que as passagens seriam todas graduais, não se justificando as subdivisões em Açungui e Complexo Cristalino ao menos nas Folhas de São Roque e Pilar do Sul. Cita este autor que em termos litológicos, os paleossomas dos migmatitos e os metassedimentos dos Grupos Açungui se equivalem. Observa o aumento gradual do grau de metamorfismo e semelhança no magmatismo. Nota também a não discrepância dos dados geocronológicos e o aspecto estrutural. Conclui dai por denominar todo o conjunto de Grupo Açungui. O Grupo São Roque seria outra unidade correlacionável ao Grupo Açungui mas sem a vinculação de continuidade física.

7.2 - O GRUPO AÇUNGUI E O SEU SUBSTRATO

Levando em consideração os dados obtidos no nosso trabalho consideramos que seriam as seguintes as relações de contato entre os ectinitos e os migmatitos:

1. Por passagem gradual, a exemplo do já observado na encosta da Serra do Mar por ALMEIDA (1955) no túnel da Hidrelétrica da Usina Henry Borden e pelo presente autor nos cortes das rodovias Anchieta e Imigrantes.

2. Por discordância, nas proximidades de Paranapiacaba e na vertente litorânea da Serra do Morrão onde as estruturas ectiníticas com direções N40-50E apresentam-se sobrepostas aos migmatitos com direções N70E a EW. Embora o significado destas discordâncias ainda não esteja claro na presente escala de trabalhos, cremos que sejam indicativos da presença de substratos mais antigos.

3. Por falhamentos extensos como acontece ao longo

do falhamento de Cubatão onde as ectiníticas são justapostas aos migmatitos que em alguns lugares chegam a cavalgá-las (proximidades da pedreira Cubatão no vale do mesmo rio).

Nas zonas de passagem gradual torna-se difícil caracterizar um substrato pois a migmatização pode ter obliterado as relações de contato. No entanto, no vale do rio dos Pilões, os migmatitos situados em núcleo de anticlinal flanqueado por uma zona de passagem gradual para ectinitos e apresentam aspectos estruturais que nos fazem acreditar em sua maior antiguidade. Apresentam maior número de deformação, inclusões de blocos de ectiníticas já dobradas previamente dentro dos migmatitos fortemente dobrados, transpostos e feldspatizados.

Outros critérios além dos estruturais permitem-nos a identificação preliminar de porções do substrato e de metamorfitos Açungui.

No tocante aos critérios litológicos constatamos no Bloco Juquitiba a existência de litologias semelhantes às definidas por HASUI (1973) nas folhas de Pilar do Sul e São Roque para este Bloco. São metapelitos, metapsamitos freqüentemente rítmicos, rochas calcossilicatadas e metabasitos. No Bloco Litorâneo e nas porções inferiores das camadas do Bloco Juquitiba notamos dominância de eventuais metapelíticas com intercalações psamíticas freqüentemente boudinadas além de camadas calcissilicatadas mais ou menos impuras. Estas formações em geral, se sotopõem aos ritmitos e provavelmente, encerram níveis do embasamento.

As datações geocronológicas de caráter preliminar indicam para camadas rítmicas de ectiníticas calcossilicatadas sobrepostas aos estromatitos da encosta da Serra do Mar uma idade Rb/Sr convencional de aproximadamente 570 m.a. Já idades convencionais de migmatitos do Bloco Litorâneo dão valores mistos, da ordem de 800 m.a.

Idade K/Ar em rocha total de amostras de anfibolitos encaixados nos núcleos anticlinórios feldspatizados estão apresentando valores da ordem de 1 bilhão de anos. Embora estas idades Rb/Sr e K/Ar ainda não sejam suficientes para a perfeita cronologia do substrato, elas são sintomáticas no que se refere a indicação de sua existência.

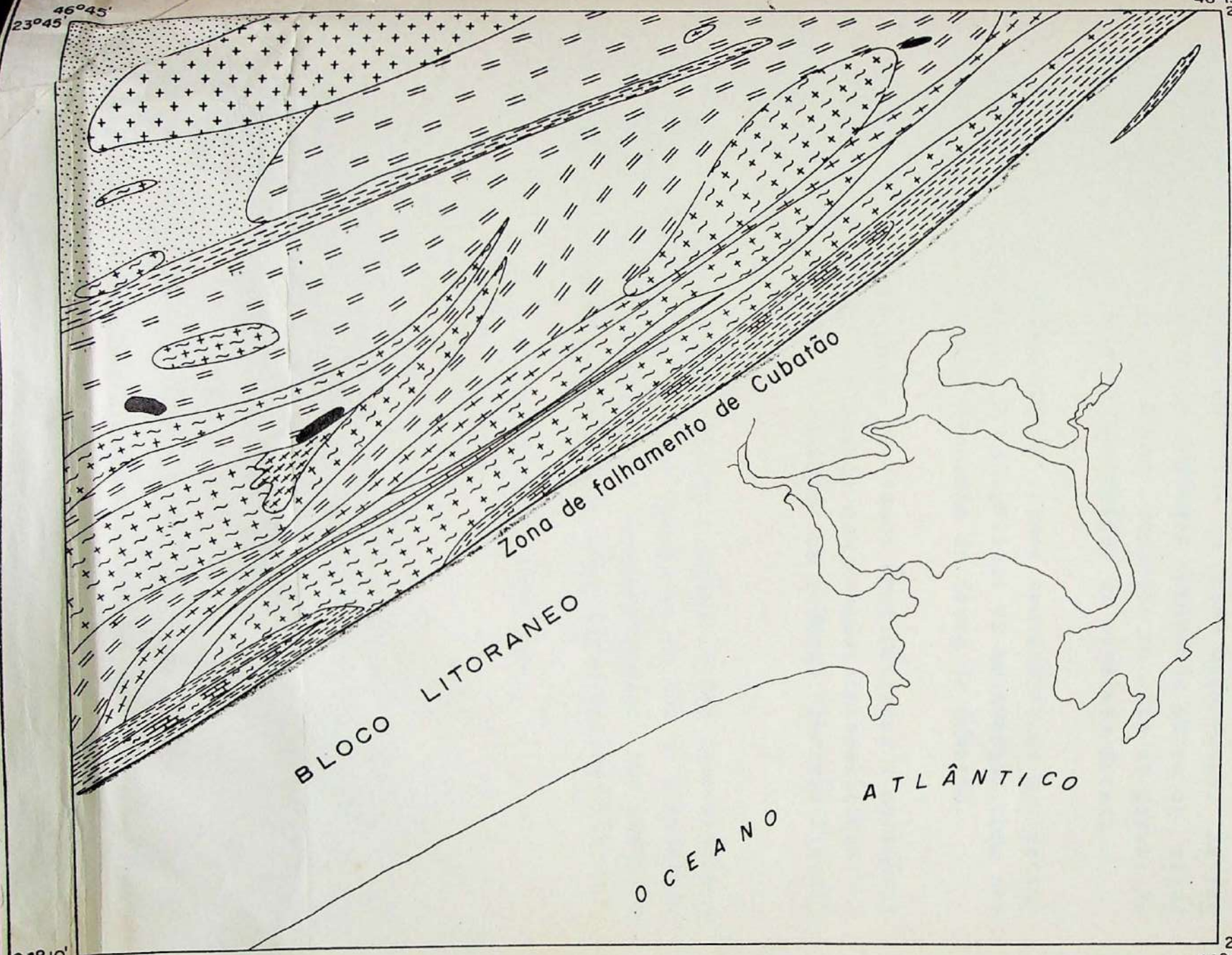
Uma programação de datações geocronológicas dirigidas para estes núcleos mais antigos assim definidos está sendo desenvolvida no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, no sentido de aprimorar o conhecimento da cronologia dos eventos.

Outras evidências estruturais que vem fornecer forte lastro ao acima exposto serão examinadas no capítulo seguinte.

Em suma constatamos, na área, a existência de seqüências do Grupo Açungui dentro dos núcleos sinclinoriais enquanto que dentro os núcleos anticlinoriais do Bloco Juquitiba e do Bloco Litorâneo aparece o seu substrato em geral extensivamente feldspatizado.

A disposição das diversas unidades no Bloco Juquitiba está expressa na Figura 4.

FIG.4 - ESTRATIGRAFIA DO BLOCO JUQUITIBA NA ÁREA ESTUDADA



LEGENDA

- Granito pós tectônico
- Sequência pelítica e calcária (ectinitos) - Anchieta.
- Sequência pelítica com intercalações psamíticas (ectinitos) Cipó e Cubatão.
- Sequência arenosa, c/ frequentes ritmos de intercalações pelíticas. (migmatitos) - Cipó.
- Caleosilicatadas Imigrantes.
- Sequência pelítica (migmatito)
- Sequência argilo arenosa indivisa (lentes e camadas intercaladas e ritmitos) - São Lourenço.
- Zonas granitizados (núcleos pré-Acunguí?)
- Metabasitos

CAPÍTULO VIII

8 - ANÁLISE DAS ESTRUTURAS

8.1 - ESTRUTURAS RELIQUIARES

A estrutura reliquiar mais conspícua tanto nos ectinitos como nos migmatitos, é a estratificação. Em geral, é evidenciada por um bandamento plano paralelo de camadas com mineralogias, granulometrias ou cores diferentes. As feições rítmicas são as mais notáveis dominando entre os migmatitos-estromatíticos do Bloco Juquitiba no alto da Serra. As camadas rítmicas estão constituídas da seguinte forma:

1. Alternâncias de ritmos centimétricos a decimétricos, de metapsamitos e metapelitos ou metamargas, como nos xistos calcosilicáticos bandados da Serra de Cubatão.

2. Alternância de ritmos centimétricos a decimétricos de camadas mais quartzosas com camadas metapelíticas, a exemplo dos ritmitos encontrados na rodovia Ribeirão Pires--Paranapiacaba.

PETRI e SUGUIO (1969) e HASUI (1973) descreveram sequências rítmicas ou cíclicas similares no sul do Estado de São Paulo e no Bloco Juquitiba respectivamente, que permitem considerar estes metassedimentos como depósitos de "flysch".

8.2 - ESTRUTURAS TECTÓGENAS

8.2.1 - Falhas

A zona de falhamento de Cubatão sem dúvida é o conjunto de feições disruptivas aflorante mais importante da área estudada. Já fizemos referência aos seus efeitos de cataclase registrados também por ALMEIDA (1953) e COUTINHO (1972).

Estende-se desde Paranapiacaba até o vale do rio Branco e pelo que indicam as imagens do ERTS, continua para SW. Sua direção na área estudada é aproximadamente N60°E.

Para NE estende-se pelo menos até Biritiba-Mirim (RIDEG, 1972), totalizando no mínimo 120 km de extensão. Na área estudada as faixas de milonitização não ultrapassam 250 m e apresentam desde filonitos até brechação grosseira. Nos arredores de Paranapiacaba e de Cubatão, nota-se recristalização da matriz de cataclase por quartzo secundário. Apresenta feições de nítido acavalamento nas proximidades da pedreira do Cubatão (vide Foto nº 32) onde a faixa de cataclase desenvolvida em migmatitos porfiroblásticos possue mergulhos da ordem de 10 a 20° SE. Ali, os xistos do Cubatão são cavalgados pelos migmatitos oftalmíticos. O próprio xisto, apresenta uma brechação cortando sua foliação. Esta brechação é menos intensa possivelmente devido à menor competência destas rochas (vide Fotos nrs. 33 e 34). Em outros locais, como entre Pai Matias e Engenheiro Ferraz, a cataclase é mais extensa e, apresenta foliação subvertical e por vezes aparenta gnaisses finíssimos bandados ou quartzitos como é o caso nas proximidades de Pai Matias e Paranapiacaba, respectivamente. Tal aspecto é comum a transcorrencias.

Nas proximidades da pedreira de Cubatão e na encosta direita do vale do mesmo nome, ocorrem falhas normais cortando a falha de empurrão, mas paralelas em direção a este falhamento maior.

Outro aspecto notável desta falha é que, no bloco litorâneo, desde Peruíbe até o extremo norte da falha, alinham-se nas suas proximidades vários corpos de granitos pós-tectônicos que indicariam ser a faixa em que se desenvolve este lineamento uma zona relativamente permeável da crosta, que já existia ao tempo dessas intrusões.

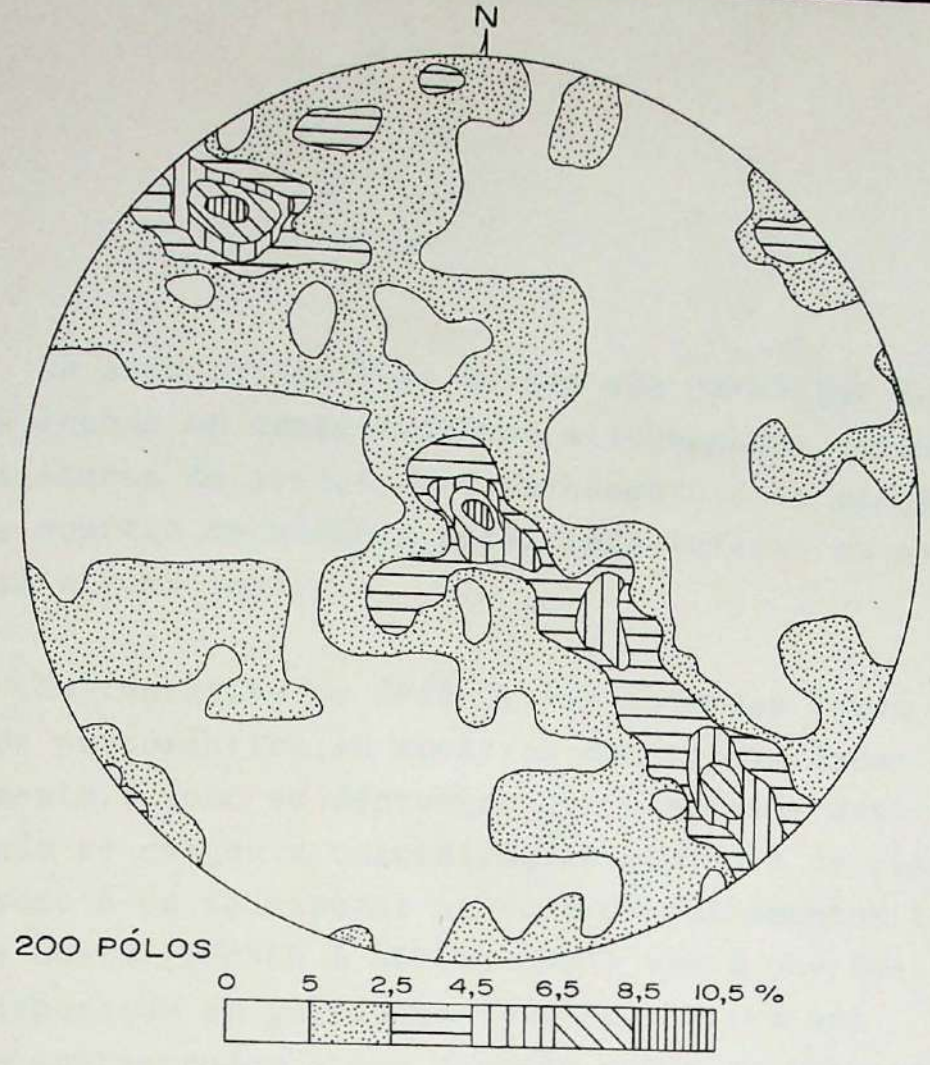


Fig.5-Diagrama ΠΠ dos eixos [0001] de quartzo. Gnaisse Oftalmítico do Cubatão

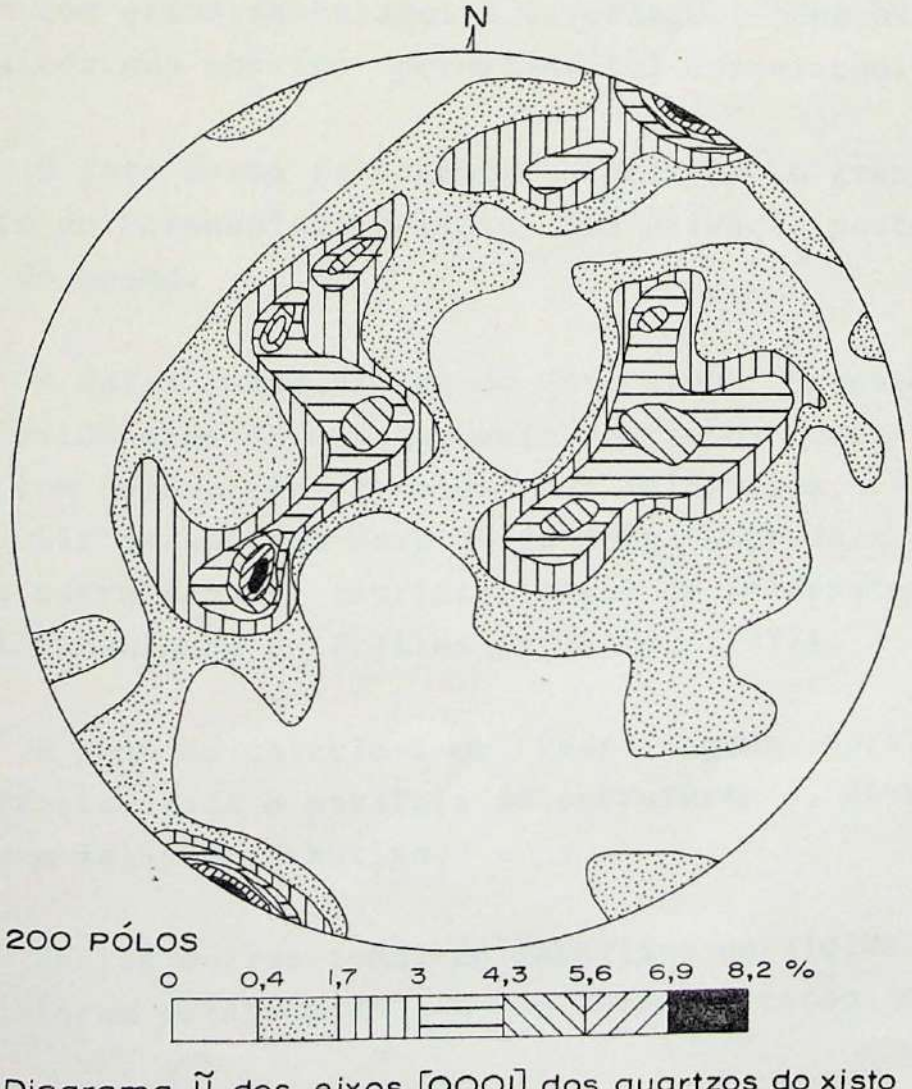


Fig.6-Diagrama ΠΠ dos eixos [0001] dos quartzos do xisto Cubatão próximo a falha.

Na área estudada as falhas são paralelas às estruturas das rochas em quase todo seu alinhamento. Acompanham-nas os sistemas de juntas de cisalhamento e de tração preenchidas de quartzo secundário permitindo inferir um movimento destral em alguns locais.

Na tentativa de definir sua natureza foram feitos estudos de petrofábrica em amostras das proximidades de zona de falhamento. Como se depreende dos diagramas das Figuras 5, 6, 7 não se chegou a concentrações pontuais de eixos de quartzo como é de se esperar no caso de falhamentos transcorrentes de monta (TURNER & WEISS, 1963) mas a padrões planares de disposição em guirlanda como se observa nos tectonitos R que correspondem a uma rotação com eixo externo (WHITTEN, 1966). É possível, levando em conta uma recristalização pós-falhamento que alguns dos polos de concentração coincidam com eixos associados à deformação. Com os dados obtidos ainda não nos foi permitida tal correlação.

O fato desee falhamento cataclasar o granito pós-tectônico de Paranapiacaba indica uma ativação posterior a intrusão do mesmo.

A faixa cataclásiica de Jurubatuba apresenta uma série de evidências de cisalhamento dentre os quais "flaser" gnaisses com deformação sigmoidal dos feldspatos e alguma granulação. Ela se adentra para NE da folha mapeada. Também apresenta estruturas de recristalização de feldspatos quebrados. Foi denominada de Freires por RIDEG (1972).

A zona de cataclase de Pedro Taques apresenta-se muito recristalizada e paralela as estruturas e, deve estar ligada a um falhamento antigo.

Várias outras zonas de cataclase paralelas às estruturas, foram determinadas; a sua caracterização, no entan

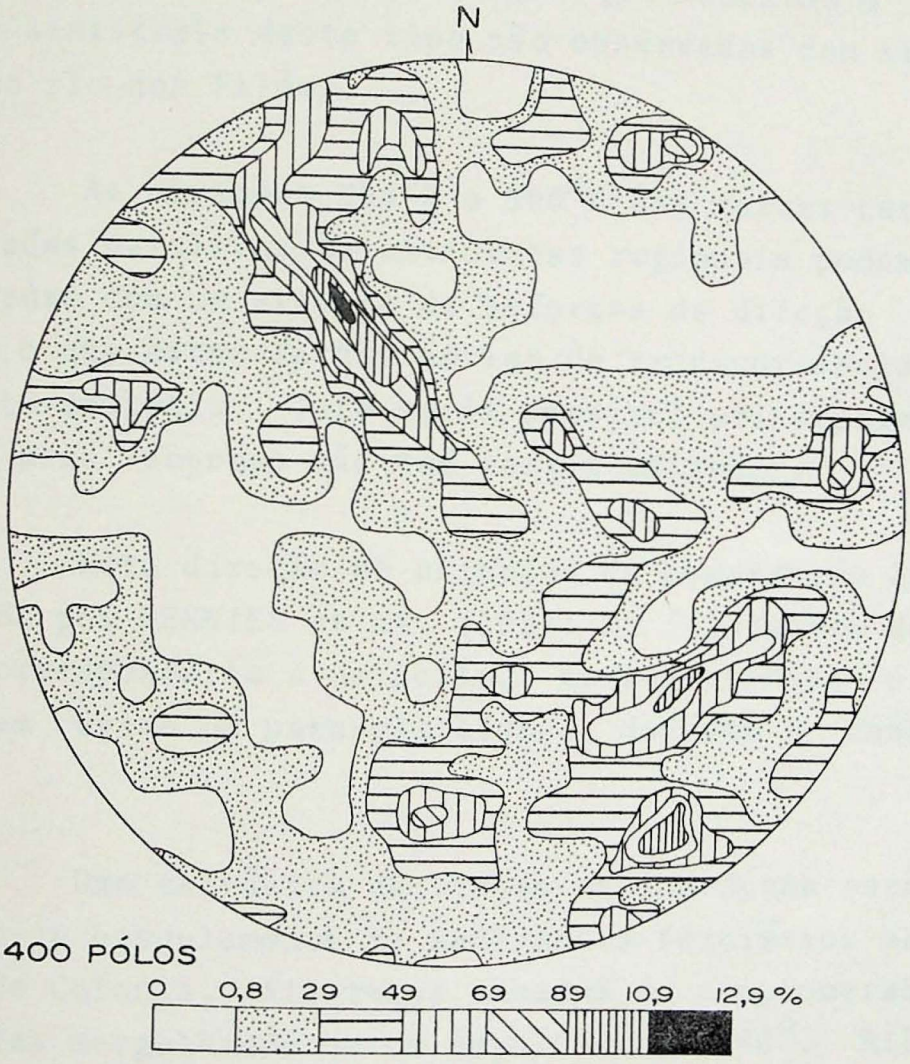


Fig. 7- Diagrama ĨĪ dos eixos [0001] dos quartzos no Gnaisse Oftalmítico cataclasado da falha do Cubatao.

to, é difícil dado às dificuldades de acesso e a falta de bons afloramentos.

Falhas obseqüentes às estruturas ocorrem em sistemas de direção N15°W a N20°E verticais e destrais, correspondendo freqüentemente às direções de juntas de cisalhamento ligadas a mesma direção de esforços que suscitou o dobramento. Falhas sinistrais deste tipo são observadas com nitidez no vale do rio dos Pilões.

As direções N50°E a N60°E das faixas cataclasticas observadas paralelas às estruturas regionais podem ser correlacionadas com um sistema de esforços de direção aproximada EW com o que estas falhas seriam de transcorrência e provavelmente destrais. Isto seria possível principalmenee nas falhas mais recentes não tão recristalizadas.

