

A serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP

Contribuição à Geomorfologia Litorânea Tropical* - 1

OLGA CRUZ **

INTRODUÇÃO

1 — Objetivos

O litoral, faixa de contato entre o mar e o continente, possibilita vários tipos de estudo, pois é uma área essencialmente dinâmica, passível de modificações, tanto lentas como rápidas, no espaço e no tempo. Um destes tipos de estudo é a sedimentação litorânea (CRUZ, 1961). Em sistemas morfogenéticos de áreas tropicais úmidas foram feitos estudos na área de Iguapé—Cananéia (CRUZ, 1965 e 1966a), o maior conjunto sedimentar litorâneo paulista, em sua maior parte arenoso, com acumulação e remanejamento contínuos, por ação das águas continentais, das correntes de vagas, de ventos e de marés. As indagações a respeito da origem desse material arenoso disponível orientou o presente trabalho na observação da retaguarda das zonas litorâneas, dando-se ênfase à evolução das escarpas da borda do planalto Atlântico, a Serra do Mar (CRUZ, 1966 e 1969). Grande parte dos problemas da costa Sudeste e Sul brasileira depende diretamente da evolução, passada e presente, dessas vertentes escarpadas. Seus processos desencadeiam ações de

* Transcrição da Série Teses e Monografias, n.º 11 do Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo.

** Tese de Doutorado realizada sob orientação do Professor Dr. Aziz Naclb Ab'Saber apresentada em 18-12-1972. — Departamento de Geografia — F.F.C.L.H. — U.S.P. N. da R. — Por razões de espaço a publicação desta Tese terá a seguinte distribuição: Introdução e capítulo I até o tópico 3. As escarpas costeiras (inclusive), RBG ano 37, n.º 2; complementação do capítulo I e capítulo II, RBG ano 37, n.º 3; capítulo III e complementação final, RBG ano 37, n.º 4.

desgaste, por vezes de grande amplitude, determinando a evolução litorânea. Essas ações fornecem elementos novos à sedimentação e modificam a paisagem litorânea de forma lenta ou brusca. Neste último caso, servem de exemplo os acontecimentos de grande repercussão, nas áreas escarpadas da serra de Caraguatatuba, que culminaram com os escorregamentos de 18 de março de 1967. Por isto, a observação e análise da paisagem nessa área e a sucessão de suas mudanças dos anos seguintes a 1967 foram a meta principal desta pesquisa.

A observação dos processos geomorfogênicos atuais leva ao estudo e compreensão da dinâmica da paisagem. Assim, nada melhor que o acompanhamento, no tempo, de determinados fenômenos para se conhecer os processos e, conseqüentemente, entender a evolução fisiológica no espaço. A serra do Mar, como exemplo de escarpa tropical em plena evolução, apresenta um sistema de declives, de festonamento com escoamento torrencial pluvial, fluvial e lençol subsuperficial muito bem desenvolvido (talvez mais poderoso na sua ação subreptícia que a própria água superficial). Isto evidencia a necessidade de enfatizar os estudos de problemas geomorfológicos em escarpas costeiras de áreas inter-tropicais. No hemisfério Sul, as faces escarpadas e úmidas sul e sudeste dos continentes, como os altos rebordos dos planaltos Sul africano e o Leste de Madagascar (*Battistini, 1967*), são exemplos de escarpas tropicais úmidas, entre as quais se pode perfeitamente incluir a fachada atlântica sudeste e sul do Brasil.

A partir de situações de tempo, de índices climáticos e hidrológicos, de dados geológicos de formações superficiais e de declividades, poder-se-ia determinar quando e como as vertentes serranas sofrem movimentos coletivos de solos, por processos acelerados de desgaste, às vezes acentuados por ações antrópicas. Este problema levantado no decorrer da pesquisa ficou sem solução, pela carência de dados concretos e por estar fora das intenções deste trabalho.