Esta direção de esforços de compressão EW, já foi definida por HENNIES et al. (1967) no falhamento de Taxaquara e corresponderia a um período de regmagênese provavelmente já em regime de para-plataforma, durante o cambro-ordoviciano.

Uma tectônica de tração mais moderna está evidenciada pelo basculamento de sedimentos terciários nas proximidades de Colonia. Ali temos camadas de conglomerados,areias e argilas mergulhando de um ângulo de até 40°. RIDEG (1972) cita a existência de sedimentos terciários falhados à NE da área estudada.

Nos quartzitos Taquaraçu, VANDOROS e OLIVEIRA (1969) registraram falhamento de gravidade paralelo às estruturas regionais.

É importante lembrar que a aproximadamente 140 km a SE de Santos, foi detectada a falha de Santos(LEYDEN e co

laboradores, (1971) que segundo consta apresenta um rejeito vertical de mais de 3 km, sendo considerada posterior ao Jurássico.

A falha de Cubatão apresenta nas suas porções de acavalamento evidências de falhamento gravitacional para dentro do vale, tendo um dos rejeitos aproximadamente 10 m. Falhas rotacionais ocorrem na sua encosta direita.

Algumas evidências geomorfológicas indiretas levam a supor a existência de falhas provavelmente ativadas ou reativadas no Quaternário.

No alto da Serra entre Zanzalá e Campo Grande, ocorre uma faixa com morros arredondados baixos imersos em sedimentos de granulação grossa, fortemente lixiviados e com pequeno rebaixo das cristas em relação às áreas vizinhas (aproximadamente 20 m) o que faz supor a existência de um bloco abatido.

No litoral, uma das evidências é a presença dos "Maciços Litorâneos", ou seja, conjunto de morros com cristas médias entre 200 e 300 m situado em frente à escarpa da Serra do Mar e que RUELLAN (1944) assim denominou ao estudar a bacia de Guanabara. Como estas cristas possuem praticamente a mesma estrutura e litologia dos maciços da Serra, a hipótese de uma erosão diferencial como causa de sua existência não é justificável.

Por outro lado, a superposição de efeitos eustáticos sobre os tectônicos mascara as evidências indiretas de falhamento na costa. É importante notar que sondagens a percussão ao longo do eixo da rodovia dos Imigrantes determinaram na Baixada Santista a existência de mais de 50 m de sedimentos marinhos e lagunares com conchas situadas num nível de -35 m. Estes sedimentos apresentam areias sedimentares

na base que recobrem solos residuais de metamórficas. Tal substrato indica uma subsidência bastante rápida que se deu entre os maciços litorâneos de Santos e a encosta da Serra de Mãe Maria, subsidência esta, que não chegou a permitir a erosão destes solos pelas águas que depositaram as areias sobrejacentes.

Supomos que outras evidências de falhamentos de gravidade poderão ser encontradas na nossa costa uma vez que se trata de uma costa atlântica constituindo uma unidade tectônica do tipo (D) (ASCHGIREI, 1971) onde estas feições são dominantes. Um tectonismo moderno, a N da escarpa da serra está evidenciado pela brusca quebra dos vales dos rios Grande, Pequeno, e outros menores de SE para NNW. Esta inflexão provavelmente está ligada ao tectonismo que suscitou o afundamento da bacia de São Paulo.

Se realmente tal tectonismo moderno aconteceu, e se houve basculamento, as medidas de elementos planares estarão afetadas em termos absolutos pelo movimento em questão, o que não prejudica a interpretação relativa das estruturas.

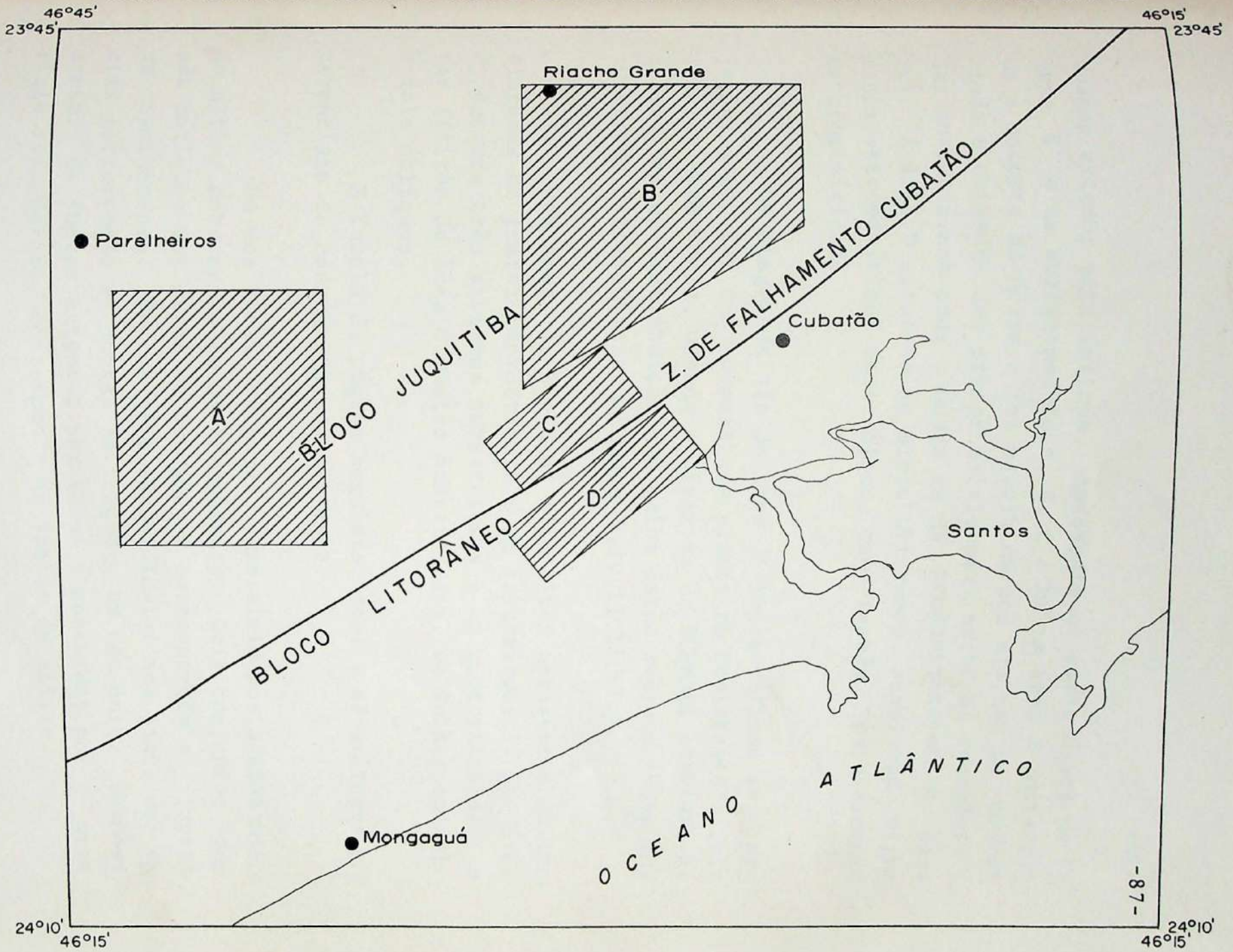
8.2.2 - Juntas

As observações de campo mostram que sistemas de juntas verticais e subhorizontais, dominam nas metamórficas de mesozona. Nas epimetamórficas já ocorrem sistemas inclinados.

Vales e cristas de morros retilíneos, tem sua maioria orientação correspondente aos sistemas subverticais condicionando com freqüência os lineamentos fotogeológicos.

Para a identificação destes sistemas de juntas escolhemos quatro áreas que pudessem ser consideradas homogêneas sobre o mapa de lineamentos fotogeológicos e nelas efe-

FIG. 8 - DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS ESCOLHIDOS PARA ANÁLISE ESTRUTURAL



tuamos estudos estatísticos. Apresentamos estas áreas na Figura 8 e as designamos de A, B, C e D. A área C corresponde à encosta da Serra e foi escolhida por ali ter se evidenciado o caimento dos planos axiais para norte ao contrário das outras áreas onde a queda se dá predominantemente para Sul. A área D situa-se no Bloco Litorâneo, envolvendo migmatitos estromatíticos deste bloco, como também parcialmente os oftalmíticos.

Os diagramas são do tipo π representando as projeções dos polos das normais aos planos no hemisfério inferior de referência, usando o diagrama de SCHMIDT LAMBERT. As densidades de distribuição dos polos estão representadas por curvas de isofreqüência. (Figuras 9,10,11,12,12a).

Nas áreas A, B e C os migmatitos apresentam quatro sistemas de juntas subverticais e um subhorizontal. Na área D, ocorrem três sistemas subverticais e um subhorizontal, e nos filitos da área C quatro subverticais, um subhorizontal e dois oblíquos.

A Tabela da página seguinte, mostra as atitudes preferenciais de cada um desses sistemas.

Um dos "sets" em geral, é paralelo aos planos axiais do último dobramento ou da transposição. Dois conjuntos que são oblíquos aos eixos de dobramento correspondem a juntas de cisalhamento. Um conjunto perpendicular aos eixos das dobras corresponde as juntas de tração. Um conjunto subhorizontal de juntas extensas por vezes preenchidas por materiais secundários, corresponde às juntas de alívio.

Esta distribuição simples de juntas em uma área polideformada mostra que somente nas fases finais da deformação os maciços se comportaram como rígidos.

Nos filitos que são rochas que se situam a menores

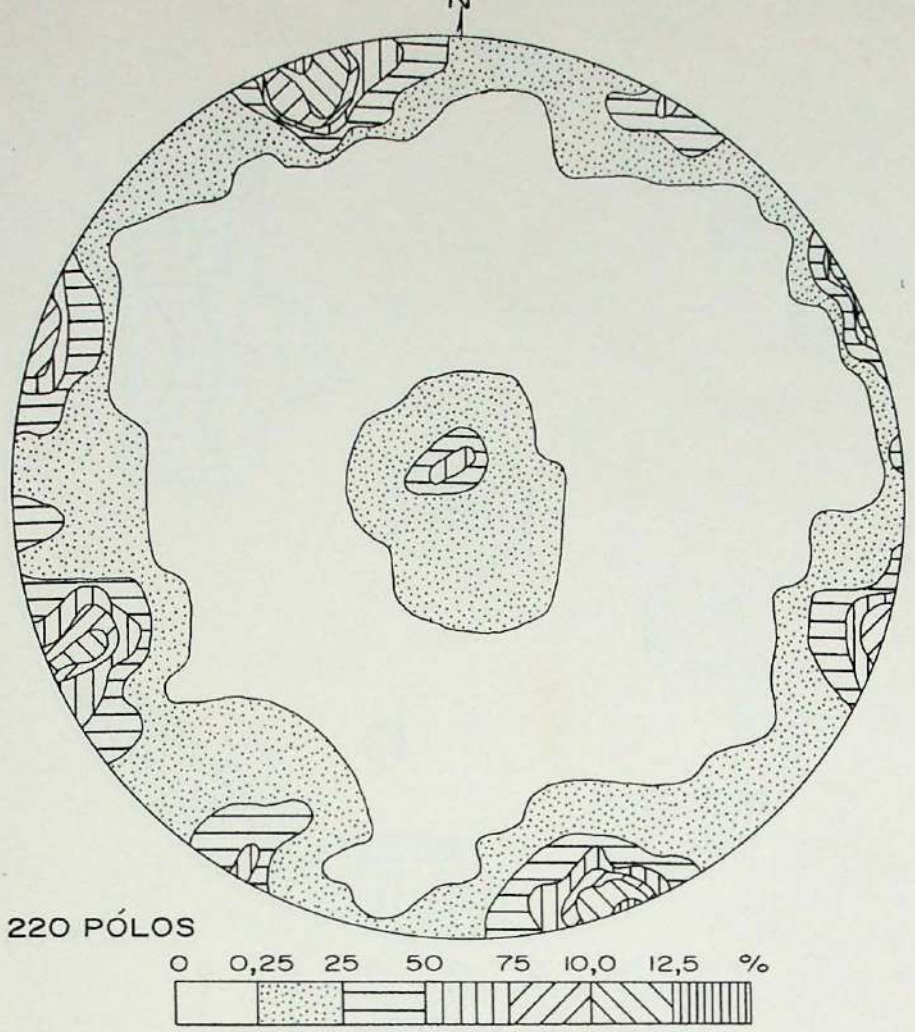


Fig. 9 - Diagrama ÎÍ de juntas da área A

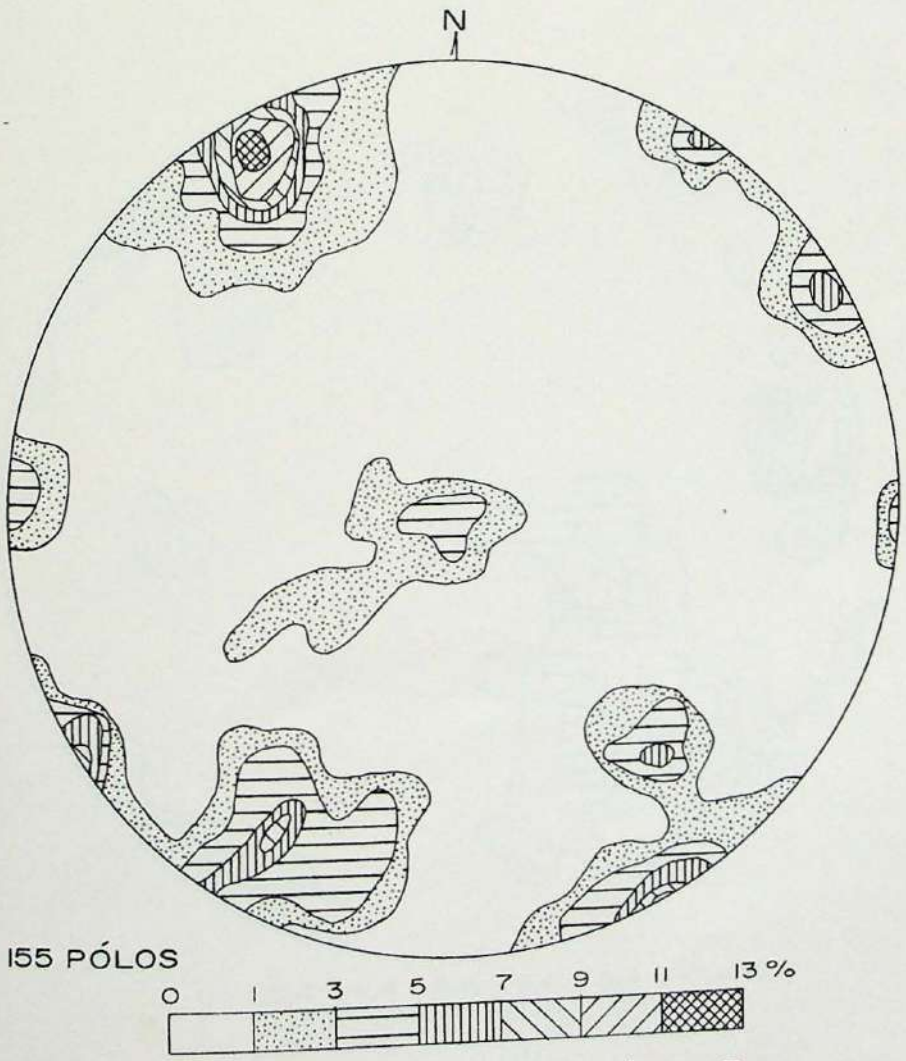


Fig. 10 - Diagrama ÎÍ de juntas da área B

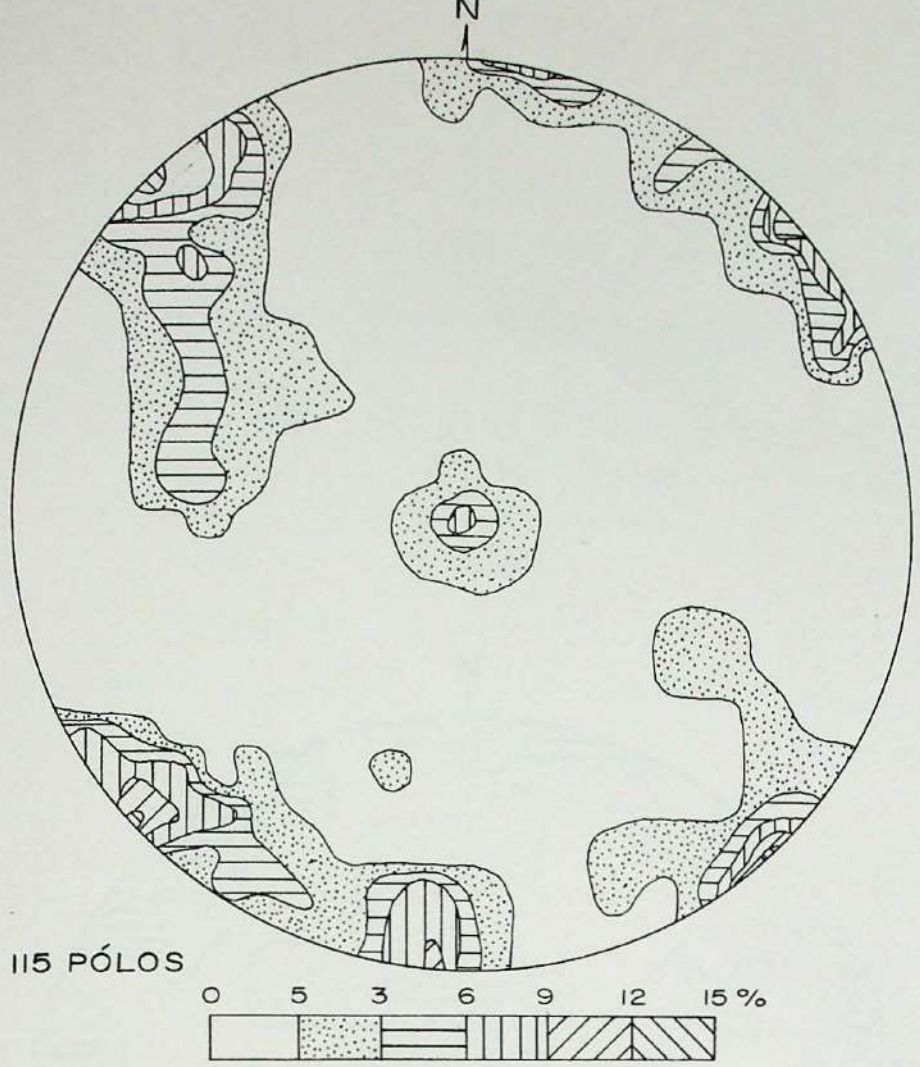


Fig. 11 - Diagrama ΠΠ de juntas - área D

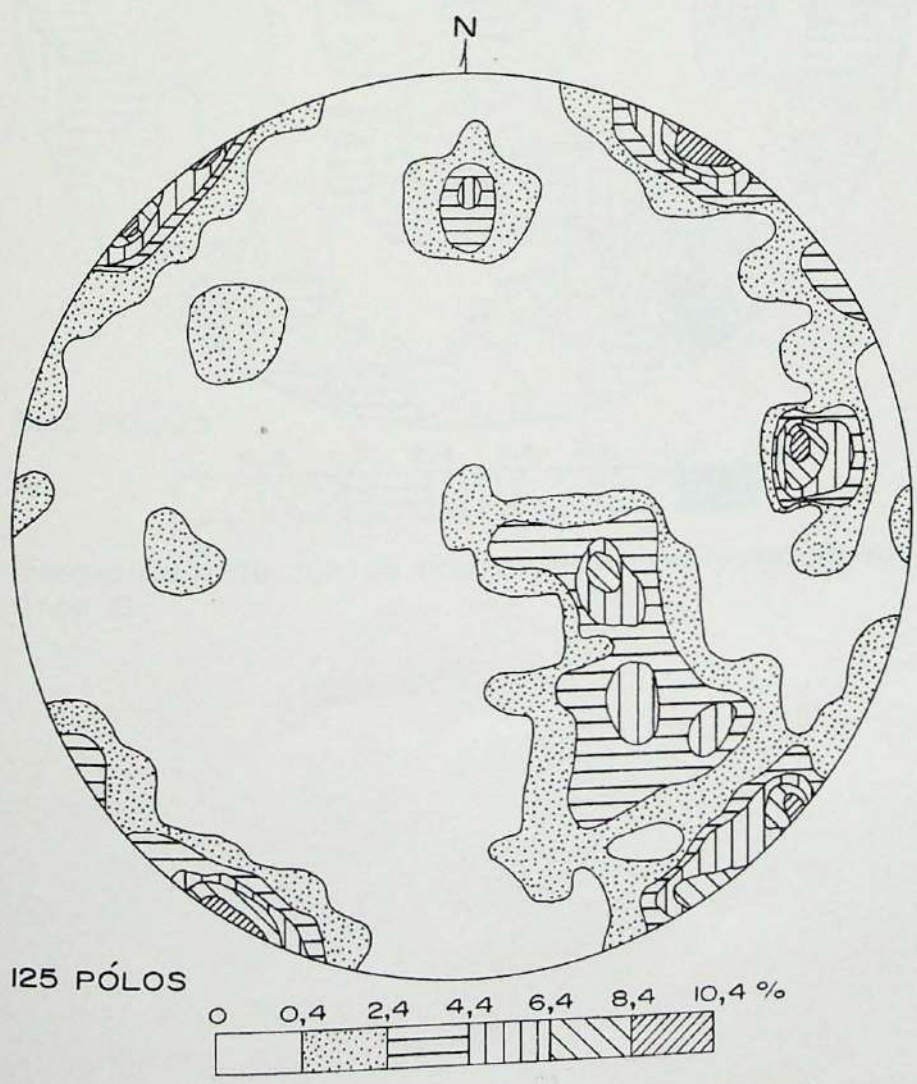


Fig. 12 - Diagrama ΠΠ de juntas nos filitos - área C

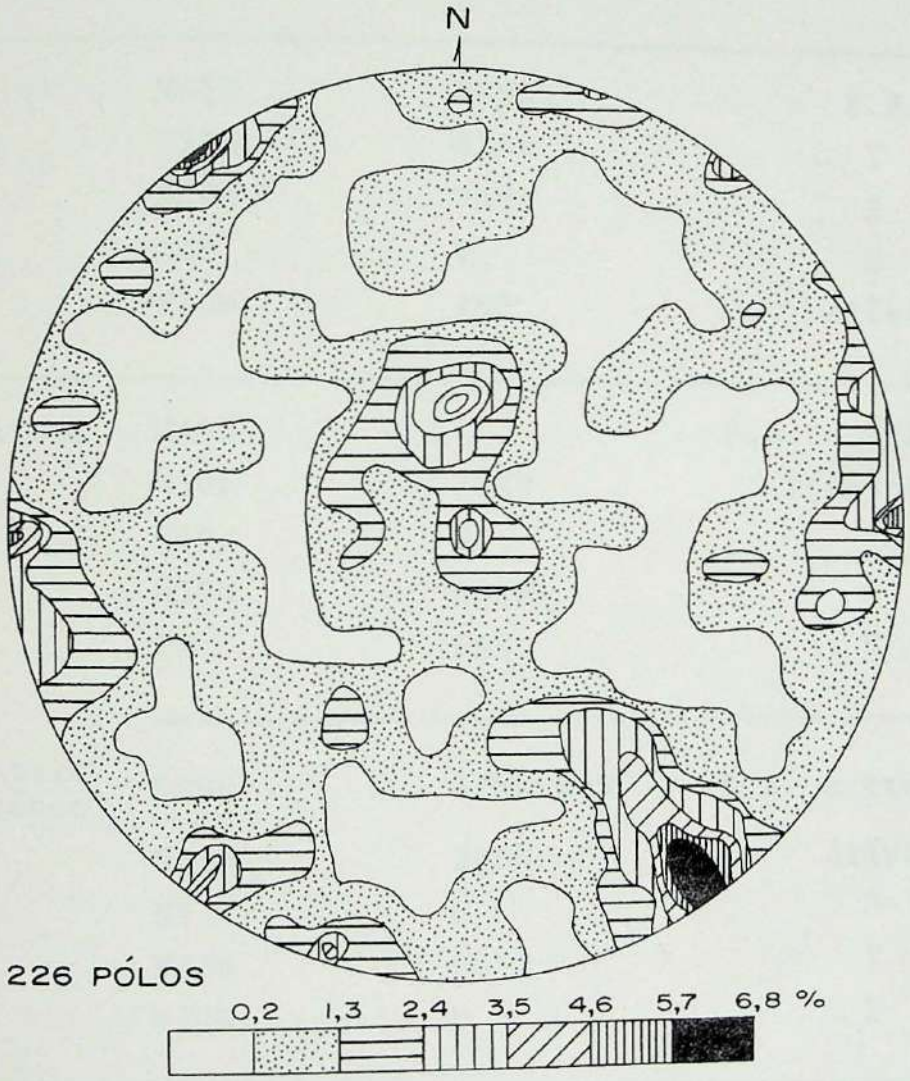


Fig.12 a - Diagrama $\tilde{\Pi}$ de juntas nos migmatitos homogêneos área C.