2 — Métodos de Trabalho

Uma das observações conceituais que serviram de ponto de partida para este trabalho foi emprestada de TRICART (1965) e está exposta nos seguintes termos: "A evolução e a seqüência dos acontecimentos têm um desenvolvimento que pode apresentar analogias em certos momentos, mas que não se reproduz jamais exatamente nas mesmas condições, ainda que obedeça a uma lógica interna. Esta seqüência é comandada pelo jogo de grupos de forças antagônicas, variáveis no tempo e no espaço, que obrigam a superfície terrestre a readaptações incessantes, tanto num sentido como no outro."

Formulados os objetivos, pode-se afirmar que os dados de observação, coletados e registrados após março de 1967, não poderiam ser enquadrados em princípios e esquemas anteriormente estabelecidos. A seqüência habitual dos acontecimentos verificados pela pesquisa e o desenrolar dos fatos fisiológicos foram levados em conta no estudo da paisagem. Procurou-se compensar a ausência de dados quantitativos com essa observação detalhada da dinâmica dos processos. Verificou-se a existência de determinados aspectos inéditos na geomorfologia de áreas em domínios tropicais úmidos. Os escorregamentos de março de 1967 desventraram parte das vertentes da serra de Caraguatatuba, ao mesmo tempo que seus produtos, depositados nos pés de vertente e nas planícies, mostraram o mecanismo dos processos atuais dessas áreas escarpadas litorâneas. Esses processos morfogenéticos criam uma situação de equi-

librio biostático precário e, ao mais leve desequilíbrio, são susceptíveis de uma alteração do ritmo da seqüência, isto é, de uma precipitação dos acontecimentos geomorfológicos. Quando há essa aceleração, o funcionamento, a atividade metabólica, enfim a coordenação total da paisagem estão ligados aos distúrbios.

Os declives acentuados, a umidade e calor elevados e constantes, a permanência do escoamento superficial e subsuperficial, a rocha alterada, as formações superficiais espessas, a mamelonização das formas e a floresta compacta, a exuberância bacteriana e, conseqüentemente, a maior velocidade das reações químicas e evolução rápida da matéria orgânica constituem o que Bertrand (1968) chama de sistema de evolução da paisagem. O equilíbrio climático (biostasia) traduz-se numa unidade de paisagem de estabilidade precária, num ecossistema exuberante, complexo, que é sempre dinâmico e que vai variar no espaço e no tempo. É importante que se tenha todos esses fatos em conta, já que se trata de regiões dotadas de graves problemas ainda não equacionados, a serem desvendados à medida que as mesmas forem mais estudadas e conhecidas. A excepcionalidade desses acontecimentos em Caraguatatuba pedia um exame mais sério. Tratou-se de uma fase agressiva de erosão que redundou em descarnamento notável das vertentes e pôs à mostra a ossatura da paisagem, oferecendo assim a possibilidade de melhores observações.

O estabelecimento dos fatos ligados a uma mesmo sistema, conforme escalas adotadas no tempo e no espaço, foi feito e lançado em mapeamento a 1:25.000 e 1:20.000. Conforme a classificação taxonômica de Cailleux-Tricart (TRICART, 1965), as escalas acima exprimem o espaço em que podem ser localizados os fatos da ordem de 4.^a a 5.^a grandeza. A 4.^a ordem corresponde à unidade dimensional de dezenas de quilômetros de eixo maior e centenas de quilômetros quadrados de superfície, apresentado-se ainda como uma unidade estrutural. A 5.^a ordem corresponde a alguns quilômetros de dimensão linear e alguns quilômetros quadrados de superfície, apresenta-se com um relevo onde já se pode reconhecer sobretudo as influências da litologia e da erosão diferencial. A primeira estaria representada por toda a área (vide figura 3), desde a serra da Lagoa até Maresias—Camburi, abrangendo o grande eixo estrutural da área de São Sebastião, a partir do qual, depois da grande reentrância da baixada de Caraguatatuba, as estruturas e o litoral se definem na direção NE-SW. A segunda, representada especialmente pela baixada de Caraguatatuba, com os vales do Santo Antônio e Guaxinduva—Ipiranga, exprime a abordagem de detalhe da pesquisa propriamente dita, com uma intensificação dos trabalhos de campo. Representa a escala ideal considerada por BERTRAND (1968) como um geossistema, unidade espacial que traduz um sistema de evolução, formado por um potencial ecológico, explorado pela ação biológica e completado pela ação antrópica. Seu mecanismo está ligado, ao mesmo tempo, aos processos morfogenéticos e aos dados estruturais. Este sistema foi preparado num período recente, de clima permanentemente úmido e quente. Num verão muito chuvoso, com concentração de dias de chuvas continuadas e horas de precipitação intensa, criaram-se imperceptivelmente condições para um rompimento brutal do equilíbrio biostático numa reação violenta, como a dos acontecimentos de Caraguatatuba.

A pesquisa foi iniciada a partir desse momento em que a paisagem começou lentamente a restabelecer as condições de equilíbrio biostático, tentando apagar os efeitos da movimentação brutal da evolução das vertentes. No decorrer de três anos deu-se a reconstrução relativa da

paisagem, em direção a uma situação idêntica à anterior. Tal recuperação poderá ser ou não atingida. É uma recuperação contínua, com tendência a tomar novos caminhos em função da influência da ação antrópica, cada vez mais patente na paisagem, sobretudo quando for posta em trânsito a Rodovia Rio—Santos.

A mobilidade, mesmo dos materiais mais finos, dissolvidos ou transportados no meio líquido, na área escarpada da serra do Mar (contínuos e lentos, ou rápidos) impede uma organização esquemática, preventiva dos fatos geomorfológicos, apesar da suposta proteção das encostas pela floresta Atlântica (reservada em Parque Florestal do Estado no município de Caraguatatuba).

A situação climática atual constituiria outro empecilho à prevenção desses fatos. Períodos de anos com chuvas bem distribuídas revezam-se com períodos em que a pluviosidade aumenta e se concentra em quantidade e intensidade, ocasionando índices pluviométricos excepcionais, capazes de desencadear novos desequilíbrios. Estes podem ocorrer mais frequentemente em áreas menores no geossistema proposto, em termos de geofácies e mesmo de geótopo, como vertentes dos morros mais expostas às correntes aéreas.

O dinamismo das vertentes deve ser observado num período de tempo determinado, verificando-se em que medida os fenômenos sazonais e anuais (naturais, antrópicos ou simultâneos) atuam para provocar novas modificações. Trata-se de verdadeira pulsação no ritmo de evolução das vertentes, seja lento, em função de épocas de menor dinamismo e portanto de maior equilíbrio, seja brutal, em função de rupturas de equilíbrio mais rápidos e mais esporádicos.

Foram feitas então observações detalhadas pelos trabalhos de campo, considerando-se sempre o estudo global da paisagem. Os fatos foram apresentados sem se prenderem a teorias já aceitas e sem objetivar diretrizes de planejamentos, porque isso exigiria todo um trabalho interdisciplinar. Concomitantemente aos trabalhos de campo, foram feitos trabalhos de laboratório com técnicas que serão citadas no decorrer do texto. A fotointerpretação com fotografias aéreas de 1962 (1:25.000) retratou a paisagem anterior aos escorregamentos. Estes foram analisados em aerofotos do recobrimento da FAB (1:5.000) que lamentavelmente não abrangeram toda a área atingida por eles. A análise das fotografias aéreas foi sempre controlada por trabalhos de campo, indispensáveis a uma boa fotointerpretação. A fotografia aérea traz subsídios inestimáveis à definição geomorfológica, sobretudo das áreas sem cartas topográficas de qualidade. Muitas formas de relevo são mais visíveis nas fotografias que no próprio terreno, isto porque a escala de observação visual de um pesquisador itinerante é bastante limitada, enquanto que as fotografias aéreas apresentam o relevo de forma plenamente integrada.