TABELA 12

ATITUDES DOMINANTES DAS JUNTAS

DOMÍNIO	DIREÇÃO	MERGULHO	
A	N66E	V	P.A.
	N61W	V	S
	N21W	80NE a V	T
	N19E	V	S
B	N61E	80SE	P.A.
	N31W	88SW	T
	N60W	70NE	S
	N4E	V	S
	N20W	4NE	Alívio
C (filitos)	N40E	V	P.A. e transposição
	N30E	26NW	Transposição
	N60W	V	T
	N15W	66SW	S
	EW	65S	S
migmatito homogêneo	NSSE	82NW a V	P.A. e transposição
	N85W	20SW	Alívio
	NS	V	S
	N43W	80NE	T
	N70W	V	S
D	N48E	V	P.A. e transposição
	Horizontal		Alívio
	N85W	85NE a V	S
	N42W	80NE a V	T

P.A. - Conjunto de juntas - plano axial ou de transposição

T - Juntas de tração

S - Juntas de cizalhamento

Al - Juntas de alívio

profundidades e mais sujeitas às transposições reinantes na superfície, os conjuntos de juntas são de maior número, correspondendo um deles a uma transposição acentuada, segundo um plano sistemático com inclinação média de 30° com a horizontal.

8.2.3 - XISTOSIDADE

Aqui consideramos xistosidade como sendo a orientação planar dos minerais placóides ou prismáticos e de agregados de grãos (BILLINGS, 1954). Corresponde às foliações plano-axial e paralela à estratificação de WHITTEN (1966), a clivagem de fluxo (BONORINO, 1968) e a clivagem ardosiana de outros autores.

A xistosidade foi estudada estatisticamente nos domínios homogêneos e está representada nos diagramas π das Figuras 13 e 19.

Na área A sua distribuição é em guirlanda e é praticamente coincidente com a estratificação no paleossoma dos migmatitos. Nos ritmitos, a estratificação é mais visível, como já observamos acima, permitindo fácil visualização desta relação. A guirlanda obtida indica dobramento cilíndrico de ambas as estruturas.

Na área B a situação é similar, ocorrendo apenas uma orientação diferente da guirlanda.

Na área C procuramos definir as relações entre as guirlandas dos diferentes tipos de rocha e achamos semelhanças entre as guirlandas dos xistos calcossilicáticos e dos estromatitos. Nos migmatitos homogêneos notamos concentrações que não nos permitiram traçar uma guirlanda completa, mas sim, uma axial, por estarem estas rochas cizalhadas planoaxialmente e granitizadas. Nos estromatitos observamos duas concentrações polares, uma associada ao dobramento da xistosidade, a outra a sua transposição que é mais perceptível nestas rochas do que nos migmatitos homogêneos pois, nes

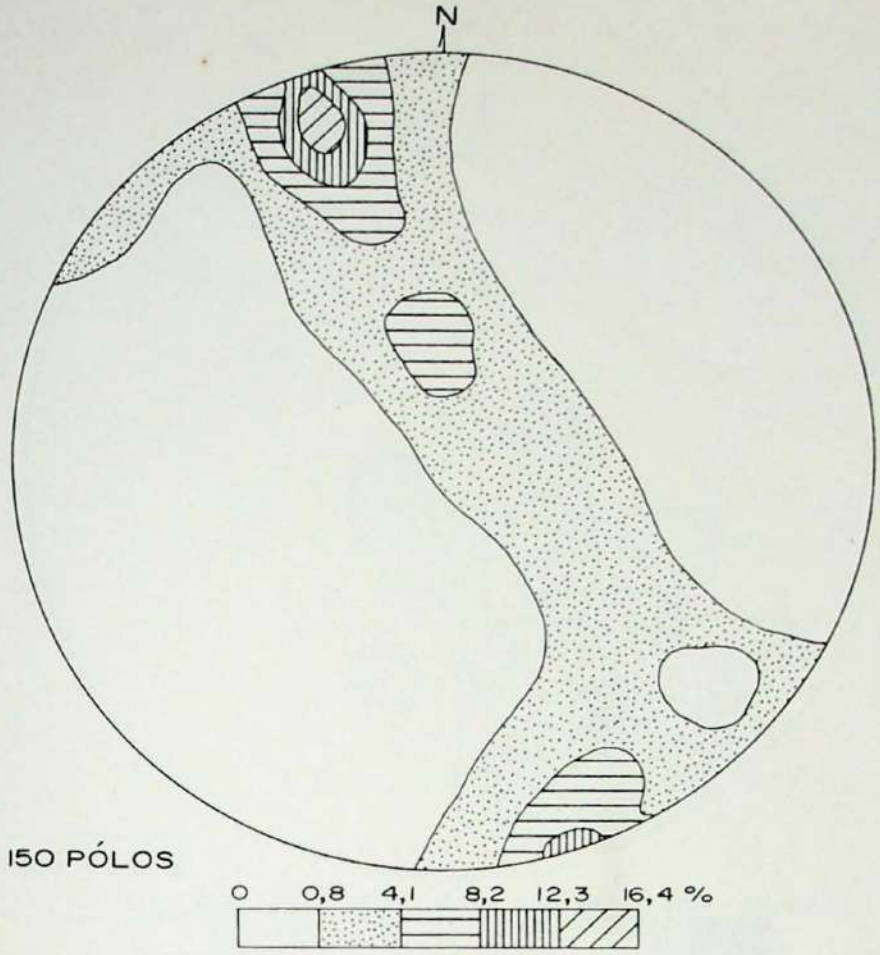


Fig. 13- Diagrama π de xistosidade e acamamento reliquiar coincidente da área A.

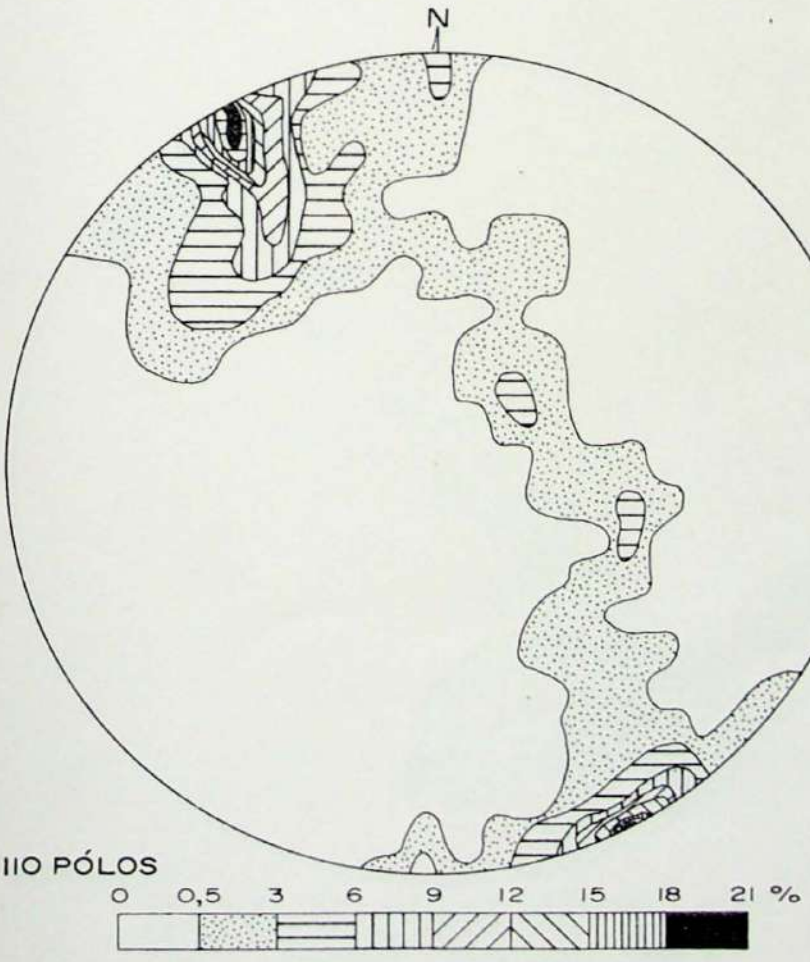


Fig.14-Diagrama π de xistosidade e acamamento reliquiar coincidente da area B.

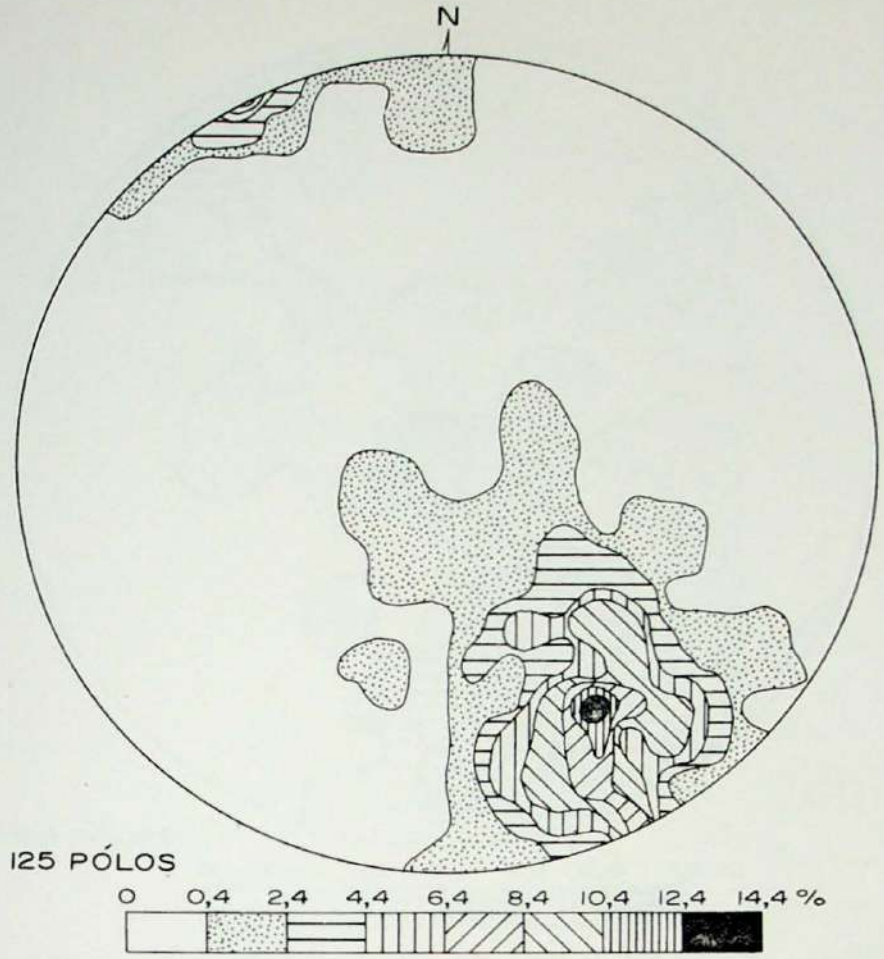


Fig.15 - Diagrama π de xistosidade e acamamento reliquiar dos migmatitos homogêneos - área C.

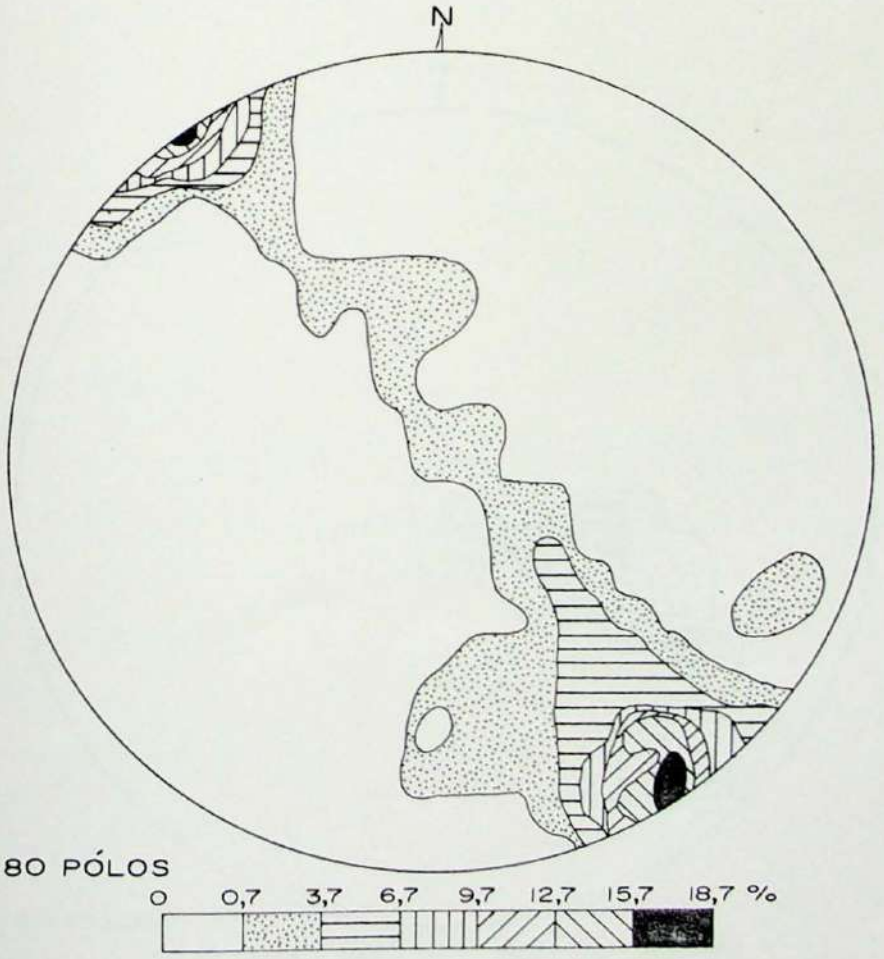


Fig.16 - Diagrama π da xistosidade e acamamento reliquiar dos xistos calcosilicáticos - área C.

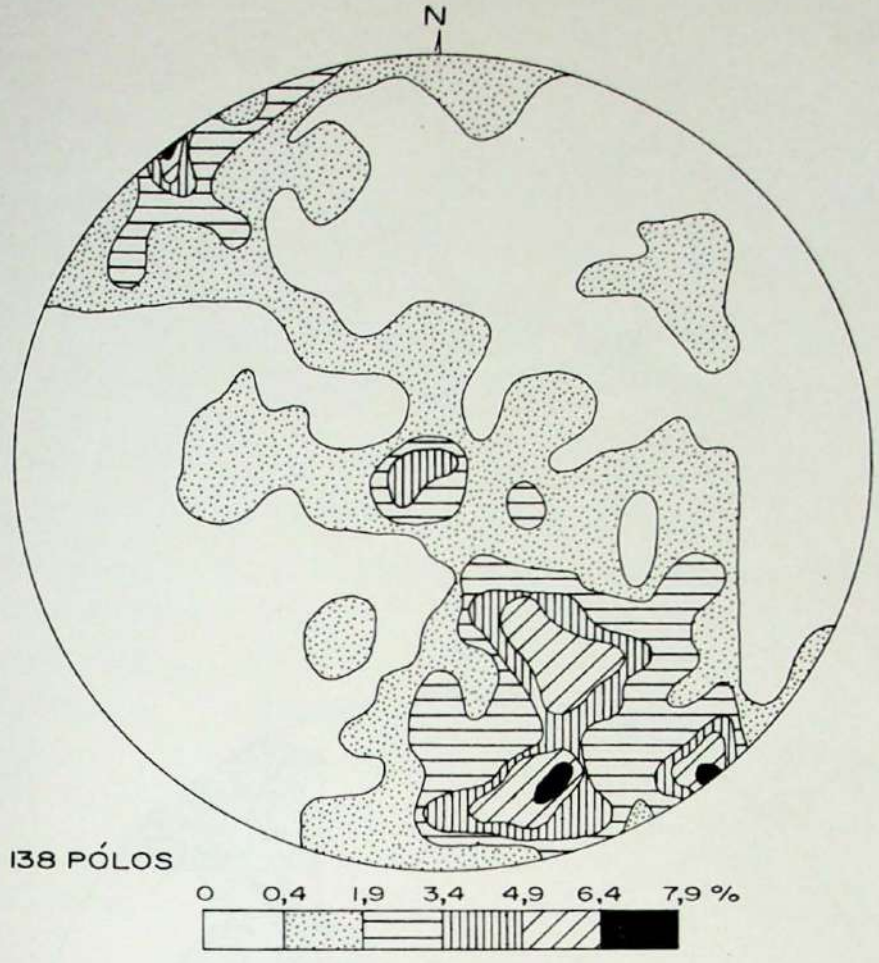


Fig. 17 - Diagrama ΠΠ da xistosidade e acamamento reliquiar dos xistos e gnaisses estromatíticos - área C.

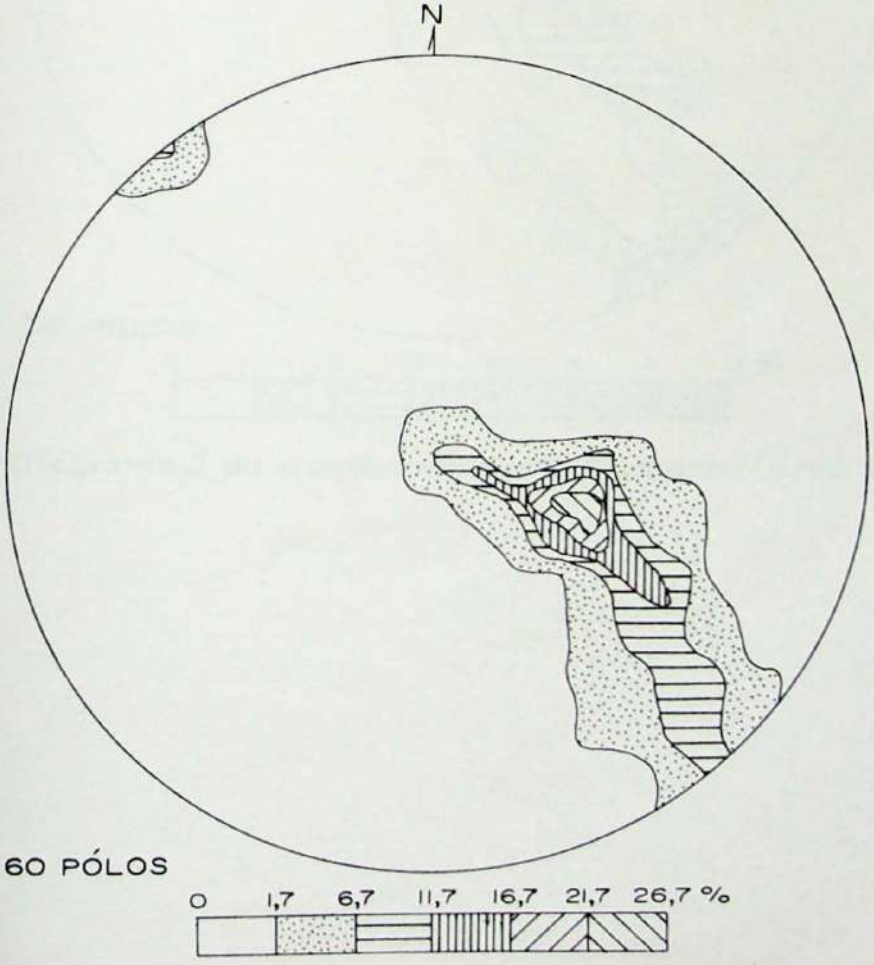


Fig. 18 - Diagrama ΠΠ da foliação dos filitos - área C.

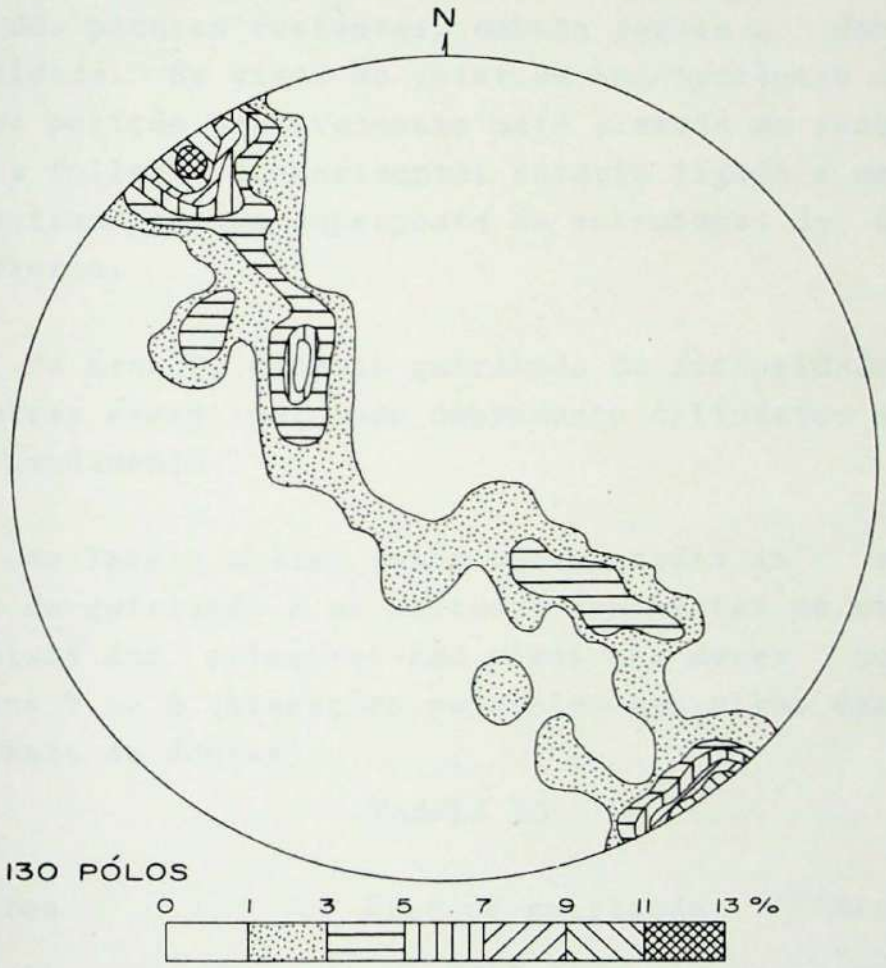


Fig. 19- Diagrama π da xistosidade e bandeamento - área D

tes freqüentemente os planos de cisalhamento estão feldspatizados, o que dificulta sua percepção (Foto 35).

Nos filitos e xistos filíticos notamos uma guirlanda também com nítida interferência de planos de dobramento como veremos adiante. A guirlanda dos filitos indica domínio de planos pouco inclinados e uma orientação um pouco distinta da dos pacotes restantes, embora denote o dobramento da xistosidade. Em vista da relativa incompetência destas rochas e sua posição provavelmente mais elevada na seqüência parece que a foliação subhorizontal estaria ligada a uma xistosidade de transposição superposta às estruturas de dobramentos anteriores.

Na área D, notamos guirlanda de xistosidade similar de outras áreas indicando dobramento cilíndrico da xistosidade e bandamento.

Na Tabela abaixo estão apresentadas as atitudes dos eixos de guirlanda e as atitudes dominantes de xistosidade. Os eixos das primeiras são eixos que devem corresponder a eixos b ou B (lineações paralelas aos eixos das dobras e eixos reais de dobras).