Por fim, o plano geral do estudo e cartografia da área mais especificamente visada foi estruturado de acordo com os níveis de tratamento proposto por AB'SABER (1969 a) na metodologia das pesquisas geomorfológicas. Segundo os mesmos, a Geomorfologia estuda a compartimentação topográfica e morfológica, procura obter informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens e cuida do entendimento dos processos morfoclimáticos e pedogênicos atuantes no estudo da fisiologia da paisagem. O primeiro capítulo é dedicado sobretudo ao primeiro e ao segundo níveis de tratamento no que toca à área de Caraguatatuba; enquanto o segundo e terceiro capítulos referem-se à atuação climática, pedogênica-morfogênica e efeitos destes processos que ajudam a entender a dinâmica geomorfológica da paisagem.

3 — Os Acontecimentos e as Chuvas no Verão 1966-1967

Em janeiro de 1967, na noite de 22 para 23, a serra das Araras, no Estado do Rio, foi atingida por violento temporal. Grande parte de suas vertentes sofreram escorregamentos, atingindo severamente as usinas hidroelétricas da Rio-Light S.A. Esse temporal foi antecedido por chuva miúda e os escorregamentos verificaram-se depois de 4 horas de chuvas fortes (225 mm), com ventos violentos, relâmpagos, formação de "cumulus nimbus" em chaminé, cuja base inferior desembocava sobre a usina Nilo Peçanha, a mais atingida. Encravada em zona de concentração de drenagem, esta usina foi alvo de grande destruição, obstruída pelos produtos dos desmoronamentos e escorregamentos das encostas circunvizinhas. Blocos de 30 a 100 toneladas rolaram de altitudes superiores a 300 m e, segundo as informações da mesma empresa, as devastações aí movimentaram um total aproximado de 250 mil toneladas.

Na noite de 19 de fevereiro, fortes chuvas provocaram uma série de catástrofes na cidade do Rio de Janeiro, em Laranjeiras e na Tijuca, como já acontecera na semana anterior em Salgueiro e Santa Teresa. No verão de 1965-1966, fenômenos semelhantes haviam ocorrido em Santa Teresa e na Tijuca.

Nas escarpas e na baixada de Caraguatatuba o episódio climático, coroado por fortes chuvas no dia 18 de março, provocou fenômenos de escorregamentos, tendo graves repercussões catastróficas. Nos vales do Paraíba e Paraíba as águas subiram, provocando enchentes no dia 21 de março. Em Itanhaém os bananais foram bastante atingidos pelas chuvas e no Rio de Janeiro as chuvas do fim de semana causaram desabamento de favelas, instaladas nas encostas de maior declividade. Todas as estradas da faixa litorânea paulista foram interrompidas por deslizamentos locais: via Anchieta, Régis Bittencourt, São Sebastião — Bertioga, Pedro Taques e via Dutra na serra das Araras. Os postos pluviométricos (Light S.A.) de Caraguatatuba e Passa Quatro (planalto Alto Paraíba) registraram no mês de março, respectivamente, 945,6 e 608,0 mm de chuvas. No posto da fazenda São Sebastião (ou dos Ingleses) a pluviosidade mensal nesse verão teve um aumento progressivo, com um máximo de 851,0 em março; registrou 115,0 mm no dia 17 e 420,0 no dia 18, não acusando índice maior neste último dia por causa da saturação do pluviômetro.

Reportagens de jornais, revistas e relatórios oficiais descreveram a tragédia. Chovia desde o dia 16, aumentando as chuvas de intensidade a partir das 18 horas do dia 17. No dia 18, às primeiras horas da manhã, começaram a cair as primeiras barreiras. Às 13 horas veio a avalanche total de pedras, árvores e lama dos morros do Cruzeiro e Jaraguá, de Jaguarazinho, nas vizinhanças da cidade, enquanto outra frente se abria, às 16,30 horas, no vale do rio Santo Antônio. O rio alargou-se de 10—20 m para 60—80 m. No bairro do Rio do Ouro gigantescas barreiras começaram a cair pela manhã, formando uma enorme represa que estourou algumas horas depois. Isto fez o bairro desaparecer e ocasionou o deslocamento da ponte principal do rio Santo Antônio. Não fora esse deslocamento, a cidade inteira teria sido inundada e recoberta de água.

Mesmo assim a lama bloqueou suas ruas. Dezenas de milhares de troncos (alguns de diâmetro superior a 1 m), animais e pessoas foram arrastados pelas correntes. A avenida da praia desapareceu, invadida pelo mar, inacreditavelmente empurrado pelas enxurradas. A estrada da serra desapareceu na sua maior parte, sem mesmo se poder distinguir em muitos trechos seu antigo traçado, formando-se precipícios

de mais de uma centena de metros de profundidade. A estrada para Ubatuba foi também vedada pelas avalanches que caíram em Maranduba, nos bairros de Jituba, Sumaré, Prainha e Martim de Sá, recobrindo-a com aproximadamente 0,80 m de lama. Em Jituba a descida do material levou de 30 a 40 minutos, mesmo feita em 2 ou 3 etapas. O rio Casqueiro entalhou seu talvegue de 1,5 a 2 m nos taludes de detritos. No bairro Utinga a estrada foi destruída até Pau d'Alho e Camburu. Os morros "descascaram", sua lama tingiu o mar de vermelho até longa distância e os troncos descidos com as enxurradas forraram as praias. As chuvas cessaram no dia 19 de madrugada, mas as águas continuaram descendo a serra até o dia 20 pela manhã. Segundo o relatório de uma expedição de funcionários do Horto Florestal, em fins de março, ainda havia pequenos deslizamentos e novas barreiras.

Na fazenda dos Ingleses as áreas do Cachetal e Lagoa transformaram-se num lago. Os rios ficaram barrentos, as fontes e as linhas de vagões destruídas, a terra frouxa e os pés de morro entulhados por troncos e lama. Possuindo a fazenda cerca de 3.000 alqueires, 275 deles ocupados por bananais, foram arrasados na sua parte oeste e noroeste. Os rios Anhembu, Ribeirão e Pau d'Alho perderam seu curso, vagueando numa planície de lama, com todos os canais e valas de drenagem obstruídos por lama e troncos. A maior parte da área do Camburu e sítio Velho foi recoberta por uma fina camada lamacenta. Desde novembro as linhas de vagões para o transporte de banana, no Gentio e Piraçununga, estavam alagadas e abandonadas. Em 1944 o mesmo fato ocorrera, atingindo então o vale do Piraçununga, segundo as informações de um dos últimos relatórios mensais da fazenda, que teve seu fechamento definitivo logo após março de 1967.