TABELA 13

Área	Eixo de guirlanda	Xistosidade
A	N70E 10SW	N60E 75SE
B	N60E 24SW	N60E 80SE
C - filitos	N40E 10SW	N25E 30 NW
C - xistos caleosilicáticos	N55E 10SW	N54E 85NW
C - estromatitos	N50E	N50E (cizalham.) N70E 70NE
C - migmatitos homogêneos	N60E	N65E 60NN
D	N52E 10NE	N40E 35SE

As Figuras 20 a 23 apresentam os diagramas representativos dos planos axiais das dobras e atitudes de seus eixos nas áreas citadas.

Comparando as atitudes dos eixos das guirlandas com os eixos de dobramento, notamos que há relativa concordância. No Bloco Juquitiba as dobras são subhorizontais com eixos caindo para sul, no Bloco Litorâneo os eixos caem para norte.

Se compararmos as atitudes dos planos axiais com as atitudes dominantes das xistosidades, vemos que ocorre certa concordância. Na área C, notamos pequena discordância com uma das atitudes de xistosidade. Isto se deve, como já explicamos, a uma fase posterior de transposição, que na área B também ocorre, mas é menos evidente.

O paralelismo entre xistosidade e estratificação reliquiar verificado é um assunto que já foi ventilado por HASUI, 1973.

A xistosidade foi atribuída à metamorfismo de carga por R.A. DALY, na segunda década do século, ao estudar a região de Shuswap (Canadá). Observações semelhantes foram feitas por outros autores e a idéia de metamorfismo de carga prevaleceu até meados do século, quando A.G. JONES (apud, WHITTEN, 1966) em 1958, através de mapeamento detalhado, mostrou que as observações de DALY se referiam a flancos ondulados de dobras isoclinais recumbentes e que a xistosidade é na realidade do tipo plano axial.

Até o presente, aceita-se que a xistosidade pode ser desenvolvida por ação de carga, somente em circunstâncias especiais, como no caso de dobramento flexural envolvendo delgadas intercalações incompetentes entre camadas competentes (WHITTEN, 1966). De resto, considera-se a concordância

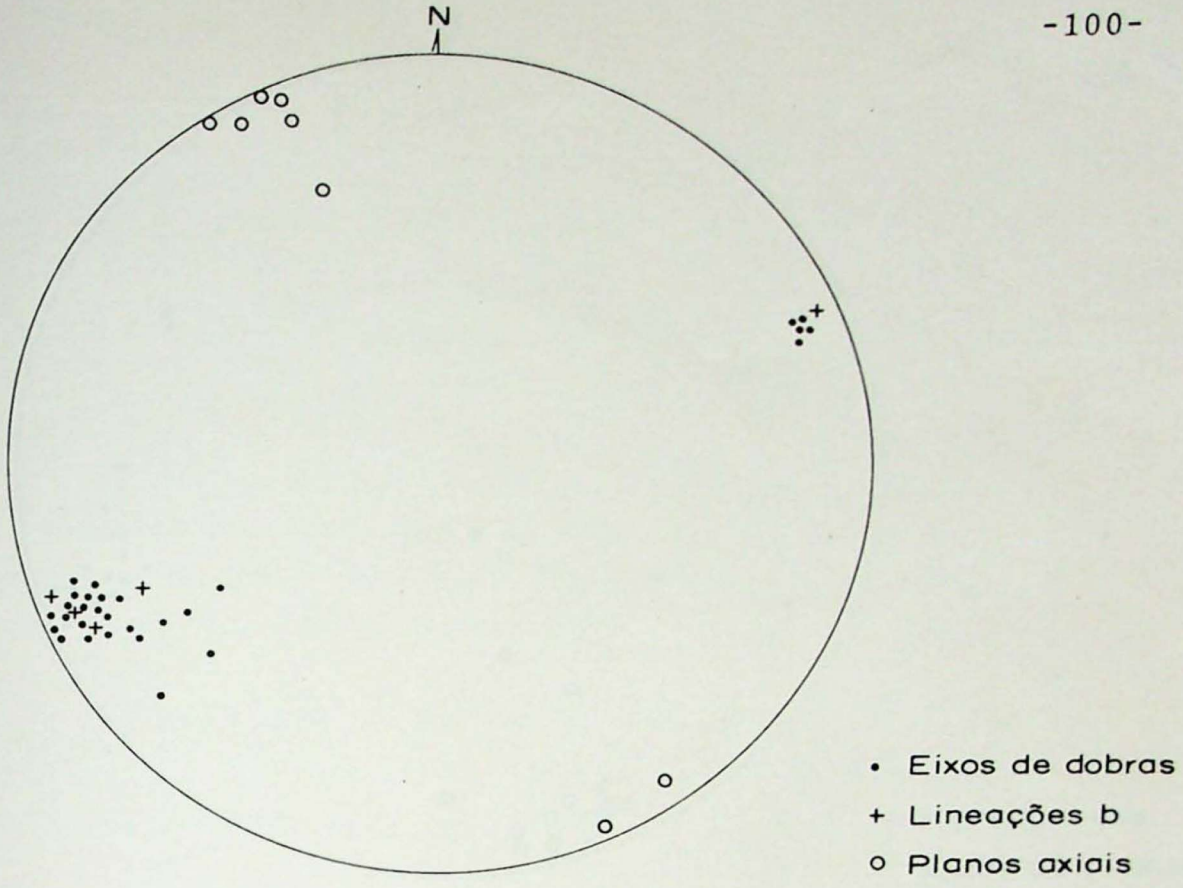


Fig.20- Planos axiais, eixos de dobras e lineações b da área A

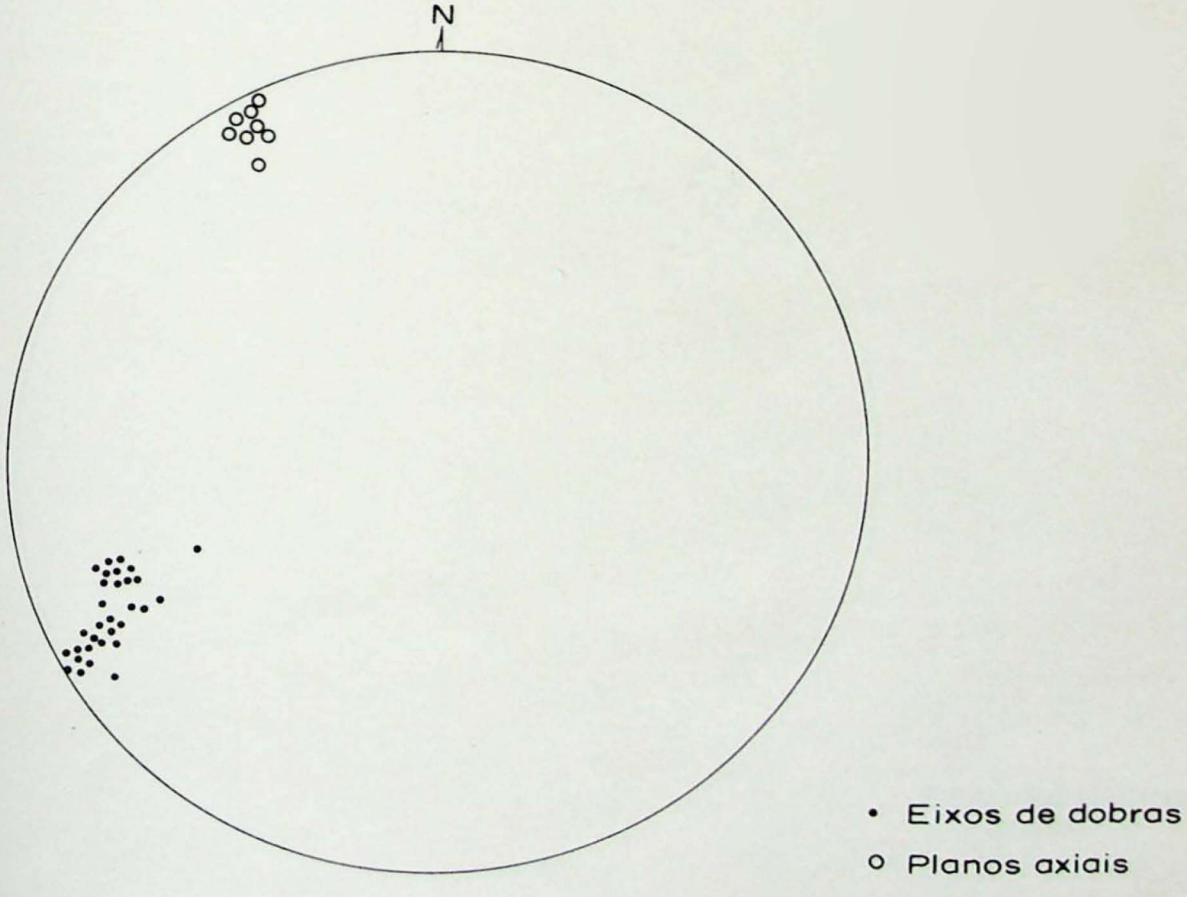


Fig.21 -Planos axiais, eixos de dobras da área B

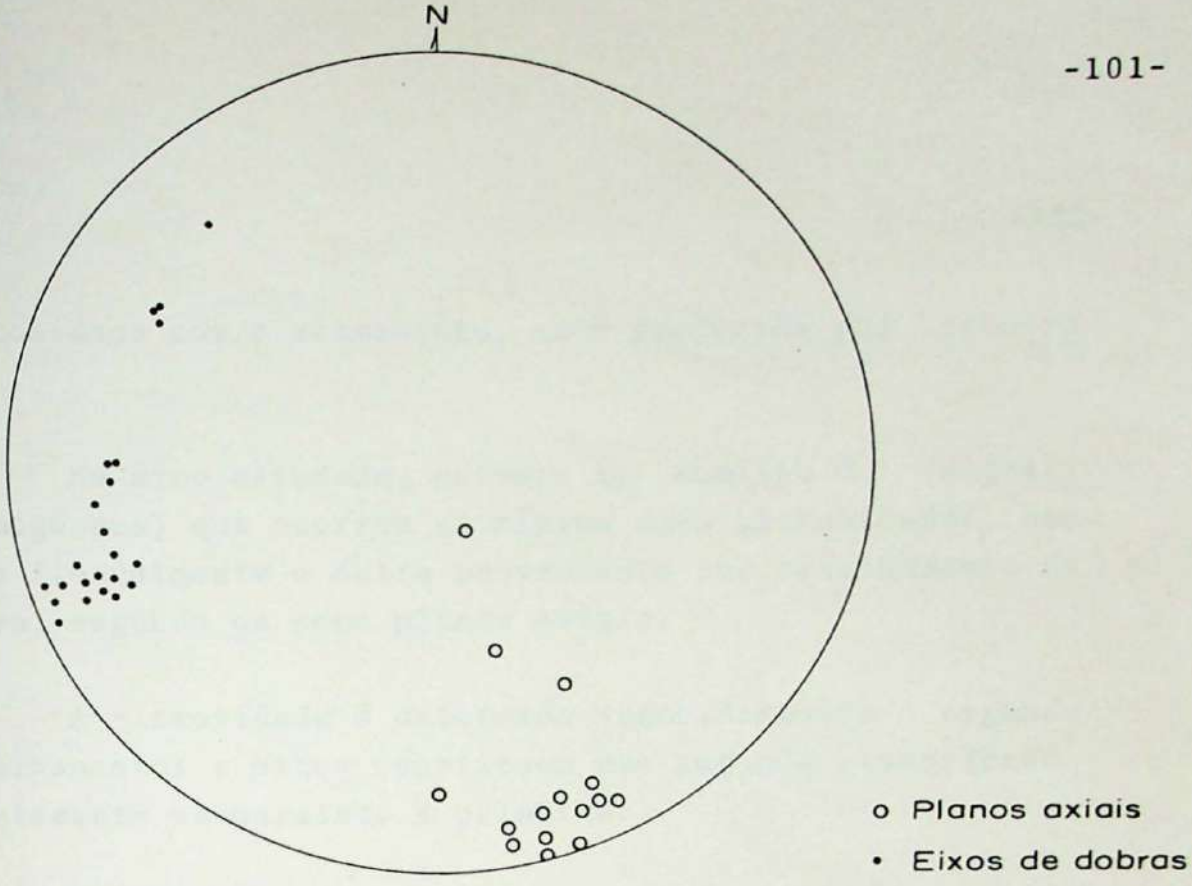


Fig. 22-Planos axiais e eixos de dobras dos migmatitos da área C.

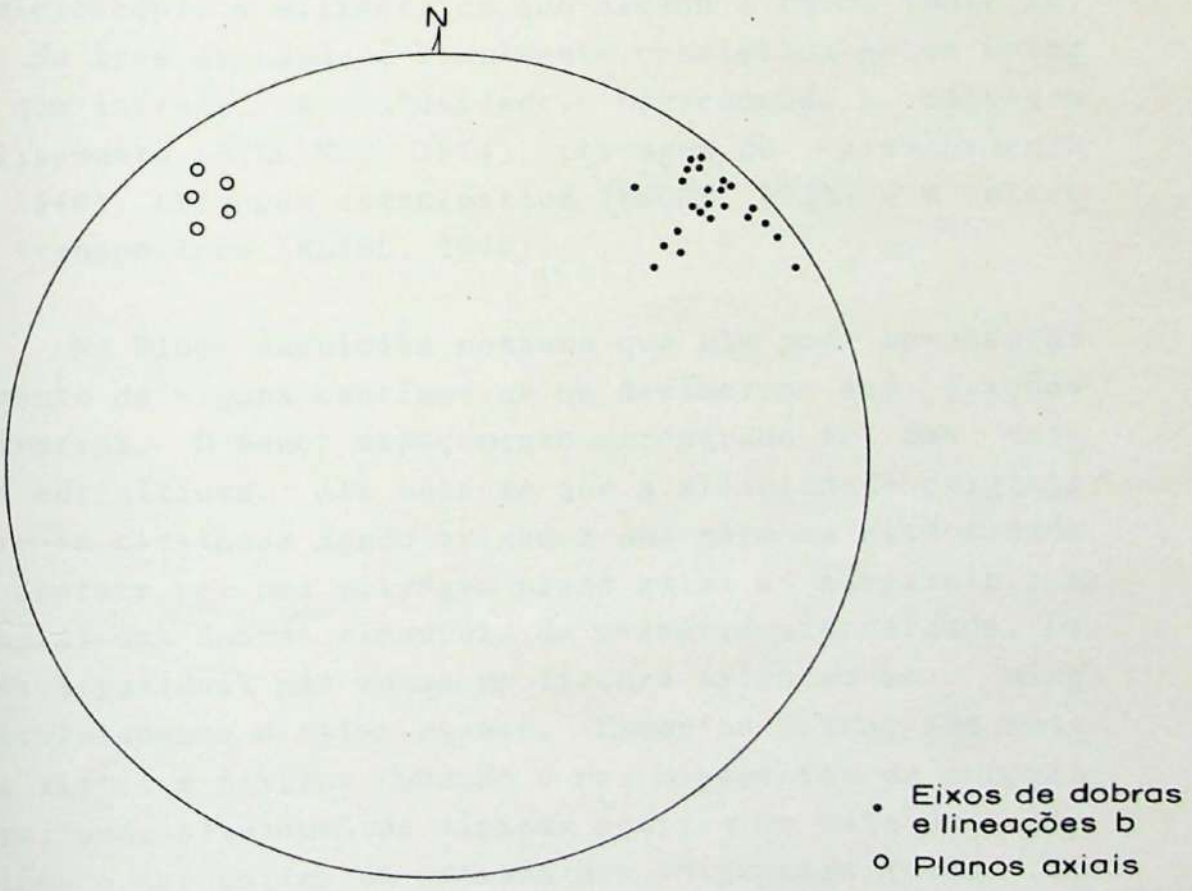


Fig. 23 - Planos axiais e eixos dobras da área D

da xistosidade com o acamamento, como produzida por redobramento.

Na área estudada, notamos no domínio C (migmatitos homogêneos) que ocorrem no mínimo duas xistosidades, uma dobrada flexualmente e outra proveniente por cisalhamento da primeira, segundo os seus planos axiais.

A xistosidade é deformada sigmoidalmente segundo os cisalhamentos e estes constituem uma segunda xistosidade freqüentemente subparalela à primeira.

8.2.4 - Foliação de crenulação

A foliação de crenulação refere-se a sistemas de planos de cisalhamento freqüentemente subparalelos de espaçamento microscópio a milimétrico que afetam a rocha (WHITTEN, 1966). Na área estudada é facilmente constatada pelas deformações que introduz na xistosidade. Corresponde a clivagem de deslisamento (BILLINGS, 1954), clivagem de cisalhamento (MEAD, 1940), clivagem cataclástica (KNOPF, 1931) e a clivagem de transposição (WEISS, 1949).

No Bloco Juquitiba notamos que ela pode apresentar espaçamento de alguns centímetros ou decímetros até frações de milímetros. O menor espaçamento encontrado foi nos metapelitos ectiníticos. Ali nota-se que a xistosidade original encontra-se cisalhada dando origem a uma segunda xistosidade que se destaca por uma clivagem plano axial ou subparalela ao plano axial das dobras flexurais da primeira xistosidade. Os arrastes sigmoidais nas zonas de fratura orientam os minerais paralelamente a estes planos. Exemplos disto, são notados nos xistos e filitos Cubatão e nos migmatitos da encosta da Serra, onde afloramentos típicos ocorrem no vale do rio dos Pilões e nos cortes da estrada dos Imigrantes (vide Fotos nrs. 8, 35, 46).

A transposição está freqüentemente acompanhada de recristalização, e nos migmatitos homogêneos observa-se que as estruturas de migmatização e a feldspatização se distribuem segundo estes planos. Porfiroblastos de granada centimétricas também apresentam indício de rotação no mesmo sentido dos cisalhamentos de transposição.

Nos paleossomas dos sinclinórios e nos ectiniticos observa-se o crescimento de cristais de clorita e muscovita de outra geração freqüentemente segundo estes planos de rutura.

Rotações sigmoidais de feldspatos, granadas e de restitos nos migmatitos, no mesmo sentido da transposição é um fenômeno comum. Nota-se, por vezes, que os porfiroblastos não são cisalhados, mas que sofrem rotação.

Nos nossos trabalhos notamos que a foliação de crenulação observada em geral é subparalela aos planos axiais dos dobramentos flexurais fechados da xistosidade apresentando no caso do vale do rio dos Pilões, pronunciada componente sinistral. Esta foliação deu origem nos migmatitos estromatíticos do domínio C do segundo polo de concentração maior da xistosidade na guirlanda do diagrama da Figura apresentando direção N50E.

Nas áreas A e B o mesmo foi notado, como também fato similar acontece na área D, como veremos adiante. Nestes casos há um certo paralelismo entre as duas xistosidades, devido à coincidência dos polos de maior concentração.

8.2.5 - Lineações

As lineações medidas e melhor observadas na área, correspondem principalmente aos elementos geométricos das estruturas ou seja, aos eixos de dobras, eixos de crenula

ções, eixos de dobras de arrasto (lineação b) e eixos de "boudins" (lineação b). Nas dobras secundárias ou nas de arrasto, foi anotada a assimetria indicada por uma seta disposta no sentido do movimento provável mostrando o anticlinal. Esta anotação mostrou-se prática em mapeamento de áreas complexamente dobradas na Escandinavia (HANSEN, 1972).

8.3 - ESTRUTURAS DE MIGMATIZAÇÃO

Parte destas estruturas foi discutida no item sobre litologia.

No restante notamos as seguintes estruturas de importância do Bloco Juquitiba.

Os leucossomas dos migmatitos estromatíticos estão distribuídos paralelamente à xistosidade em vários locais e acompanham os dobramentos. É freqüente o seu estiramento nos dobramentos flexurais, ocorrendo formas de "boudinage" e "pinch and swell".

A estes neossomas dobrados paralelos à xistosidade, primeiro chamaremos de N1J. Uma outra geração de feldspatização está sobreposta a esta primeira e se dispõe freqüentemente segundo os planos de cisalhamento de transposição. Não ficou claro se esta segunda geração tenha, por sua vez, sofrido dobramento flexural em todo o bloco, mas este fato nota-se nos migmatitos ditos homogêneos da encosta da Serra no vale do rio dos Pilões. A esta geração, denominaremos de N2J. Ela domina principalmente nos núcleos de anticlinórios. Uma geração de veios que se dobrou ptigmaticamente com planos axiais das dobras em geral paralelos à xistosidade, provavelmente, é de idade intermediária.

Neossomas discordantes ocorrem de forma mais esparsa e podem ser considerados numa geração N3J.

Estruturas agmatíticas ocorrem raramente nos anticlinórios do alto da Serra, são agmatitos formados pós - dobramento da xistosidade e relacionados ou com a geração N2J ou com a N3J.

Fenoblastos de feldspatos em geral, apresentam formas sublenticulares mostrando rotação segundo a xistosidade constituindo de forma esparsa, uma geração N4J.

No Bloco Litorâneo, as estruturas de migmatização apresentam padrões mais complexos.

Nos estromatitos Pedro Taques, nota-se que o leucossoma está dobrado flexuralmente ou em conjunto com a xistosidade do paleossoma. A este neossoma denominaremos de N1L. Uma outra geração de feldspatização representada por corpos mais claros e homogêneos, por vezes porfiróides, embora folhados em direções subparalelas aos planos axiais dos dobramentos flexurais e que ocorrem concordantes ou discordantes nos migmatitos estromatíticos será denominddo N2L. Este mesmo tipo claro e folhado já foi citado nas Pedreiras de Cubatão, Mantiqueira e Jurubatuba. Veios aplitícos dobrados por cisalhamento parecem ser da mesma geração. Neossomas discordantes, cortando as duas gerações citadas também ocorrem e a estes denominaremos N3L. (Foto nº 24).

Fenoblastos de microclina se sobrepondo a todos os neossomas anteriores, também são comuns e serão designados por N4L.

Nos neossomas dos migmatitos oftalmíticos ocorrem as seguintes seqüências:

Neossomas de migmatitos estromatíticos dobrados e boudinados N1L.

Neossomas homogêneos folhados N2L.

Fenoblastos de microclina ou plagioclásio N3L.

Neossomas discordantes ou envolvendo estruturas agmatíticas N4L.

Fenoblastos de microclina N5L.

As superposições de leucossomas discordantes que se cortam não foram estudadas em detalhe, embora haja várias gerações como se pode observar na pedreira Quilombo, por exemplo.

Estruturas dictioníticas indicando cerrado cisalhamento de migmatitos estromatíticos e preenchimento das fissuras por nova geração de feldspatos também são observadas com exemplos na Pedreira Camargo (vide Foto 38).

8.4 - DOBRAS

Para a classificação dos tipos de dobras na área estudada, adotamos os critérios de DONATH e PARKER (1964) que subdividem as dobras em três categorias principais:

a) dobras flexurais ("flexural folding") em que o acamamento ou foliação controlam o dobramento e o deslisamento relativo das camadas. Podem ser de deslisamento flexural ("flexural slip") quando os pacotes deslisam um em relação ao outro, mantendo suas espessuras reais, ou de fluxo flexural ("flexural flow"), quando ocorre fluxo entre as partículas dentro de cada camada, paralelamente ao acamamento.

b) dobras passivas ("passive folding")em que o acamamento ou foliação não controlam o dobramento ocorrendo cisalhamento em planos paralelos que cortam as camadas. Pode haver um fluxo cisalhante e dai, termos dobras de fluxo passivo ("passive flow") ou cisalhamentos disruptivos visíveis

e ai termos dobras de cisalhamento ("shear folding") propriamente ditas, ou de deslisamento passivo (" passive slip").

c) dobras quase flexurais (" quasi flexural folding") seriam originárias de fluxo irregular dentro da camada.

Segundo estes autores os tipos de dobramento com os quais um pacote rochoso pode responder a um esforço, dependeria do contraste de dutilidade entre as camadas e da dutilidade média das mesmas, de acordo com o exposto no gráfico da Figura 25.

No Bloco Juquitiba notamos que os paleossomas dos ritmitos estão dobrados por fluxo flexural resultando dobras fechadas isoclinais, mesmo nas camadas metapsamíticas. Tal é de se esperar onde o contraste de dutilidade entre as camadas for alto e a dutilidade média for moderada à elevada. Esse dobramento afetou não só o acamamento, mas também a xistosidade, o que nos leva a considerar que se trata de uma segunda fase de dobramento. Freqüentemente, notamos que estas dobras estão complicadas por crenulação devida a um dobramento de deslisamento passivo, que corresponde a uma terceira geração de dobras.