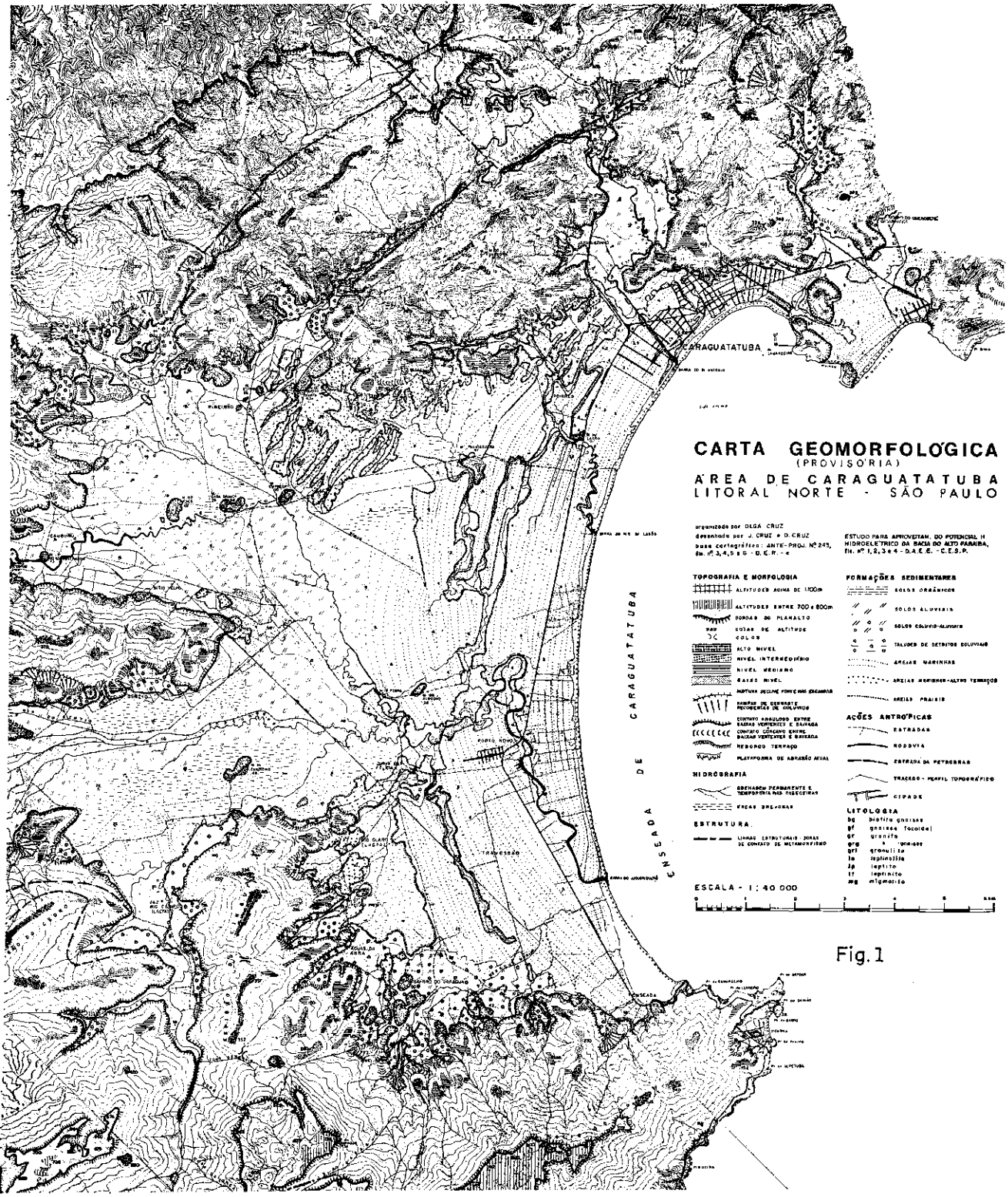
CAPÍTULO I

A ÁREA DE CARAGUATATUBA—SÃO SEBASTIÃO

1 — Apresentação de Carta Geomorfológica (fig. 1) Complementada pelo Esboço (fig. 2)

Delimitação da área estudada

A área abrangida pela pesquisa, a partir de abril de 1967, inicialmente foi a da baixada de Caraguatatuba, contornada pelas altas encostas do amplo anfiteatro serrano composto pelas bordas do planalto de São Sebastião e do alto Paraibuna. O estudo foi feito pelo exame pormenorizado de fotografias aéreas e de observações durante os três anos de pesquisa no campo, visando à observação das conseqüências da catástrofe ocorrida em 18 de março daquele ano. Naquela ocasião eram notáveis nas vertentes a ocorrência de deslizamentos decorrentes das chuvas abundantes num verão extremamente úmido que culminou com violenta chuvada (chuvas fortes e duradouras). Num só dia, o da catástrofe, a área recebeu mais de 420 mm de chuva. Vertentes íngremes, típicas de áreas escarpadas recobertas por um manto ditrítico superficial, propiciaram um momento crítico no fim daquele verão chuvoso, desencadeando-se os processos de escorregamento global nas encostas, num raio de aproximadamente 7 a 15 km. Tal fato teve, como era de esperar, enormes conseqüências de ordem humana, desorganizando o



CARTA GEOMORFOLOGICA (PROVISORIA) AREA DE CARAGUATUBA LITORAL NORTE - SAO PAULO

PROJECCAO DE OLGA CRUZ
ESCALA DE J. CRUZ + D. CRUZ
DUAS CARTOGRAFICAS: ANTE-PROJ. Nº 243,
DE 1:3,4,5 + D. D. E. R. - 4

ESTUDO PARA APROVEITAM. DO POTENCIAL II
HIDROELECTRICO DA BACIA DO ALTO PARANAIBA,
FH. Nº 1,5,3,4 + D. A. E. E. - C. E. S. P.

- | | |
|--|---|
| <p>TOPOGRAFIA E MORFOLOGIA</p> <ul style="list-style-type: none"> ALTISSIMOS (ACIMA DE 1000M) ALTITUDES ENTRE 700 + 800M BORDES DO PLANALTO SOLAS DE ALTITUDE CULMINS ALTO NIVEL NIVEL INTERMEDIO NIVEL MEDIO BAIXO NIVEL NAUTICA (SEM QUANTO DEGRADAÇÃO) ABRANCO DE OCEANO E PROLONGAMENTO DE OCEANO CONTORNO ANGULOSO ENTRE BARRAS VERTICAIS E HORIZONTAIS CONTORNO CURVADO ENTRE BARRAS VERTICAIS E HORIZONTAIS REBARBO TERÇADO PLATAFORMA DE ABRANCO MARITIMO <p>HIDROGRAFIA</p> <ul style="list-style-type: none"> BARRAGEM TERRESTRE E TERRESTRE NA SUBSIDENCIA FRESCAS BRANCOAS <p>ESTRUTURA</p> <ul style="list-style-type: none"> LINEAS ESTRUTURAIS DIFERES DE CONTORNO DE ALTIMETRIA | <p>FORMAÇÕES SEDIMENTARES</p> <ul style="list-style-type: none"> SOLOS ORIZONTAIS SOLOS ALUVIAIS SOLOS CALVIA-ALUVIAIS TALUDES DE SETORES DOLYPTAS AREIAS MARINHAS AREIAS MARINHAS-ALTAS TERÇADAS AREIAS PRASIAS <p>AÇÕES ANTRÓPICAS</p> <ul style="list-style-type: none"> ESTRADAS RODADIAS ESTRADA DE PISTONHAS TRACADO - PERFIL TOPOGRAFICO CIPADE <p>LITOLOGIA</p> <ul style="list-style-type: none"> dg biotite granitos gf granitos foliculados gr granito grg granitos grt granitos ip gneiss lp leptito lt leucocrato mg migmatito |
|--|---|