Segundo os autores citados a passagem de dobramento flexural para passivo, é comum ocorrendo quando imperam condições de baixo contraste de dutilidade e alta dutilidade média dos pacotes, proporcionada por uma mudança nas condições físicas do meio ambiente que aumentaria a plasticidade das rochas após o dobramento flexural.

Dobras desarmônicas são observáveis nos xistos calcosilicaticos da Serra e também nos migmatitos anatexíticos e diatexíticos do Bloco Litorâneo, o que certamente se vin

cula a diferenças de comportamento das camadas sucessivas. (Foto 43).

Dobras de transposição e crenulações são comuns nos xistos Cipó e nos xistos e filitos do Grupo Cubatão (Foto 46).

Dobras de fluxo flexural com feições de fluxo passivo aparecem nos estromatitos do Bloco Juquitiba (Fotos 39, 40).

Em geral, as dobras observadas mostram amplitudes de decímetros a alguns metros e comprimentos de onda menores.

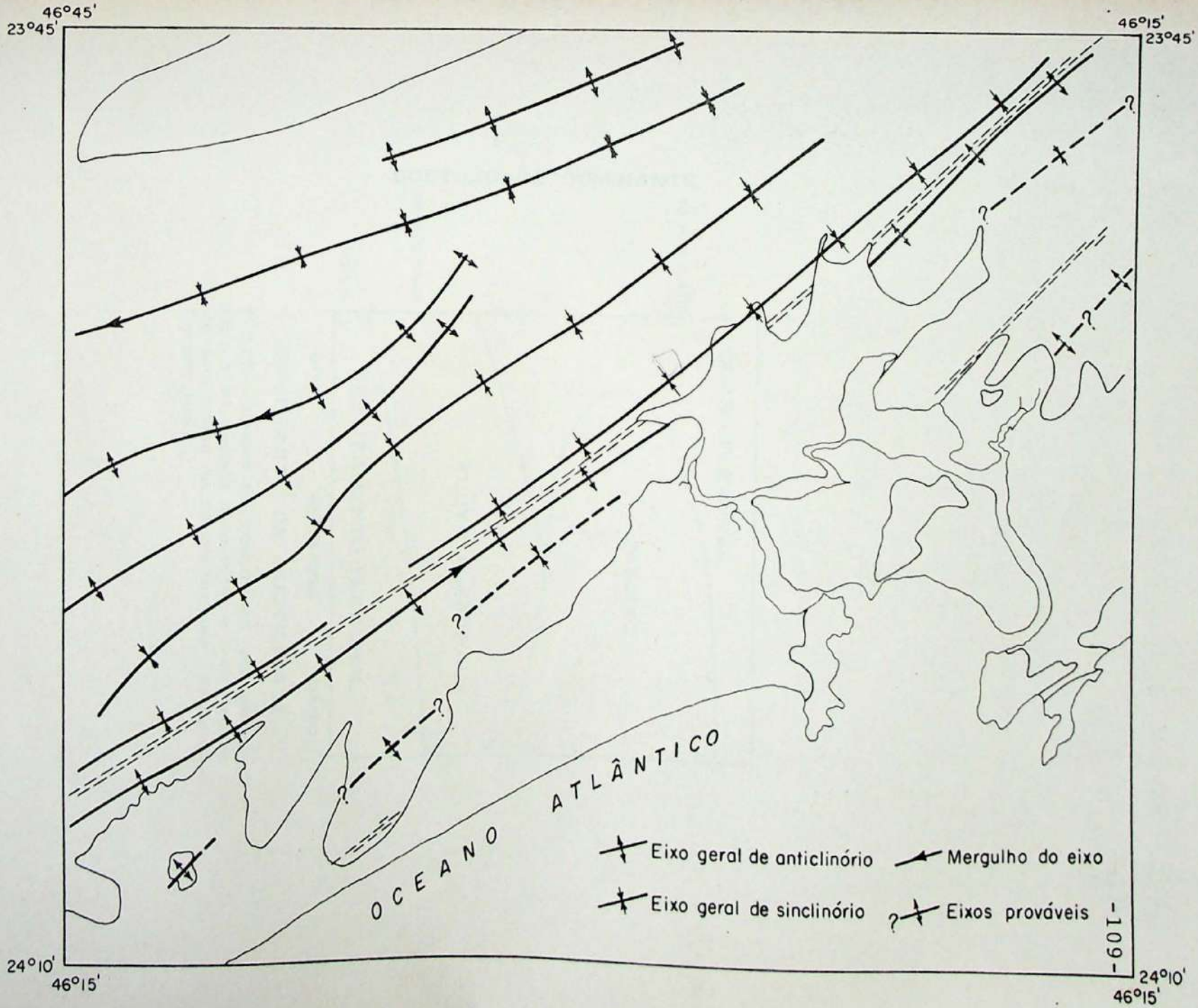
Em vários locais do alto da Serra, perto de Riacho Grande e no Caminho do Mar, próximo a Zanzalá, no Bloco Juquitiba e, em Mongaguá, no Bloco Litorâneo, pudemos observar dobras de planos axiais deitados com mergulhos entre 10^{o} a 30^{o} SE. Os gnaisses estromatíticos da encosta da serra, mostram tal recumbência localmente nas proximidades do tunel TA-14 da rodovia dos Imigrantes, no entanto, os planos axiais caem para noroeste.

Observou-se, em mapeamentos de detalhe na encosta da serra, como visto acima, que os núcleos dos anticlinórios, em geral, encontram-se granitizados. Nos núcleos de sinclinórios a granitização está ausente ou é menos intensa, a exemplo do que ocorre no sinclinório do Cipó e no alto da Serra de Cubatão.

Vários anticlinórios e sinclinórios assimétricos foram localizados no alto da Serra, como se vê na Figura 24.

Na maioria, os anticlinórios são do tipo desventrado aparecendo no núcleo as zonas mais granitizadas, provavelmente envolvendo rochas do embasamento mais antigo (Exemplo: vale do rio dos Pilões).

FIG. 24 - DOBRAS MAIORES NA ÁREA ESTUDADA



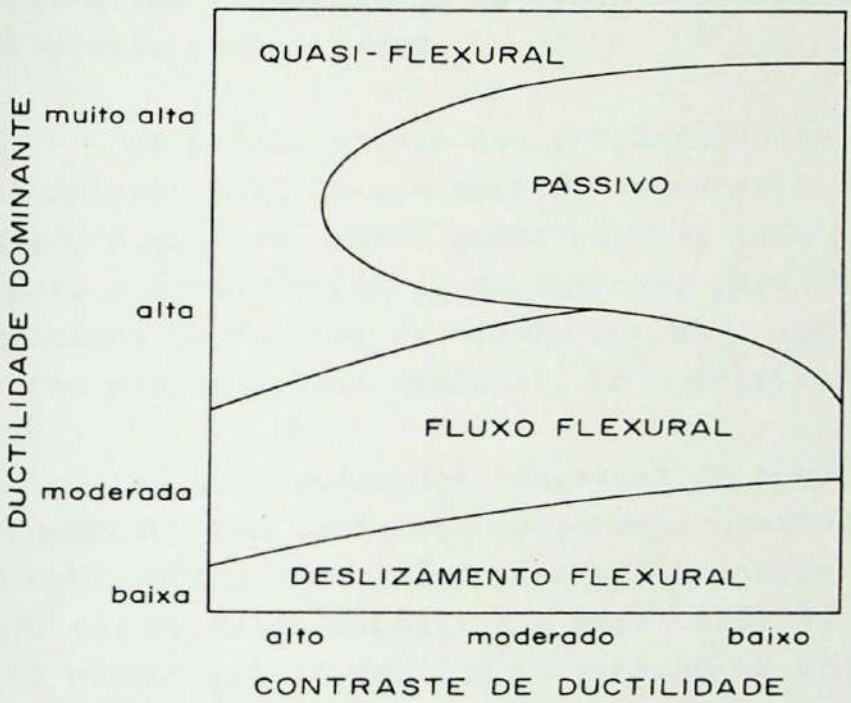


Fig.25 - Campos de dobramento relacionados com a ductilidade dominante e o contraste de ductilidade no pacote rochoso (segundo Donath 1963)

No vale do Mogi e do outro lado da serra do Morrão, os arrastos nos xistos mostram anticlinal situado na crista desta serra, neste caso, o citado vale seria a porção sinclinorial. Os estromatitos Pedro Taques mostram assimetrias indicando anticlinais de ordem n-1 na serra de Mãe Maria e sinclinais na porção costeira.

É provável que as zonas de migmatitos oftalmíticos, diatexitos e anatexitos da costa correspondam a zonas anticlinoriais granitizadas.

Os planos axiais dos dobramentos assimétricos caem na maioria para SE com exceção da encosta da Serra onde a situação é inversa. Esta queda generalizada para SE, indicaria para a área, vergência do material para NW. No núcleo de migmatitos homogêneos do Pilões notou-se enclaves transpostos com planos axiais dobrados, em quartzitos.

As guirlandas dos diagramas de igual área anexos, correspondentes aos domínios homogêneos, mostram que na maioria os dobramentos são cilíndricos com eixos caindo de 0 a 20^{o} para sul no Bloco Juquitiba e para norte no Bloco Litorâneo. Os planos axiais mostram inclinação da ordem de 70 a 90^{o}. Os eixos b correspondem aos B nos diagramas mostrando perfeita concordância entre os dados.

Desvios dos eixos dos dobramentos na porção NW da área, próximo ao granito de Parelheiros podem ser atribuídos, pelo menos em parte, à intrusão granítica.

Resta lembrar que a falta de camadas guia, dificulta o reconhecimento das estruturas nas áreas migmatíticas e, sobretudo, a sua correlação.

Nas formações mais afetadas pela transposição as guirlandas não se mostram completas, em função da nova xisto

sidade gerada como acontece nos migmatitos homogêneos da encosta da Serra e nos filitos Cubatão.

8.5 - REGIONALIZAÇÃO DOS DADOS ESTATÍSTICOS

Segundo a metodologia indicada por WHITTEN e adotada por HASUI (1973) e HASUI e colaboradores (inédito), as medidas e relações estruturais dos domínios homogêneos A, B, C e D representados na Figura 8 podem ser extrapoladas regionalmente. A observação sistemática dos afloramentos permite estabelecer que há desvios direcionais, perfeitamente explicáveis por acidentes locais, isto é, intrusões graníticas, presença de possíveis discordâncias, falhamentos, etc.

Algumas zonas de maior heterogeneidade ocorrem nas proximidades do granito de Parelheiros e no canto NE. Neste último local, há uma superposição de direções de foliação EW, N60E e N40E por influência de encurvamento de estruturas, eventualmente devido à porção periclinal de um sinclinal situado mais a NE e às discordâncias entre as direções locais EW dos migmatitos que ali surgem cortados pelas ectiníticas.

Os diagramas dos xistos e filitos Cubatão se diferenciam das outras formações rochosas, provavelmente, devido a relativa incompetência destas rochas frente aos esforços de deformação. A transição litológica com os migmatitos por nós observada na encosta da Serra e já notificada por ALMEIDA (1953) choca-se com as discordâncias a NE da área.

8.6 - EVENTOS DE DOBRAMENTO E CRISTALIZAÇÃO

Nos blocos estudados, praticamente em todos os casos, observamos que a xistosidade é paralela ao acamamento estando estas estruturas dobradas em conjunto, ou seja, há coincidência de So com S1 como já observamos anteriormente.

Numa primeira fase de deformação F1, provavelmente se formaram grandes dobras recumbentes isoclinais ou cerradas. A xistosidade S1 nestes casos mantém paralelismo com a estratificação reliquiar So a não ser nos ápices das dobras.

O fato de se tratar de dobras cerradas torna difícil a distinção de seus ápices dos das dobras neo-formadas de ordem n+1, sobretudo, se os dobramentos posteriores foram paralelos ou subparalelos.

Na segunda fase de dobramento F2 que se sobrepôs, formaram-se dobras cerradas, por vezes isoclinais,com planos axiais de forte ângulo de mergulho a não ser localmente. Ela foi precedida por uma fase de migmatização (NIJ ou NIL) paralela à xistosidade S1 e o neossoma então formado sofreu dobramento juntamente com essa superfície. Conseqüentemente, estes leucossomas apresentam freqüentes feições "pinch and swell" e de "boudinage". Esta fase dobrou flexuralmente a xistosidade e por fluxo às camadas metapsamíticas (Fotos nrs. 42 e 43).

Cristais de granada em migmatitos do Bloco Juquitiba e nos xistos Cubatão mostram inclusões alinhadas em direções discordantes à xistosidade dobrada e estrutura helicoidal paralela ao movimento diferencial provocado pelo segundo dobramento (Foto nº 11) o que indica seu crescimento antes e durante este dobramento.

Após este dobramento ocorre uma transposição F3 evidenciada nas diversas formações migmatíticas do Bloco Litorâneo e do Bloco Juquitiba (migmatitos estromatíticos e homogêneos da encosta da Serra de Cubatão e estromatitos do Bloco Litorâneo) e feldspatização (N2J) que preencheu os planos de cisalhamento dando origem a uma nova xistosidade aparente (Fotos 5, 6, 7,35) subparalela aos planos axiais da fase F2. Uma forte crenulação afetou principalmente os

xistos de Cubatão e as calcossilicáticas por meio de planos de cisalhamento pouco espaçados (Fotos 46 e 47).

A correlação desta crenulação com a fase F_3 não está esclarecida e por enquanto a consideramos como F_4. Concomitantemente ou pouco antes, deu-se o retrometamorfismo evidenciado no Bloco Juquitiba.

Nas rochas do núcleo provavelmente mais antigo do rio dos Pilões e nos migmatitos homogêneos da encosta da Serra, uma fase F_1 dobrou as camadas plano axialmente. Após a migmatização, uma outra fase F_2 dobrou os planos axiais da primeira fase, coaxialmente (exemplos em afloramento em gruta próxima à embocadura São Paulo do túnel TA 10/11 da rodovia dos Imigrantes). Uma terceira fase F_3 transpôs os dobramentos da fase F_2 ocorrendo migmatização e feldspatização ao longo dos planos de cisalhamento. Posteriormente uma quarta fase F_4 dobrou flexuralmente a fase F_3 em anticlinais e sinclinais amplos mas cerrados como os que se observam através das variações de mergulho da última xistosidade formada, nas encostas da Serra de Cubatão.

No Bloco Litorâneo, observa-se as fases F_1, N_1L e F_2 (Foto 45). Nota-se aí, adicionalmente, a formação de leucossomas N_2L como os associados à leucossomas que interpenetram estruturas dictioníticas nos estromatitos Pedro Taques. Esta geração de leucossomas é folhada e por vezes discordante das dobras de F_2 (vide Foto 21) e deve ter-se constituído sob vigência de um regime de esforços F_3 paralelo ao anterior. Há ainda uma geração de aplitos e pegmatitos N_3L que por sua vez, são superpostos por uma oftalmogênese N_4L. Fenômenos de eventual desequilíbrio termo-dinâmico na área são atestados apenas por bordas de reação de titanita ao redor de cristais de titano magnetita e o desenvolvimento esparso de clorita e moscovita.

São em síntese os seguintes eventos de deformação e cristalização nas rochas da área em caráter regional:

1) para os xistos caleossilicáticos: xistos Cubatão e Cipó: - dobramento F_1 do acamamento e formação da xistosidade S1 com metamorfismo regional M1.

Dobramento F_2 da xistosidade S1 e crescimento concomitante M2 das granadas.

Transposição S2 por deformação F_3 da xistosidade S1 seguido de metamorfismo retrógrado M3.

2) Para os migmatitos homogêneos e estromatitos de neossoma dominante do Bloco Juquitiba:

Dobramento F_1 do acamamento So e formação da xistosidade S1 e metamorfismo regional M1.

Formação de neossoma N1J paralelamente a S1.

Dobramento F_2 com deformação de S1 e "boudinage" das camadas dobradas So e N1J além de crescimento de granadas M2.

Formação das superfícies de transposição S2, segundo a deformação F_3, seguida de migmatização N2J destas, seguido de retrometamorfismo M3.

Dobramento F_4 da última xistosidade.

3) Para os migmatitos estromatíticos do Bloco Litorâneo:

Dobramento F_1 de So e formação da xistosidade S1 com o metamorfismo regional M1.

Formação de neossoma N1L - paralelo a S1.

Dobramento F_2 de S1 e de N1L.

Transposições locais S2, numa fase de deformação F_3 e a migmatização N1L contínua.

Formação de neossomas N2L alcalinos discordantes dos dobramentos da fase F_2 com foliação S3L.

Injeção de veios discordantes N3L.

Crescimento de porfiroblastos de microclínio N4L.

No exposto notamos três fases de dobramento na maioria das rochas da área, o que está de acordo com o esquema evolutivo proposto por HASUI (1973) em rochas por ele consideradas como do Grupo Açungui.

No núcleo de migmatitos homogêneos e estromatíticos de neossoma dominante do vale do rio dos Pilões e encosta da Serra de Cubatão, observamos quatro fases de dobramento praticamente coaxiais. Por consequinte, consideramos tratar-se ali do embasamento deste grupo que provavelmente também se apresenta nas vertentes cobertas por florestas da Serra do Morrão e Quilombo no canto NE da área, onde foi verificada a discordância entre ectinitos e migmatitos.

CAPÍTULO IX

9 - CONCLUSÕES

Com base no exposto nos capítulos anteriores pudemos chegar ao quadro evolutivo da tectônica da área estudada.

Foi verificada a existência de dois grandes blocos distintos quanto a litologia e estruturas na área de estudo e separados entre si pela zona de falhamentos de Cubatão. O Bloco Juquitiba constituído por migmatitos essencialmente estromatíticos metamorfoseados em fácies anfibolito e com restos de camadas ectiníticas em áreas sinclinoriais e o Bloco Litorâneo formado por migmatitos essencialmente oftalmíticos e mais intensamente migmatizado que o primeiro. No Bloco Juquitiba o retrometamorfismo é generalizado, enquanto tal caso não foi verificado no Bloco Litorâneo.

No Bloco Juquitiba, foi identificado por análise estrutural qualitativa um maciço mais antigo no vale do rio dos Pilões prolongando-se pela encosta da Serra de Cubatão. Este núcleo é constituído por migmatitos estromatíticos e homogêneos com intercalações de "boudins" xistosos e quartzíticos.

O Bloco Litorâneo é subdividido em blocos menores separados na porção SE da área por duas faixas cataclásticas (Jurubatuba e Bertioga). No entanto, suas dimensões e características na área escolhida não permitem caracterizá-las como blocos distintos.

Na encosta SE da Serra de Quilombo uma discordância entre as ectiníticas e os migmatitos nos faz supor que os migmatitos oftalmíticos a plagioclásio no canto NE da área sejam do embasamento pré-Açungui.

A maior parte dos migmatitos da área estudada se integra no Grupo Açungui pois continuam as formações já definidas por HASUI (1973). Nas zonas anticlinoriais granitizadas como também nos núcleos já citados aparecem alguns restos do embasamento pré-Açungui, que a um exame superficial se confundem com os migmatitos do Açungui.

As seqüências Açungui são constituídas por seqüências terrígenas psamo-pelíticas intercaladas e capeadas por seqüências calcossilicáticas e psamo-pelíticas ciclicas. Ambas talvez correspondam às seqüências terrígenas inferior e superior de BELOUSSOV (1962). A seqüência calcária de pré-inversão não se apresenta suficientemente representada na área a não ser talvez nas ectiníticas Cubatão.

Quatro tipos de eventos magmáticos foram observados: o magmatismo pré-tectônico de natureza básica que está manifesto nos núcleos anticlinais dentro das seqüências inferiores. Apresenta-se na forma de metabasitos. Sua vinculação com o Grupo Açungui ou o pré-Açungui não pode ser estabelecida. Algumas datações radiométricas pelo método K/Ar, indéditas, os lançam no pré-Açungui.

Uma fase de magmatismo ou granitização sintectônica está evidenciada nos núcleos anticlinoriais e nos diatexitos da costa. Uma terceira fase de natureza granitóide, pós-tectônica atribuível ao Ciclo Brasiliano está representada pelos corpos granitóides de Parelheiros-Três Lagos, Paranapiacaba, Caraú, Pai Matias, Morrão e Santos. Uma quarta fase de natureza básica vinculada a reativação da plataforma, está representada por diques de diabásio como os do Caminho do Mar, da proximidade do túnel TA-13 da rodovia dos Imigrantes e da Serra do Quilombo. Diques de lamprófiros esparsos pela costa e na Serra de Cubatão parecem ser correlacionáveis a esta reativação.

Pela análise estrutural observamos quatro fases

principais de dobramento no embasamento pré-Açungui e três no Açungui. No embasamento, as dobras menores são cerradas a isoclinais com plano axial dobrado, também de forma cerrada e por sua vez transpostas. Seguindo os planos de transposição, ocorreu intensa feldspatização que com a compressão continuada deu origem a nova xistosidade. Esta última por sua vez está dobrada em dobras amplas.

No Açungui, a fase F_1 deste ciclo deu ensejo à formação de dobras isoclinais ou cerradas provavelmente recumbentes, a fase F_2 deu dobras fechadas e isoclinais com planos axiais subverticais a fase F_3 se manifestou por foliação de crenulação em posição plano axial.

O metamorfismo regional M1 se deu contemporaneamente à fase de deformação F_1 e posteriormente deu-se a migmatização N1 álcali-cálcica. Crescimento de granadas M2 (pouco conspícuo no Bloco Litorâneo) em cristais fenoblásticos se deu no fim de F_1 e durante F_2 gerando texturas helicíticas.

No fim da fase F_2 deram-se os fenômenos de granitização alcalina N2 com ou sem diatexia (I2), mais intensos para a costa e nos núcleos anticlinoriais.

Após a fase F_3 deram-se as intrusões pós-tectônicas com feições de metamorfismo de contato (Mc) evidentes em mesozona apenas em algumas áreas ao redor de corpos maiores. Ocorrem também intrusões de aplitos e de neossomas diversos, discordantes, N3.

Uma fase de retrometamorfismo M3 (HASUI, 1973 & COUTINHO, 1972) afetou o Bloco Juquitiba.

Nos núcleos anticlinoriais, com maior incidência no Bloco Litorâneo, procedeu-se uma formação generalizada de fenoblastos de microclina M4.

Uma fase de deformação F_4 em condições mais ou menos rígidas deu origem aos extensos falhamentos da área produzindo o metamorfismo cataclástico com diferentes graus de intensidade, formando brechas de falha, flaser gnaisses, milonitos e filonitos.

Com base nestes elementos chegamos ao seguinte quadro de evolução tectônica da área estudada esquematizada na Tabela 14:

(I)

Sedimentação em ambiente ortogeossinclinal (STILLE, 1914, KAY, 1947) sobre um embasamento provavelmente siálico, dando origem a seqüências intercaladas psamo-pelíticas capeadas por seqüências cíclicas do tipo "flysch".

(II)

Dobramento criando dobras isoclinais ou fechadas (fase F_1) com metamorfismo xisto verde a anfibolito (M1), com desenvolvimento de xistosidade plano axial. Formação de granadas (M2) em seguida e, migmatização álcali-cálcica (N1) de preferência plano axial.

(III)

Deformação principal F_2 dando dobramentos cerrados com forte migmatização alcalina tardia posterior a esta deformação. Granitização dos núcleos das dobras e fusões locais (diatexis) tiveram lugar de forma extensiva nas porções mais profundas do orógeno (N2).

(IV)

Estando a cadeia em posição já mais elevada ocorrem

esforços que redundam em deformações semidisruptivas e por cisalhamento (F_3) ocasionando crenulações nas porções mais elevadas. Com este evento (HASUI, 1973) os esforços compressivos entraram em dissipação marcando o fim da inversão da faixa.

(V)

Intrusões graníticas pós-tectônicas e injeção de neossomas discordantes se processam de forma generalizada. Nas porções de epizona devem se ter dado intensos fenômenos de metamorfismo de contato, nas porções inferiores, de mesozona, estas manifestações foram mais suaves dominando a injeção de neossomas alcalinos discordantes seguida de feldspatização por fenoblastos N3 e N4.

Metamorfismo retrógrado afetou o Bloco Juquitiba.

(VI)

Falhamentos transcorrentes de grande extensão foram comprovados fora da área e dentro da mesma, as faixas cataclásticas cortam os granitos pós-tectônicos. HASUI (1973) chamou esta fase de lineagênica de acordo com terminologia adotada por HILLS (1963).

(VII)

No Juro-Cretáceo a área foi afetada pela Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) a qual estão ligados os diques de diabásio da encosta e alto da Serra de Cubatão, e da Ilha Porchat e da Serra do Quilombo. Os diques de lamprófiros de Santos, Guarujá e encosta da Serra devem estar vinculados a este evento, como também os abatimentos segundo as falhas paralelas à costa como a de Santos, situada fora da área e que deu origem à bacia do mesmo nome com mais

de 5 km de sedimentos e,as prováveis falhas da costa atual que deram origem aos maciços litorâneos.

TABELA 14

ESQUEMA DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA ESTUDADA

	Pré-Brasiliano	CICLO BRASILIANO (700-450 m.a.)						Reativação Wealdeniana (J/K-Terc.)
SEDIMENTAÇÃO	Pré-Açungui	Grupo Açungui						Sedimentação Terciária
DEFORMAÇÃO	Fo	F1		F2	F3		F4	Reativação de suturas
MIGMATIZAÇÃO	No(=N1L ?)		N1	N2		N3/4		-
MAGMATISMO	Io			I2		I3		Básico, ultrabásico
METAMORFISMO	Mo	M1 - M2		de contato		M3 e de contato	cataclástico	de contato

10 - BIBLIOGRAFIA

AB'SABER,A.N. - 1950 - A Serra do Mar e a mata Atlantica em São Paulo - Bol.Paul.Geogr.,vol.4, nº61, 69 pp.

AB'SABER,A.N. - 1955 - Contribuição à geomorfologia do litoral paulista - Rev.Bras.Geogr., 17(1), pp.3-48 - Rio de Janeiro.

AB'SABER,A.N. - 1964 - A evolução geomorfológica da Baixada Santista - in "A Baixada Santista" - Aspectos Geográficos" - Editora USP.

ALMEIDA,F.F.M.de - 1953 - Considerações sobre a Geomorfogêne se da Serra do Cubatão - Bol.Paul.Geogr.,vol.15,pp. 3 17 - São Paulo.

ALMEIDA,F.F.M.de - 1955 - As camadas de São Paulo e a tectôni ca da Serra da Cantareira - Bol.Soc.Bras.Geol.,4, pp. 23-40.

ALMEIDA,F.F.M.de - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo pau lista - in Geologia do Estado de São Paulo - Inst.Geogr. Geol. do Est.de São Paulo, Bol.40, pp.167-274.

ALMEIDA,F.F.M.de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Bra sileira - Div.Geol.Min., DNPM, Bol.241.

ALMEIDA,F.F.M.de - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira - Anais do XXIII Congr.Bras.Geol. pp.29-46.

ALMEIDA,F.F.M.de; AMARAL,G.; CORDANI,U.G. & KAWASHITA,K.-1974- The precambrian evolution of the South-American cratonic margin, South of the Amazon River, No prelo.

ANDRADA,M.F.R.de (1805) - 1954 - Diario de uma viagem mineralógica pela Provincia de São Paulo no ano de 1805 - Bol. Paul.Geogr., 18, pp.34-44.

ASCHGIREII, G.D. & GATCHEVA,E.N. - 1967 - Tektonitzeskii Kontrol basaltovogo Magmatisma - Nautschnii Konferenzii - U.D.N. - Moskva.

BADGLEY,P.C. - 1965 - Structural and tectonic principles - Harper and Row.

BELOUSSOV,V.V. - 1962 - Basic problems in Geotectonics -McGraw-Hill Book Co.

BILLINGS,M.P. - 1954 - Structural Geology - 2ªed. Prentice-Hall Inc.

BOUMA,A.H. & BROUWER,A. - 1964 - Turbidites - Developments in Sedimentology - 264 p. - Elsevier Pub.Co.

CHAYES,F. - 1949 - A simple point counter for thin-section analysis - Am.Min., 34, 1-11.

CORDANI,U.G. & BITTENCOURT,I. - 1967 - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui - Anais do XXI Congr.Bras.Geol., 218-233.

CORDANI,U.G. & KAWASHITA,K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui - Anais do XXV Congr.Bras.Geol., 1, pp.105-110.

COUTINHO,J.M.V. - 1971 - O falhamento de Cubatão - In XXV Congr. Bras.de Geol. - Bol.Esp.nº 1, pp.130-131, (resumo).

COUTINHO,J.M.V.- 1971 - Estado atual dos conhecimentos do Precambriano Superior Sul Brasileiro, uma síntese - Anais do XXV Congr.Bras.Geol., vol.1, pp.83-91.

COUTINHO,J.M.V. - 1971 - Roteiro da Excursão nº 5 - Precambria no ao sul da cidade de São Paulo - In XXV Congr.Bras. Geol., Bol.Esp.nº2, pp.53-62.

COUTINHO,J.M.V. - 1972 - Petrologia do Precambriano em São Paulo e arredores - Bol. I.G.A.,3, pp.5-99, Inst.Geoc.,USP.

DONATH,F.A. & PARKER,R.B. - 1964 - Folds and folding -Bull.Geol. Soc.Am., 75, pp.45-62.

DZULYNSKI,S. & WALTON,E.K. - 1965 - Sedimentary features of flyschnd! greywacks - Developments in Sedimentology, nº7, Elsevier Publ.Co.

EBERT,H. - 1971 - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva no Estado do Paraná; com sugestões à tectônica geral do "Geossinclíneo Açungui" - Anais do XXV Congr.Bras.Geol.,1, pp.131-165.

ELLERT, N. - 1968 - Sobre a aplicação da eletrorresistividade na Baixada Santista - Bol.Soc.Bras.Geol., 17, nº1, pp. 77-84.

ELLERT,R. - 1961 - Contribuição à Geologia do Precambriano na região de São Bernardo do Campo, SP - Bol.Soc.Bras.Geol., 10, pp.49-56.

ESTRELLA,G.O. - 1972 - O estágio Rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro - Anais do XXVI Congr.Bras.Geol.,vol. 3, p.29.

FELICISSIMO JR., J. & FRANCO,R.R. - 1956 - Bauxita do altiplano da Serra de Cubatão - Estado de São Paulo, - Bol. Soc.Bras.Geol.,vol.5, nº2, pp.35-49.

FRANCO,R.R. - 1955 - Contribuição ao conhecimento das estruturas migmatíticas do complexo brasileiro - Bol.Mineralogia, 13 - Fac.Fil.Ci.e Letras, USP, pp.81-95.

FREITAS,R.O.de - 1951 - Areias recentes da Praia Grande,SP - Anais Acad.Bras.Ciencias - t.23, nº2, pp.163-175.

FREITAS,R.O.de - 1951 - Areias recentes de Guarujá,SP - Anais Acad.Bras.Ciencias, t.23, nº2, pp.176-186.

FREITAS,R.O,de - 1951 - Sobre a origem da Bacia de São Paulo - Bol.Paul.Geogr.,9, pp.60-64.

FUCK,R.A.; TREIN,E. & MARINI,O.J. - 1967 - Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná - Bol.Paran.Geoc.(23 a 25), pp.5-41.

FUCK,R.A.; MARINI,O.J.; TREIN,E. & MURATORI,A. - 1971 - Geologia do Leste Paranaense - Anais do XXV Congr.Bras.Geol., I, pp.121-130,

FYFE,W.S.; TURNER,F.J. & VERHOOGEN,J. - 1959 - Metamorphic reactions and metamorphic phacies - Geol.Soc.of America Memoirs, 73.

GNIBIDENKO,H.S. & SHASHKIN,K.S. - 1970 - Basic principles of Geosynclinal theory - Tectonophysics 9, pp.5-13.

GOMES,J.C.F. - 1956 - Jazida de Bauxita de Curucutu - Municipio de São Paulo - Rev.Esc.de Minas, 20(2), pp.7-16, Ouro Preto.

GUIMARÃES,D. - 1964 - Geologia do Brasil - Mem.1, Div.Geol.Min., DNPM.

GUIMARÃES,J.E. - 1952 - Calcário no Estado de São Paulo - Bol. Inst.Geogr.e Geol., 32, 64 pp. - São Paulo.

HARME,M. - 1965 - On the Potassium migmatites of Southern Finland - Bull.de la Comm.Geol.de Finlande, nº219, 43 pp.

HASUI,Y. - 1973 - Tectonica da area das folhas de São Roque e Pilar do Sul - Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

HASUI,Y. & HAMA,M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio - Rev.Bras.Geoc.2,pp.18-24.

HASUI,Y.; PENALVA,F. & HENNIES,W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque - Anais do XXIII Congr.Bras.Geol., pp. 101-134.

HENNIES,W.T.; HASUI,Y. & PENALVA,F. - 1967 - O Falhamento transcorrente de Taxaquara - Anais do XXI Congr.Bras. Geol., pp.159-168.

HILLS,E.S. - 1963 - Elements of Structural Geology - John Wiley and Sons Inc.

JUNG,J. & ROQUES,M. - 1952 - Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophyllienes - Bull.Serv. Carte Geol.France,50.

KAY,M. - 1947 - Geosynclinal nomenclature and the craton - Bull.Am.Ass.Petr.Geol., 31, pp.1289-1293.

KHAIN,V. - 1972 - Obstchaia Geotektonika - Izdatelstvo Moscovscogo Universiteta.

KHAIN,V.E. & MURATOV,M.V. - 1968 - Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts and their relation in time and space - XXIII Congr.Int.Geol. (Praga), 3, pp.9-13.

KNECHT,Th.& MONBEIG,P. - 1936 - Excursão ao trecho da estrada Mayrink-Santos - Geografia,213, pp.73-79, São Paulo.

KNOPF,E.B. - 1931 - Retrogressive metamorphism and phyllonitization - Am.J.Scien.21, pp.1-27 - (5ª Série).

KOLLERT,R. et alii - 1961 - Estudos preliminares de uma depressão circular na região de Colonia, Santo Amaro,São Paulo - Bol.Soc.Bras.Geol., 10(1), pp.57-77, São Paulo.

LEYDEN,R.; LUOWIG,W.J. & EWING,M. - 1971 - Structure of the Continental Margin off Punta Del Leste and Rio de Janeiro, Brazil - Manuscript - Lamont Doherty Geological Observatory of Columbia University.

MARINI,O.J.; TREIN,E. & FUCK,R.A. - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná - Bol.Paran.Geoc.(23 a 25), pp. 43-163.

MARMO, V. - 1971 - Granite petrology and the granite problem - Elsevier Publ. Co.

MARTIN, L. - 1972 - Variations du Niveau de la Mer et du Climat en Côte D'Ivoire Depuis 25000 Ans - Cahiers ORSTOM, Sér. Géol., IV, nº 12, pp. 93-103. Separata.

MARTONNE, E. de - 1933 - Abruptes de faille et captures recentes, la serra do Mar de Santos et l'Espinouse - Bul.Ass.Geogr.Français 74 p. (138-141) - Paris. Em português - Bol. Geografia 82, pp. 1283-1287 - Rio de Janeiro.

MARTONNE, E. - 1935 - A serra de Cubatão - Geografia - Ano I, nº 4, pp. 3-9.

MEAD, W.J. - 1940 - Folding, rock flowage, and foliate structure - J.Geol. 48, pp. 1007-1021.

MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks - Elsevier Publ. Co.

MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V. e MELFI, J.A. - 1973 Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. - Rev.Bras.Geoc.

MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I. e CORDANI, U.G. - 1965 - Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui - Bragantia 24, pp.447-474, Campinas.

MENDES, J.C. - 19 0 - O problema da idade das camadas de São Paulo - Bol.Paul.Geogr. 5 , pp. 45-48.

MIYASHIRO, A. - 1961 - Evolution of Metamorfphic belts - J. Petrol. 2, pp. 277-311.

MODENESI, M.C. - 1969 - Memória Explicativa geomorfológica da Ilha de Santo Amaro, SP. - Bol. 2 - Aerofotogeografia Inst.Geogr., U.S.P.

MOODY, J.D. e HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault tectonics - Bull. Geol. Soc.Am., 67, pp. 1067-1248.

MORAES REGO, L.F. de - 1933 - Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo - Inst.Astr.e Geof. de São Paulo.

MORAES REGO, L.F. de - 1937/1941 - A Geologia do Estado de São Paulo - Separata - DER v. III nº 2, pp. 351-381; v. IV, nº 1, pp. 66-77; nrs. 2, 18 e 19; v. VII, nº 1, nº 2 e nº 3.

MURATOV, M.V. - 1968 - Geosynclinal folded belts and systems stages of development and igneous activity - Int. Geol., Rev. 10, pp. 1386-1402.

OLIVEIRA, A.I. e LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil-Serv.Did. 2 - Serv.Inf.Agrícola, Min. da Agric., Brasil.

PAES LEME, A.B. - 1930 - O tectonismo da Serra do Mar - Acad. Bras.Ciên., t. II, nº 3, pp. 143-148.

PAIVA, F. e PONÇANO, W. - 1972 - Geomorfologia aplicada à barragem do rio Cubatão - Anais do XXVI Congr.Bras. Geol., vol. 1, p. 245, Belém.

PETRI, S. e SUGUIO, K. - 1969 - Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo. Publ. 2, Serv.Vale do Ribeira, Depto. Águas e Energia Elétrica, Secr.Serv.e Obras do Estado de São Paulo.

PICHLER, E. - 1957 - Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos. Bol.Soc.Bra.Geol., 6, nº 2, pp. 69-77,São Paulo.

PICHLER, E. e SOUZA CAMPOS, J.E. de - 1955 - Apreciação Geológica e Petrográfica de algumas rochas básicas de Santos - Bol. 186 -Mineralogia 13, F.F.C.L., U.S.P., pp. 57-69.

RAGUIN, E. - 1965 - Geology of granite - Interscience Publ.

RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks - McGraw-Hill Book Co.

READ, H.H. - 1957 - The granite controversy - Murby.

RICH, J.L. - 1953 - Problems in Brazilian Geology and Geomorphology suggested by reconnaissance in Summer of 1951. F.F.C.L., U.S.P., 146, Geol. 9, pp. 1-80.

RODRIGUES, J.C. e NOGAMI, J.S. - 1951 - Estudo de Geologia Aplicada na Via Anchieta - 8º Congr.Nac.Estr.Rodagem DER - Número especial, São Paulo.

RUELLAN, F. - 1944 - Aspectos geomorfológicos do litoral brasileiro entre Santos e o Rio Doce - Assoc.Geogr.Bras. Bol.ano IV, nº 5, pp. 6-12.

SALOP, L.I. e SCHEINMANN - 1969 - Tectonic History and Structures of Platforms and Shields, Tectonophysics, 7 (5-6), pp. 565-597.

SEDERHOLM, J.J. - 1967 - Selected Works-Granites and Migmatites, Oliver and Boyd Ltd., 608 p.

SITTER, L.U. de - 1964 - Structural Geology - 2ª ed. McGraw Hill Book Co.

SPRY, A. - 1963 - The Origin and Significance of Snowball Structure in Garnet. Journal of Petrology, 4, pp.211--222.

SUGUIO, K. - 1972 - Estudo comparativo dos sedimentos e rochas cristalinas circundantes da Bacia de São Paulo. Anais do XXVI Congr.Bras.Geol., 1, pp. 141-153.

TUOMINEN, H. - 1966 - The Structural control of composition of the Orijarkvi granodiorite and the problem of synkinematic granites. Compt Rend.Soc.Geol.Finlande, 33, pp. 499-515.

TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects. McGraw Hill Book Co.

TURNER, F.J. e WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill Book Co.

USTIYEV, E.K. - 1970 - Relations between volcanism and plutonism at different stages of the tectonomagmatic cycle in G. Newall - N. Rast. (eds), Mechanism of igneous intrusion. Geol. I.Sp.Issue nº 2, pp. 1-22.

VANDOROS, P. e OLIVEIRA, M.A. de - 1969 - Geologia e Petrografia da Região de Taiaçupeba e Arredores, São Paulo. Anais da Acad.Bras.Ciênc. 41, nº 2, pp. 181-194.

YOSHIDA, R. e OLIVEIRA, J.A.N. - 1971 - Evidências de falhamento no vale do rio Cubatão. In XXV Congr.Bras.Geol., Bol.Esp. nº 1, p. 130 (resumo), São Paulo.

WEGMANN, E. - 1935 - Zur Deutung der Migmatite - Geol. Rundschau, nº XXVI.

WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural Geology of folded rocks. Rand McNally and Co.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. - 1954 - Petrography. W.H. Freeman and Co.

WINKLER, H.G.F. - 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2ª ed., rev. Springer Verlay.

ZWART, H.J. - 1963 - Some examples of the relations between deformations and metamorphism from central Pyrenees. Geol.Minjb. 42, pp. 143-154.

ZWART, H.J. - 1967 - The duality of orogenic belts. Geol.Minyb. 46, pp. 283-309.

AGRADECIMENTOS

A muitos o autor deve agradecimentos pela elaboração da presente tese e dentre estes merecem ser citados em primeiro lugar, o Professor Doutor Yociteru Hasui que pacientemente o orientou nos trabalhos e o Professor Doutor Viktor Leinz que iniciou o autor na área pesquisada.

O Professor Doutor Adolpho José Melfi gentilmente leu e criticou grande parte do texto.

Os Professores Doutor Vicente Antonio Vitório Girardi e Doutor Marcos Aurélio Farias de Oliveira nos auxiliaram no estudo das seções delgadas.

Ao Professor Doutor Ricardo Francesconi devemos a qualidade das fotomicrografias.

Os Professores Doutor Koji Kawashita e a Doutora Marta Mantovani executaram algumas das datações geocronológicas citadas no texto.

O Conselho Nacional de Pesquisas houve por bem apoiar o Projeto "Levantamento de Algumas Áreas Precambrianas do Estado de São Paulo" coordenado pelo Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, através de quem, por via indireta contamos com uma parcela financeira para a execução de parte do presente estudo.

Os colegas geólogos Celso Dal Ré Carneiro, Airton Okada e o aluno Ginaldo Cruz Campanha auxiliaram o autor em parte, nos trabalhos de campo.

As firmas Vasp Aerofotogrametria S.A. nas pessoas dos Engenheiros W. Grigollett e Campello e a Sonda Serviços de Geotecnia na pessoa de seu Diretor Doutor Irineu

Marques de Souza gentilmente possibilitaram ao autor o acesso e a coleta de dados na encosta da Serra.

O Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, através da Diretoria e da Chefia do Departamento de Geologia Geral, emprestou todo apoio no desenvolvimento deste trabalho. Às Seções de Veículos, de Laminação, de Fotografia, Gráfica e Desenho, não mediram esforços quando solicitadas. O senhor José Ponchirolli e a senhora Nair de Campos Louzada datilografaram pacientemente o texto.

A sua esposa Irina Sadowski e ao Professor Doutor D.P. Palhano, o autor deve o apoio e incentivo de ordem pessoal.

Foto 1 - Fotomicrografia de biotita xisto do bloco Juquitiba exibindo cristais escuros de clorita xenoblástica. Nícois cruzados - 192X.

Foto 2 - Fotomicrografia mostrando cristal de sillimanita cortado por moscovita e sericita neoformada. Paleossoma de estromatito do bloco Juquitiba. Nícois paralelos - 192X.

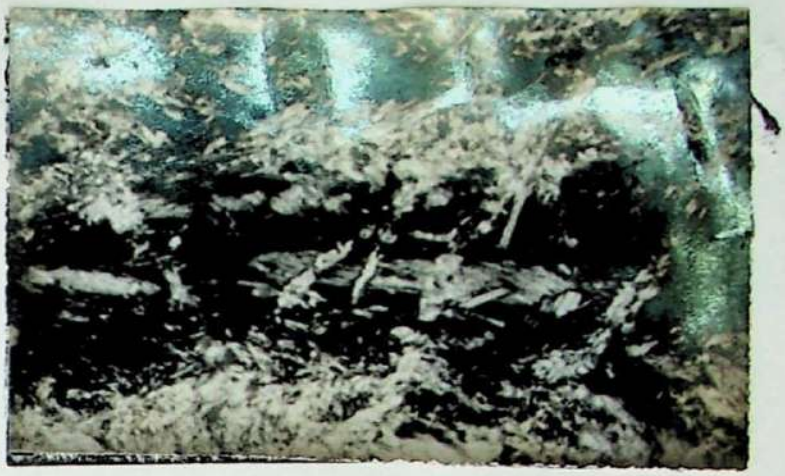


Foto 3 - Idem foto 2 - nícois cruzados.

Foto 4 - Micas dobradas. Paleossoma xistoso do bloco Juquitiba.

Foto 5 - Feições lenticulares nos neossomas dos migmatitos da encosta da Serra de Cubatão. Observe-se as estruturas de pinch and swell, as camadas preservadas de quartzito e dobras menores transpostas.

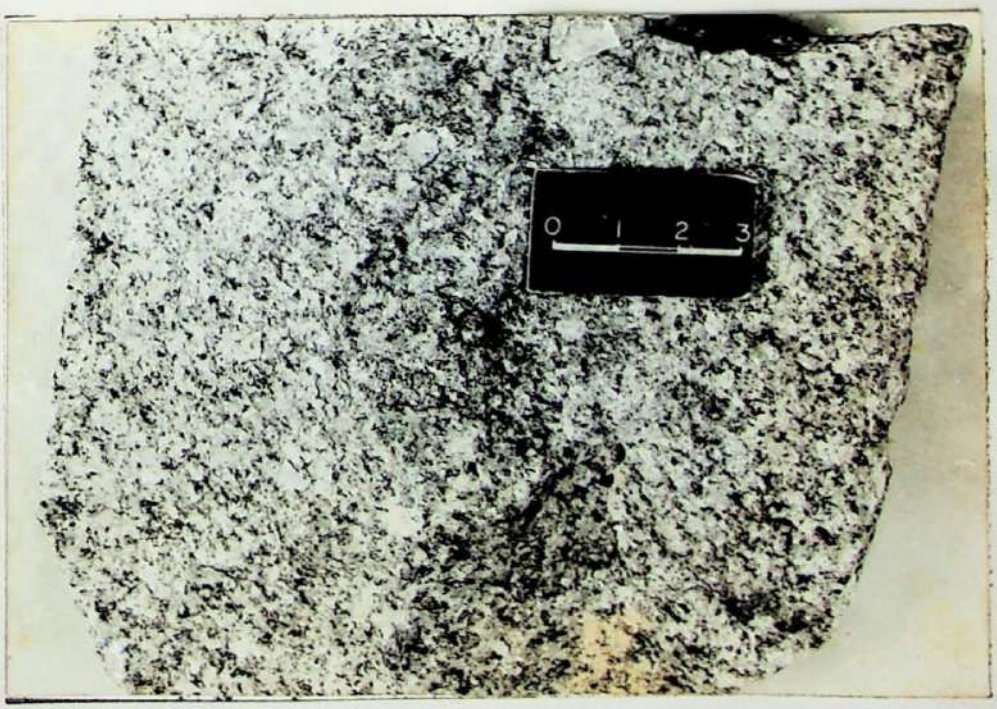


Foto 6 - Aspecto do migmatito homogeneo da encosta da Serra de Cubatão pertencente ao núcleo antigo do rio dos Pilões(Túnel TA-10/11).

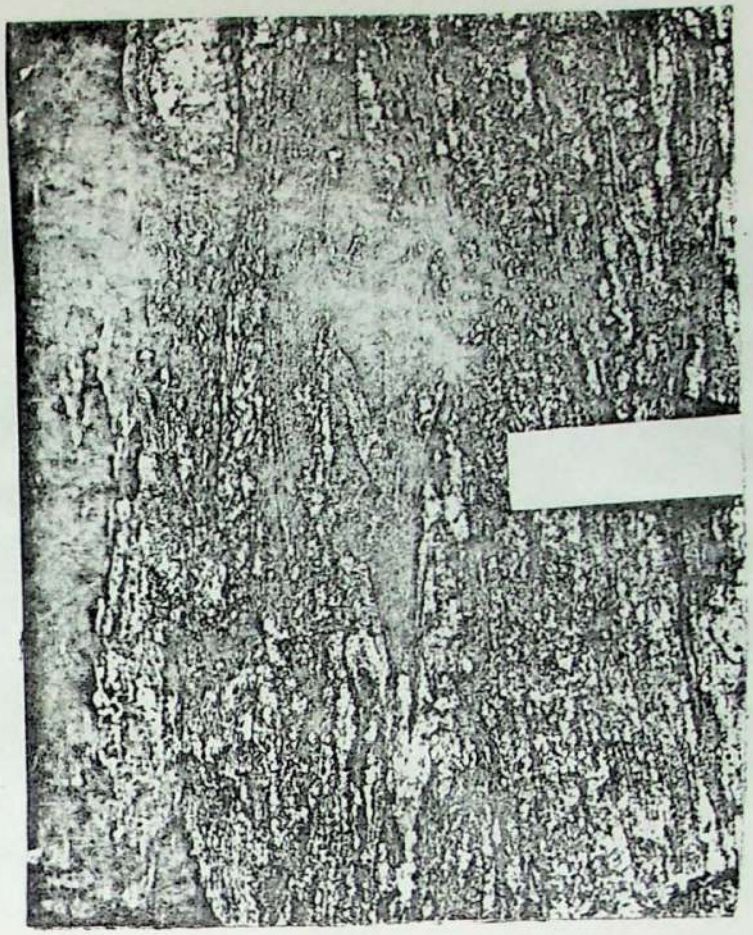


Foto 7 - Camadas de quartzito dobradas e transpostas dentro dos migmatitos homogêneos do riacho dos Pilões. (Túnel TA-10/11).

Foto 8 - Rocha calcossilicática rítmica da encosta da serra com foliação de transposição.

Foto 9 - Rocha calcossilicática da encosta da Serra de Cubatão cortada transversalmente por veios de epidoto e calcita.

Foto 10 - Dobramento por cizalhamento da primeira xistosidade do xisto Cubatão.

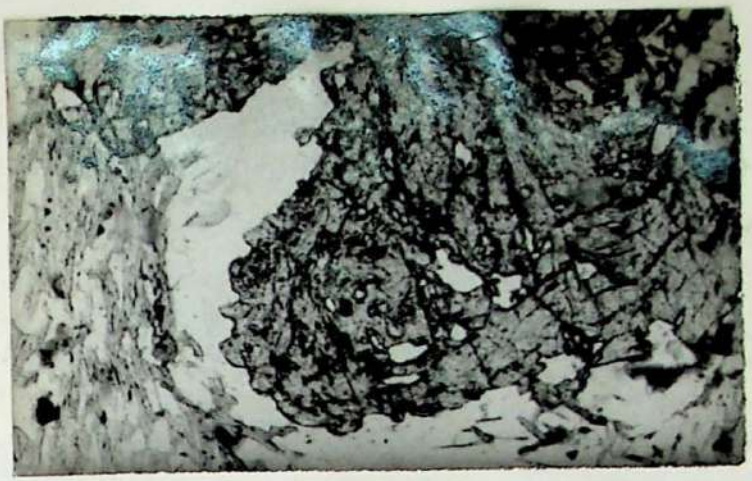


Foto 11 - Granada com inclusões dispostas heliciticamente. Xisto Cubatão. Nícois paralelos - 192X.

Foto 12 - Xisto Cubatão com porfiroblastos de clorita cortando a xistosidade dobrada. Nícois paralelos - 192X.

Foto 13 - Paleossoma e neossoma dobrados dos migmatitos estromatíticos do bloco Litorâneo.

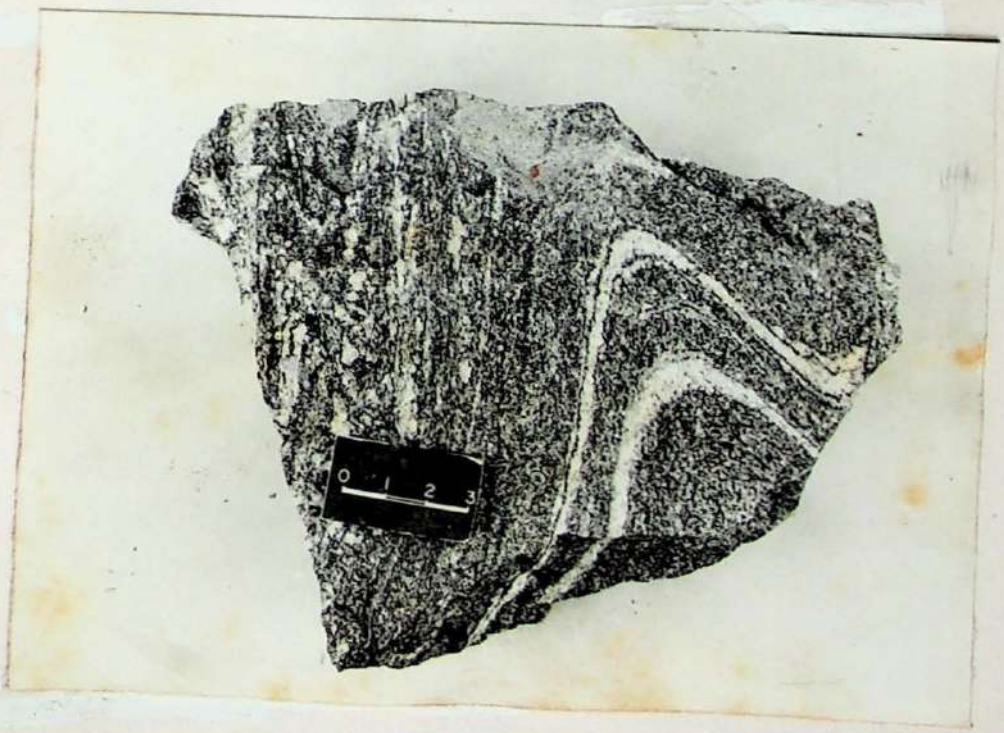


Foto 14 - Idem a anterior. Notar o espessamento de neossoma e do paleossoma nos ápices.

Foto 15 - Camada de anfibolito apresentando "boudinage" dentro dos migmatitos estromatíticos do bloco Litorâneo.

Foto 15a - Idem a Foto anterior. Sob a régua do lado esquerdo da foto. Pedreira Camargo (Pedro Taques).

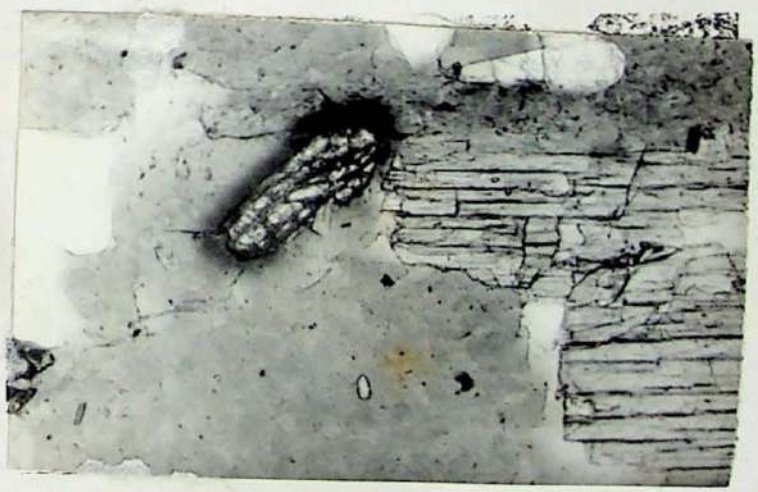


Foto 16 - Zircão com halo pleocróico dentro de biotita que por sua vez envolve hornblenda em paleossoma de migmatito estromatítico do bloco Litorâneo. Pedreira Quilombo - 480 X.

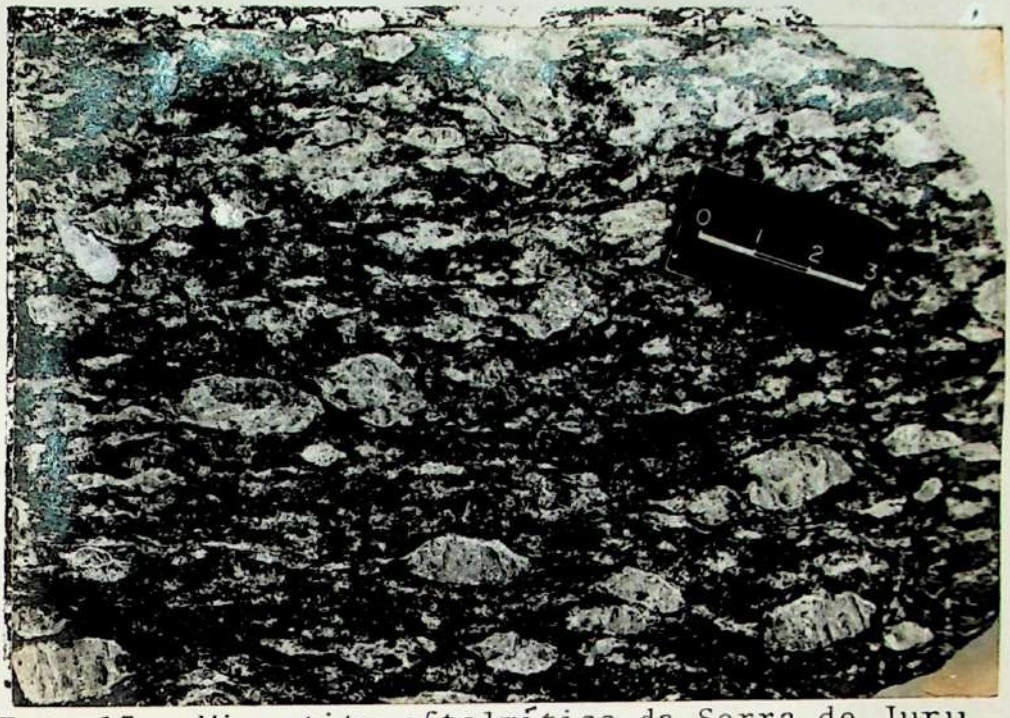


Foto 17 - Migmatito oftalmítico da Serra de Juru batuba - Bloco Litorâneo.

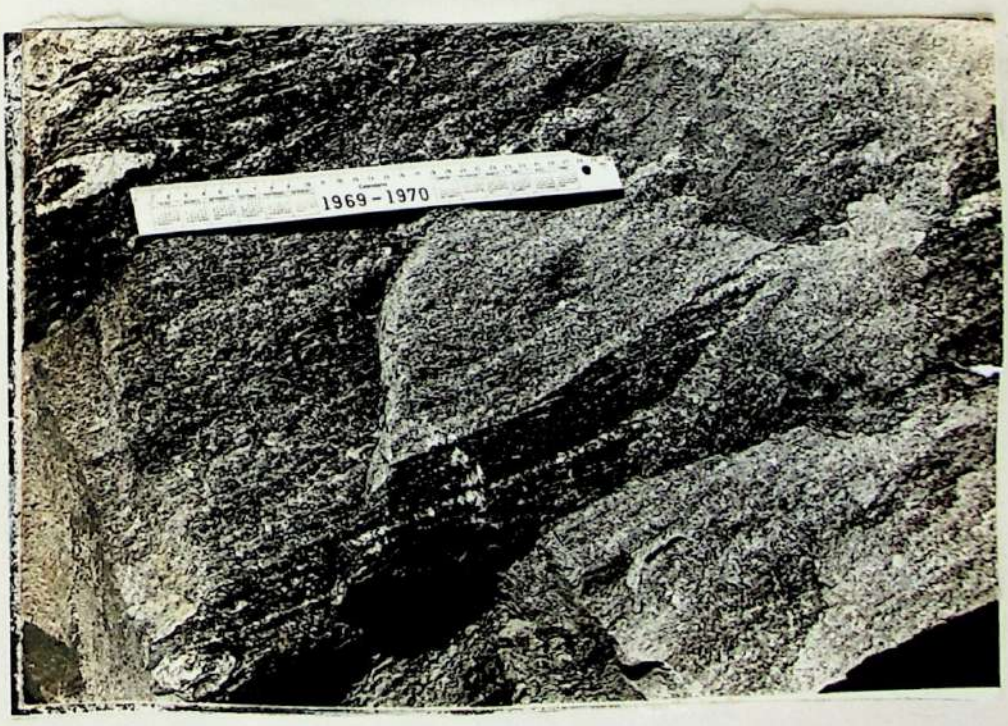


Foto 18 - Resto de paleossoma xistoso dentro dos migmatitos da Pedreira Cubatão. Bloco Litorâneo.

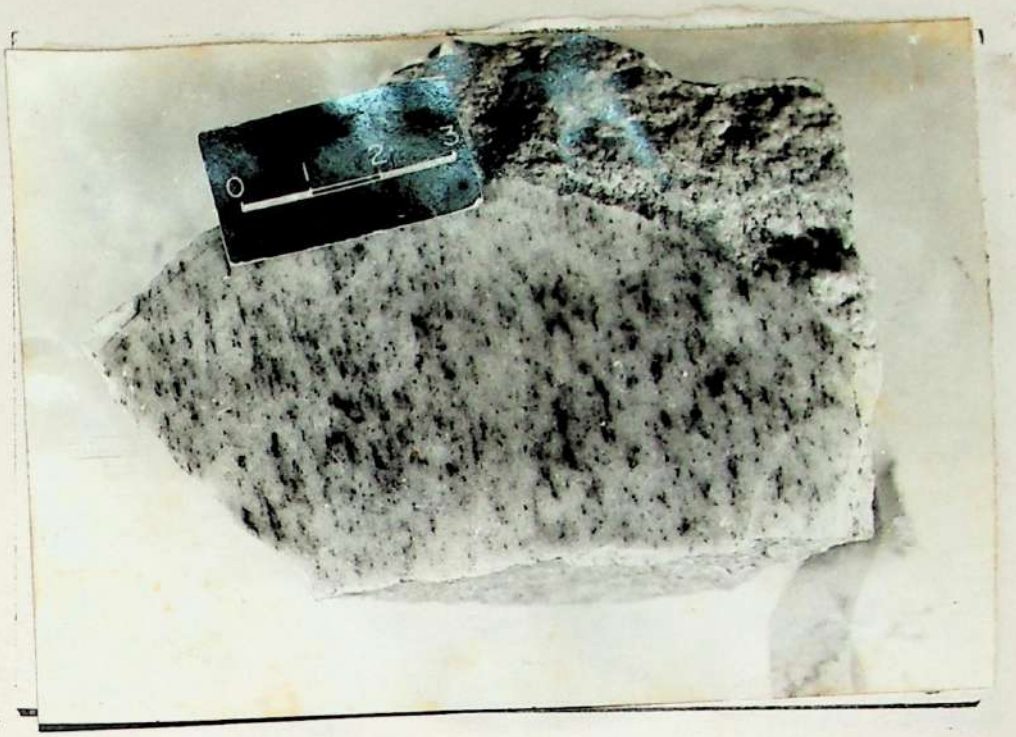


Foto 19 - Amostra polida de neosoma alcalino de 2ª geração, foliado, do bloco Litorâneo. Pedreira Jurubatuba.

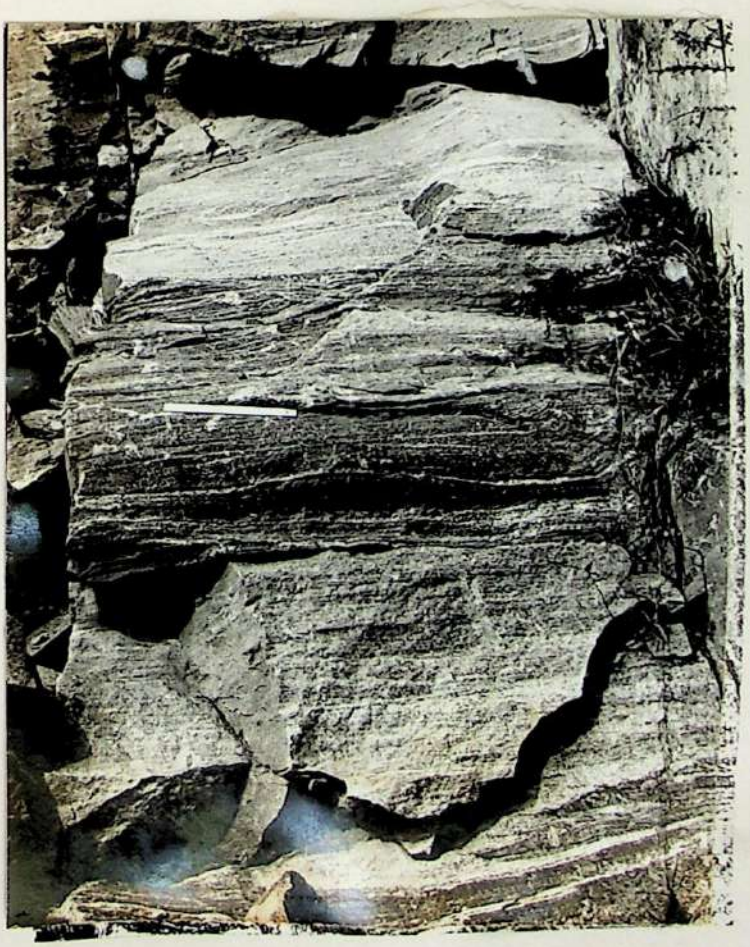


Foto 20 - Neosoma alcalino de 2ª geração foliado cortando subconcordantemente os migmatitos estromatíticos da rodovia Pedro Taques - Pedreira Camargo.

Foto 21 - Neossoma alcalino foliado de 2ª geração cortando as estruturas de dobramento dos migmatitos estromatíticos. Pedro Taques-Pedreira Camargo - Escala aproximada 1:5.

Foto 22 - Dobras ptigmaticas em neossomas alcalinos da pedreira Cubatão.

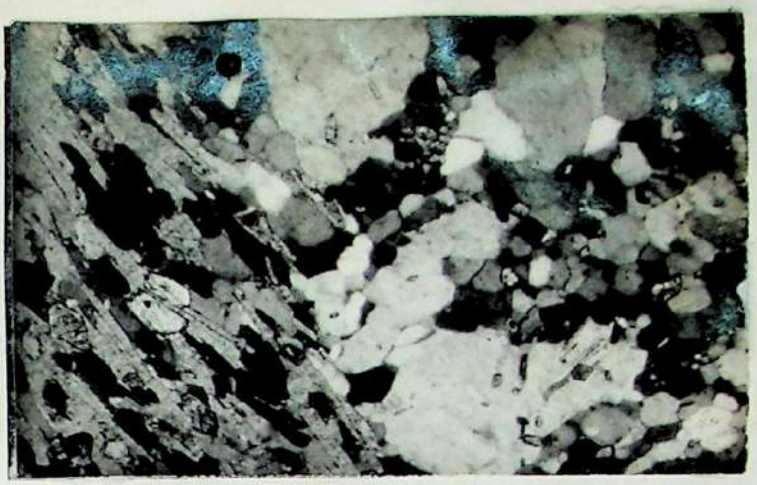


Foto 23 - Neossoma em contato com resto de paleossoma de granada epidoto biotita xisto Cubatão na Pedreira Cubatão - Nícois cruzados. 192X.

Foto 24 - Massas pegmatóides de neossomas discordantes cortam as gerações anteriores a exemplo do que aparece no canto inferior esquerdo da foto. Pedreira local.

Foto 25 - Massas pegmatóides e aplíticas cortam desordenadamente diatexitos dos costões da Ilha de Santo Amaro.

Foto 26 - Diatexito com fenoblastos centimétricos de microclina. Costões da Ilha de Santo Amaro - Praia do Guaiuba.

Foto 27 - Restito de hornblenda biotita gnaisse dentro do diatexito. Praia do Guaiuba. Ilha de Santo Amaro.

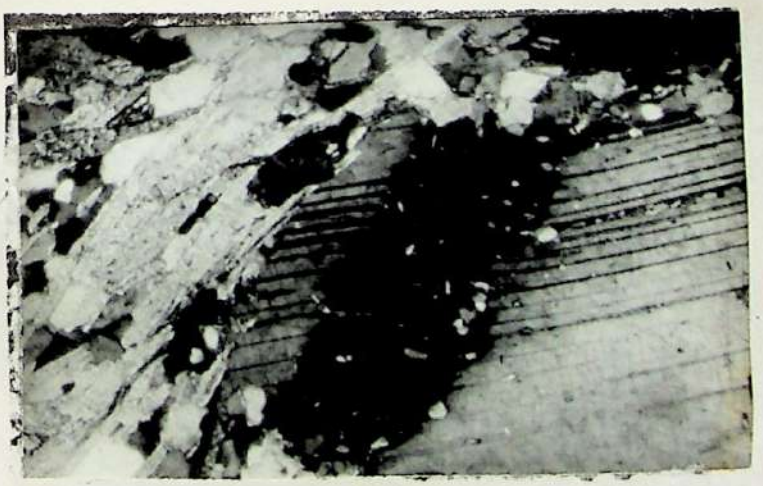


Foto 28 - Torsão de lamelas de plagioclásio em migmatito nas proximidades do falhamento de Cubatão. Nícois cruzados. 192X.

Foto 29 - Textura em morteiro no granitóide de Paranapiacaba próximo à falha de Cubatão-Nícois cruzados. 192X.

Foto 30 - Textura de "flaser gnaisses" - Faixa cataclástica Jurubatuba ou Freires.

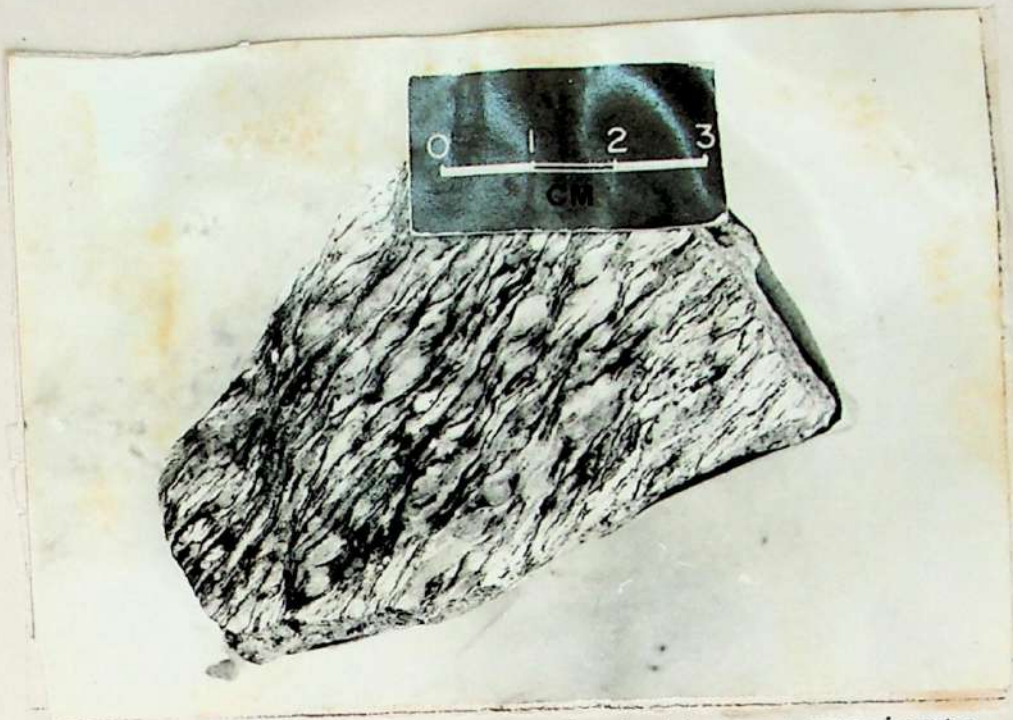


Foto 31 - Cataclasito no oftalmito, proveniente de falhamento de empurrão da zona de falha de Cubatão - próximo à Pedreira Cubatão.

Foto 32 - Feição do cavalgamento do vale do Cubatão. No primeiro plano observa-se o xisto Cubatão com foliação sub-vertical. Ao fundo, no alto, notam-se os planos de fratura sub-horizontais referentes ao cavalgamento.

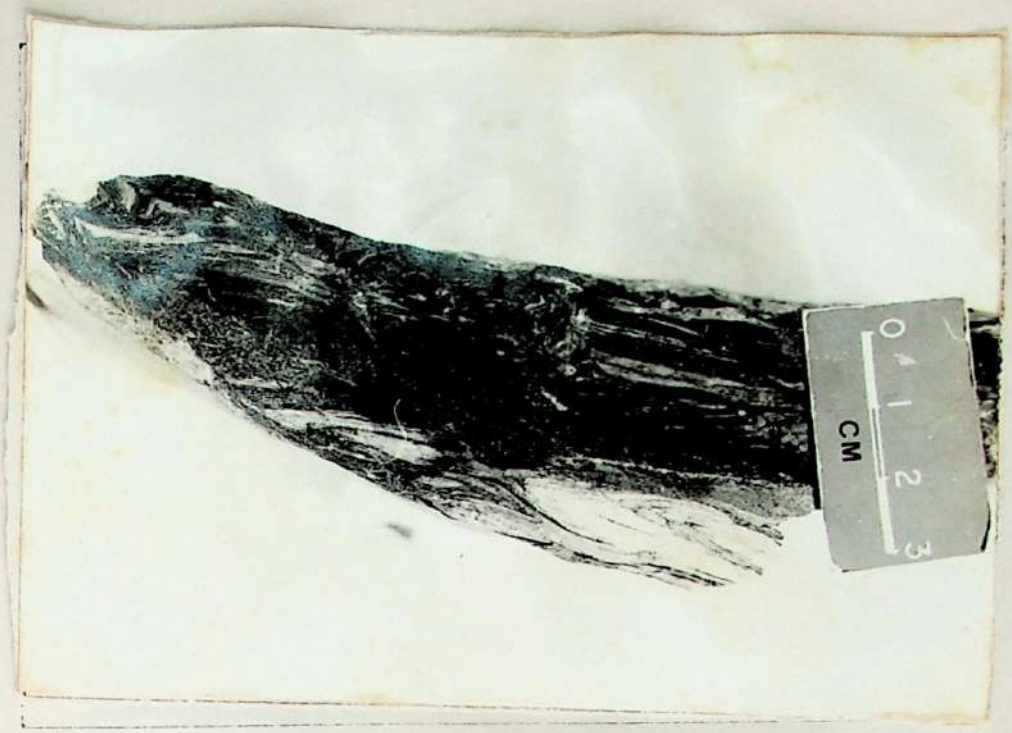


Foto 33 - Brechação no xisto Cubatão na área do cavalgamento.

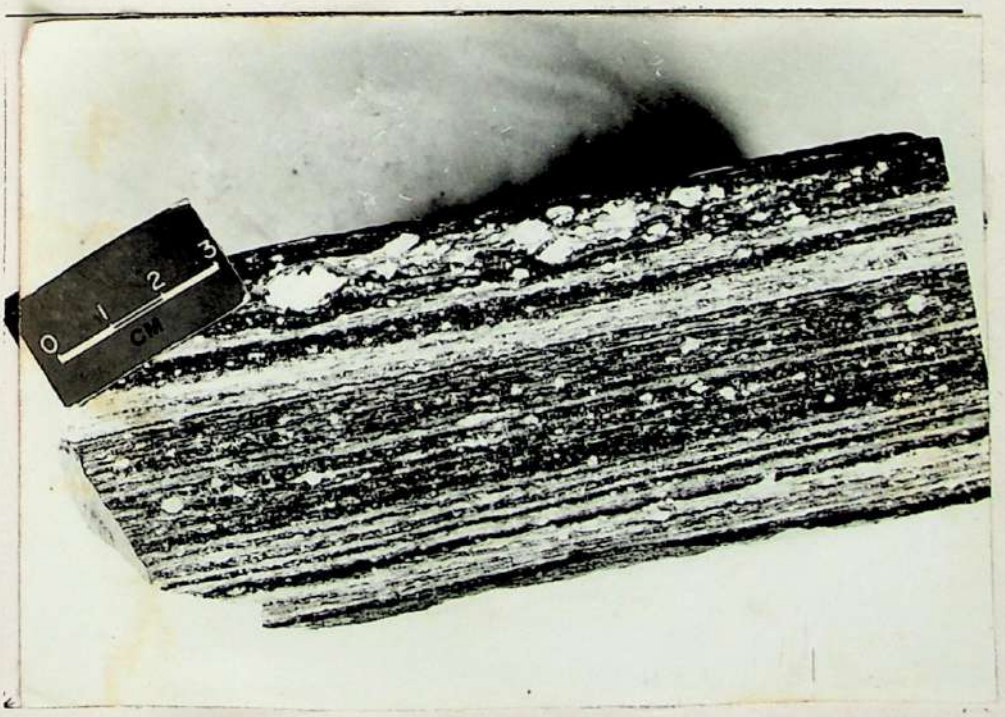


Foto 34 - Cataclasito recristalizado na zona de cizalhamento de Pedro Taques.

Foto 35 - Planos de transposição feldspatizados e feldspato preenchendo as bordas do boudin de biotita quartzito incluso nos migmatitos do núcleo antigo do rio dos Pilões.

Foto 36 - Transposição generalizada nos estromatitos do bloco Litorâneo. Pedreira Camargo - rodovia Pedro Taques.

Foto 37 - "Boudinage" de leucossoma pegmatóide injetado ao longo dos planos de transposição nos pegmatitos homogêneos do bloco Juquitiba.

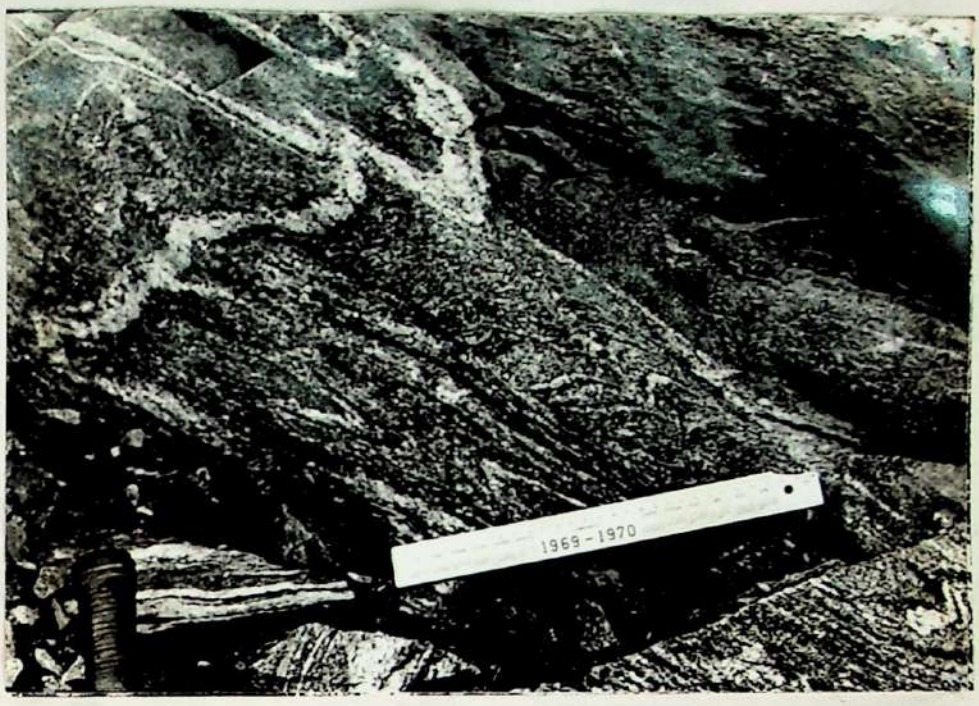


Foto 38 - Estruturas dictioníticas nos migmatitos do bloco Litorâneo - Pedreira Camargo - Rodovia Pedro Taques.

Foto 39 - Dobras cerradas em estromatito do bloco Juquitiba. Caminho do Mar, alto da Serra.

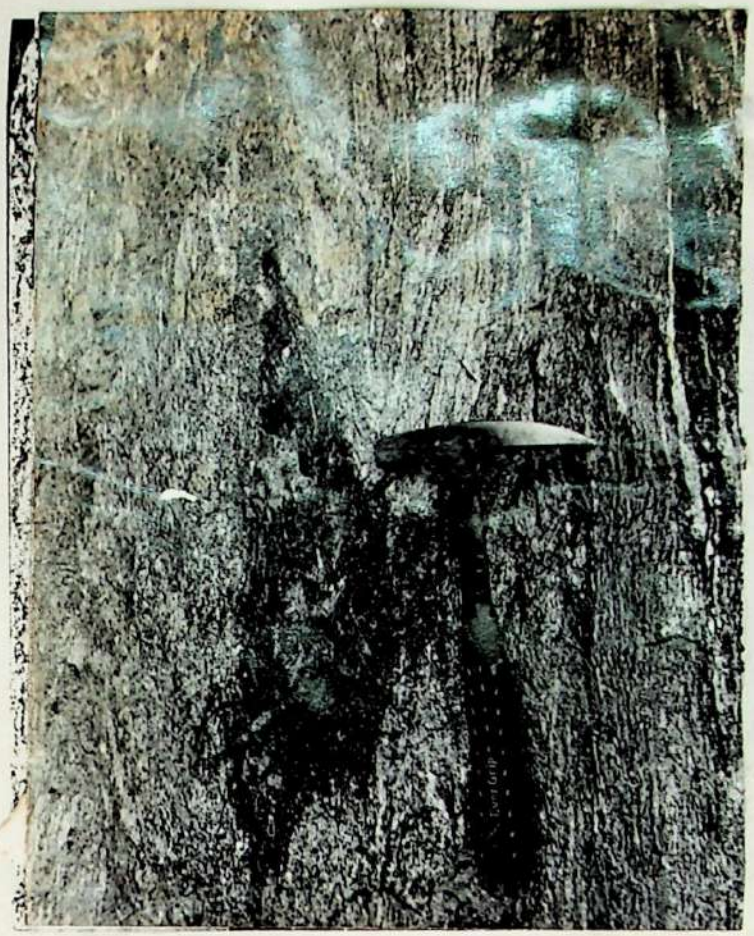


Foto 40 - Dobras de fluxo flexural com feições passivas nos estromatitos de neossoma dominante da encosta da Serra de Cubatão. A transposição corta a continuidade da dobra.

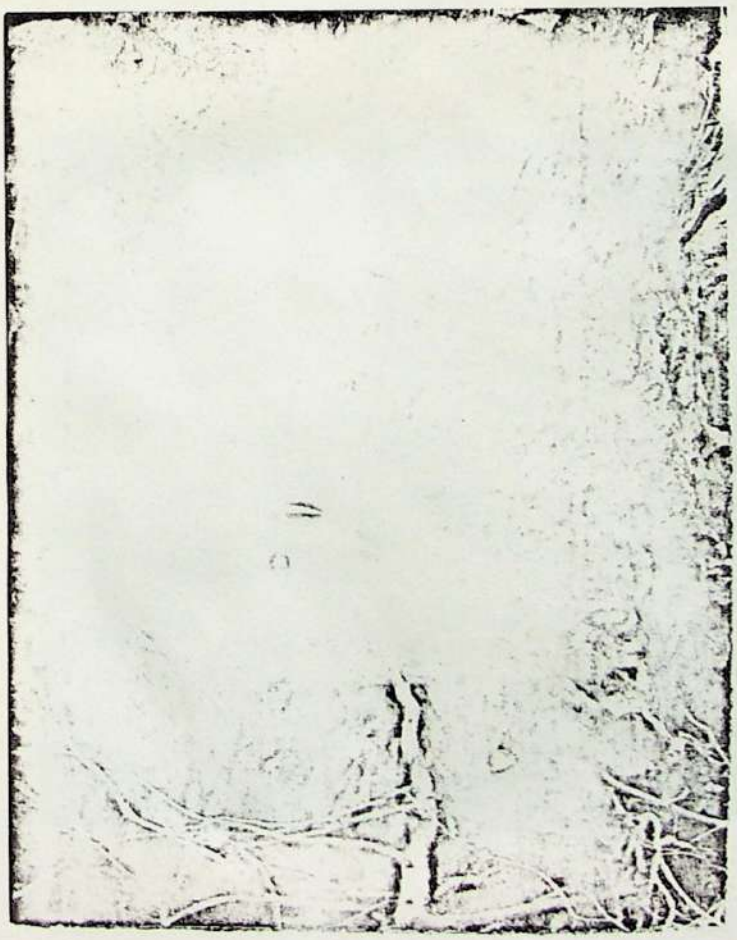


Foto 41 - Dobra cerrada expressa em camada de quartzito em estromatito da encosta da Serra. Proximidades do túnel TA-14 - rodovia dos Imigrantes.

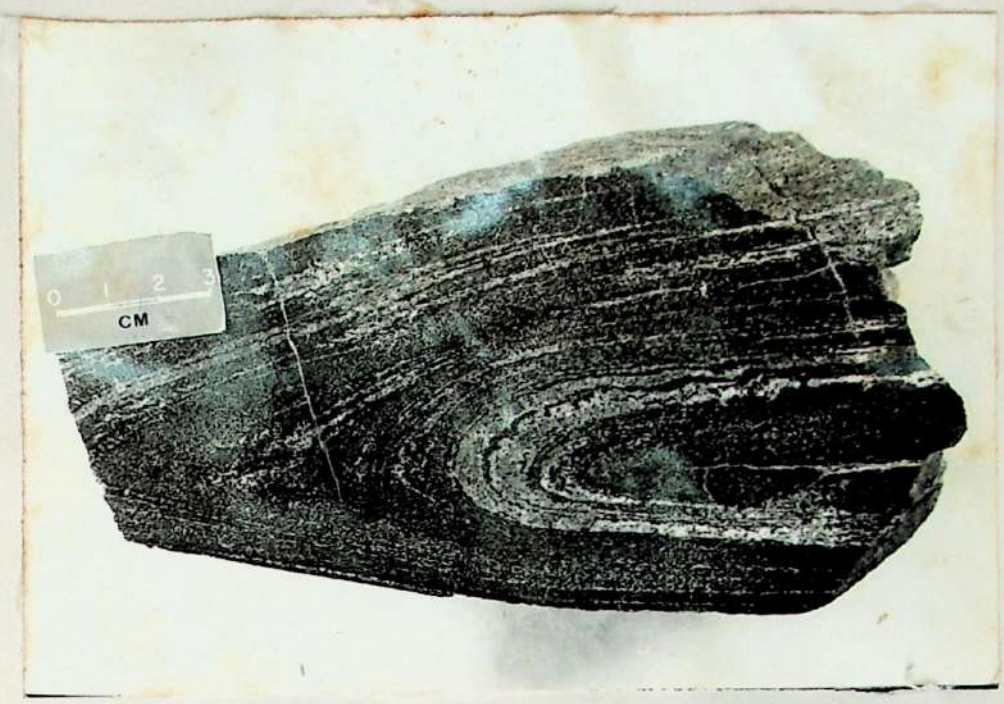


Foto 42 - Dobramento cerrado flexural das camadas metapelíticas e por fluxo das camadas metapsamíticas.

Foto 43 - Dobramento cerrado e isoclinal em calcos silicáticas da encosta da Serra de Cubatão. Dobras quase flexurais e de fluxo flexural.

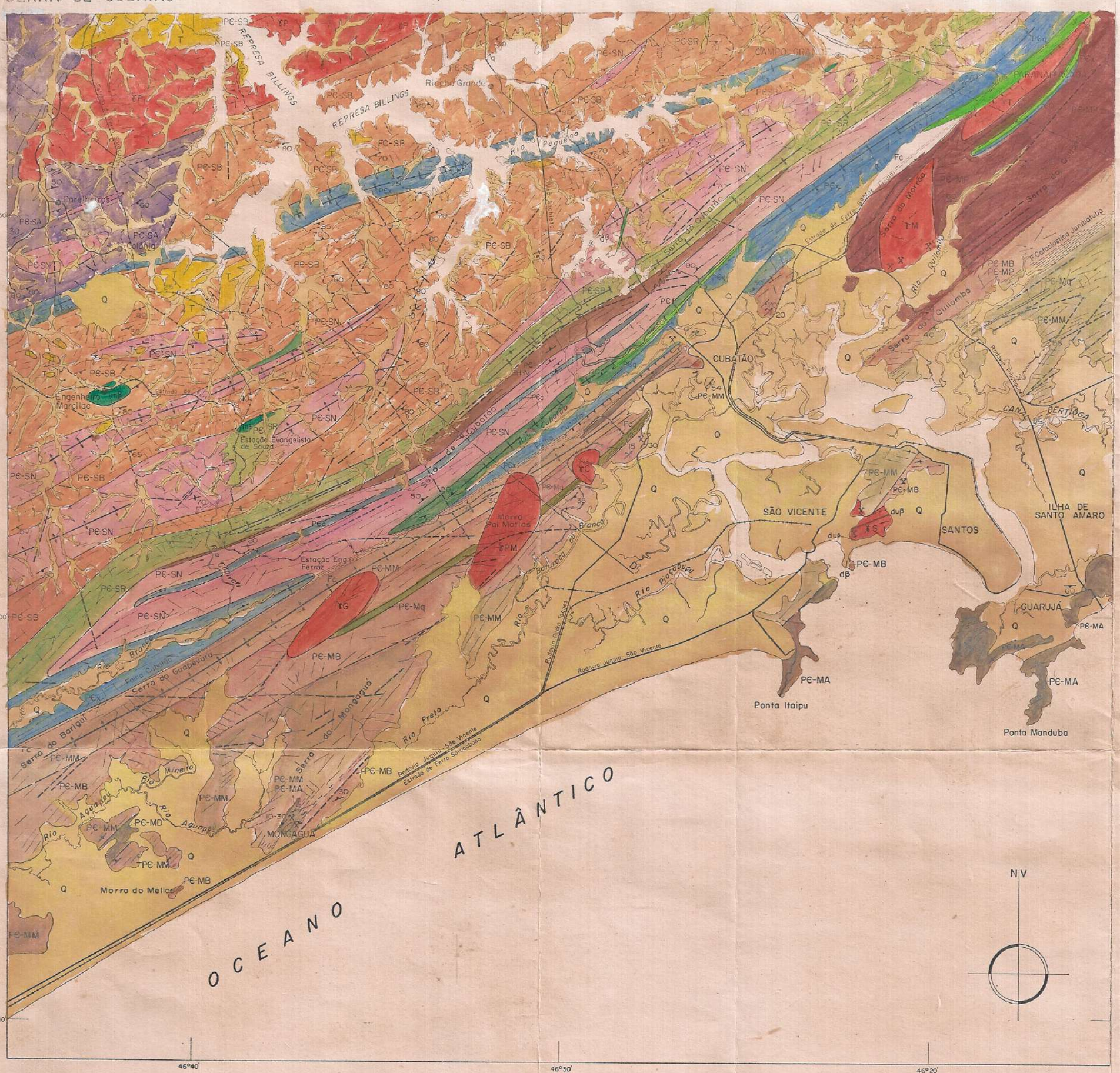
Foto 44 - Dobras quase-flexurais. Calcosilicáticas da encosta da Serra de Cubatão - As camadas mais quartzosas sofreram fluxo flexural e as camadas mais pelíticas apresentam indícios de dobramento passivo da xistosidade.

Foto 45 - Dobras cerradas a isoclinais com fluxo flexural nos migmatitos do bloco Litorâneo - Rodovia Pedro Taques.

Foto 46 -Dobramento por crenulação da xistosidade nos xistos Cubatão. Fotomicrografia - 192X - Nícois paralelos.

Foto 47 - Planos de cizalhamento de espaçamento milimétrico cortando as calcosilicáticas da encosta da Serra de Cubatão.

SERRA DE CUBATÃO



LEGENDA

QUATERNÁRIO

Q

Sedimentos inconsolidados oceânicos e da planície litorânea (cascalho, areia, argila).

TERCIÁRIO

T

Sedimentos fluvio-lagustrinos (cascalho, areia, silte, argila por vezes com cimento ferruginoso e camadas de canga limonítica).

JURÁSSICO - CRETÁCEO(?)

β dβ duβ

β - Olivina Gabro de Curucutu e Barragem, dβ diques de diabásio, duβ ultramelafiros ankaratríticos.

CAMBRIANO - PRECAMBRIANO

Fc

Faixas cataclásticas em parte recristalizadas e com oftalmogêne se superposta, brechas tectônicas, flaser-gnaisses, milonitos e filonitos associados a falhamentos de natureza transcorente e ou inverso.

CAMBRIANO - PRECAMBRIANO SUPERIOR

γ

γ - Maciços granitóides pós-tectônicos; γS - granito de Santos; γM - granito da Serra do Morrão; γT - granito Taiaçupeba; γC - granito Caraú; γM - granito Pai Matias; γG - granito Guaperuvu; γP - granito Parelheiros.

PRECAMBRIANO
FORMAÇÕES ESSENCIALMENTE ECTINÍTICAS

PEf PEx PEq PEc

PEf - filitos, sericita quartzo xistos, clorita xistos entremeados por lentes de quartzito e mármore, ritmicos. PEx - biotita xistos, biotita moscovita e moscovita biotita xistos com terres variáveis de quartzo e por vezes com seixos esmagados. Ocorrem raros porfiróides de microclina e plagioclasio. PEq - quartzitos puros, quartzitos com moscovita e biotita, itacolomitos. PEc - Calcosilicatadas com epidoto, anfibólio e biotita.

FORMAÇÕES MIGMATÍTICAS DO BLOCO JUQUITIBA

PE-SA PE-SR PE-SB PE-SN PE-SH mβ

PE-SA - biotita quartzo xistos e moscovita biotita quartzo xistos essencialmente diadisíticos, em geral arenosos.
PE-SR - migmatitos estromatíticos de paleossoma dominante constituido por moscovita biotita clorita xistos com ou sem sillimanita e granadas.
PE-SB - migmatitos estromatíticos de paleossoma dominante constituido por moscovita biotita xistos, biotita moscovita quartzo xistos apresentando por vezes ritmismo de camadas mais pelíticas alternadas com psamitos.
PE-SN - migmatitos estromatíticos e/ou oftalmíticos de neossoma dominante passando a granitóides sintectônicos.
PE-SH - migmatitos nebulíticos ou homogêneos.
mβ - metabasitos.

FORMAÇÕES MIGMATÍTICAS DO BLOCO LITORÂNEO

PE-MM PE-MD PE-MA PE-MB PE-MP

Migmatitos essencialmente oftalmíticos de composição gnaissica a granítica:
PE-MM - oftalmitos com porfiróides de microclina e paleossoma biotita gnáissico; PE-MD - diatexitos oftalmíticos extremamente microclinizados; PE-MA - oftalmitos anatexíticos com porfiróides centimétricas de microclina e com máficos escassos; PE-MB estromatitos com paleossoma de hornblenda biotita gnaisse; PE-MP - oftalmitos com porfiróides essencialmente de andesina e paleossoma de hornblenda biotita gnaisse por vezes estromatítico.

CONVENÇÕES

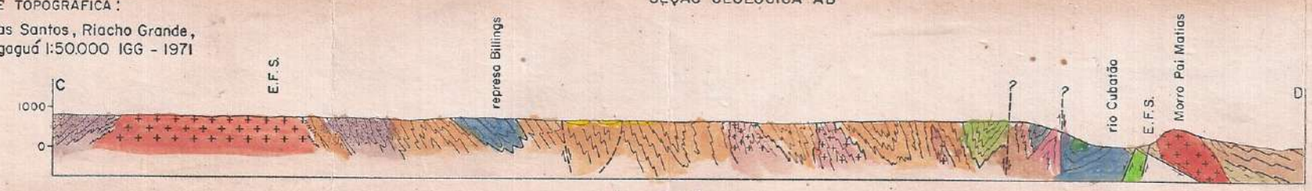
- Contato geológico observado
- Contato geológico provável
- Lineamentos fotogeológicos: (a) - foliação e juntas; (b) - falhas provaveis
- Zonas de falhamento e/ou cataclase intensa
- Falhas de empurrão
- Atitudes de xistosidade e acamamento
- Atitudes de eixos de dobras
- Pedreira em exploração ou abandonada
- Cidades ou lugarejos
- Rodovias e estradas de ferro
- Seções geológicas

G. R. SADOWSKI
1974

ARTICULAÇÃO

BASE TOPOGRÁFICA:
Folhas Santos, Riacho Grande, Mongaguá 1:50.000 IGG - 1971

SEÇÃO GEOLÓGICA AB



SEÇÃO GEOLÓGICA CD

SADOWSKI 1974