ESCALA - 1 : 40 000

Fig. 1

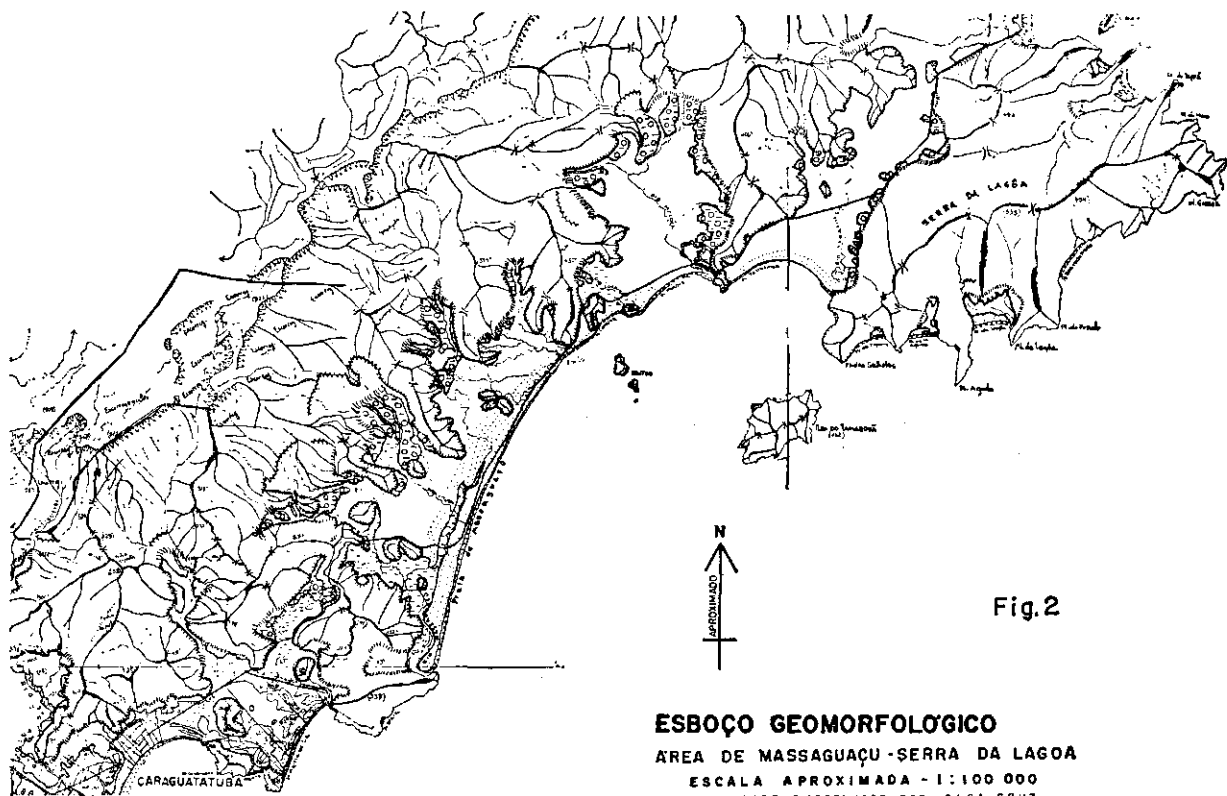


Fig.2

já precário quadro econômico da área, o que foi traduzido pelo abandono das culturas, pastagens e pelo êxodo rural. E também, mais uma vez, constatou-se a fragilidade das ligações entre litoral e planalto no Estado de São Paulo. O estudo de MONSEN JR. (1963) revela algumas características destas ligações.

No entanto, os primeiros trabalhos de campo revelaram a maior extensão da área atingida pelos escorregamentos, abrangendo parte da baixada de Massaguaçu. O exame das fotografias aéreas confirmou este fato, ressaltando a importância dessa área vizinha, que se revelou também como um prolongamento estrutural da de Caraguatatuba. Esta continuidade é dada pela serra de Massaguaçu e por um conjunto de patamares que se aproximam do mar, prosseguindo na direção nordeste até a serra da Lagoa (área limítrofe dos municípios de Caraguatatuba e Ubatuba) e ilha do Tamanduá, para então mergulhar no mar. É dada também pelos depósitos de pé-de-escarpa, grandes taludes detríticos que merecem atenção especial (fig. 2).

A confecção dos "over-lays", ou melhor, dos decalques e esboços fotointerpretativos da área da beira do planalto de São Sebastião e serra do Dom mostrou a necessidade de incluir também todo o grande eixo estrutural do planalto de São Sebastião, que a costa contorna com o canal. Este eixo apresenta os altos cumes da ilha de São Sebastião, assim como os recortes litorâneos até as praias de Maresias, Boiçucanga e Camburi, área em que a costa dele se desprende e torna a seguir em grandes linhas, rumo a sudoeste (fig. 3). As curvas batimétricas do canal de São Sebastião foram examinadas de acordo com o levantamento batimétrico do canal, efetuado pelo Instituto Oceanográfico da U.S.P.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO E COMPARTIMENTAÇÃO GERAL : PLANALTOS, ESCARPAS E BAIXADAS

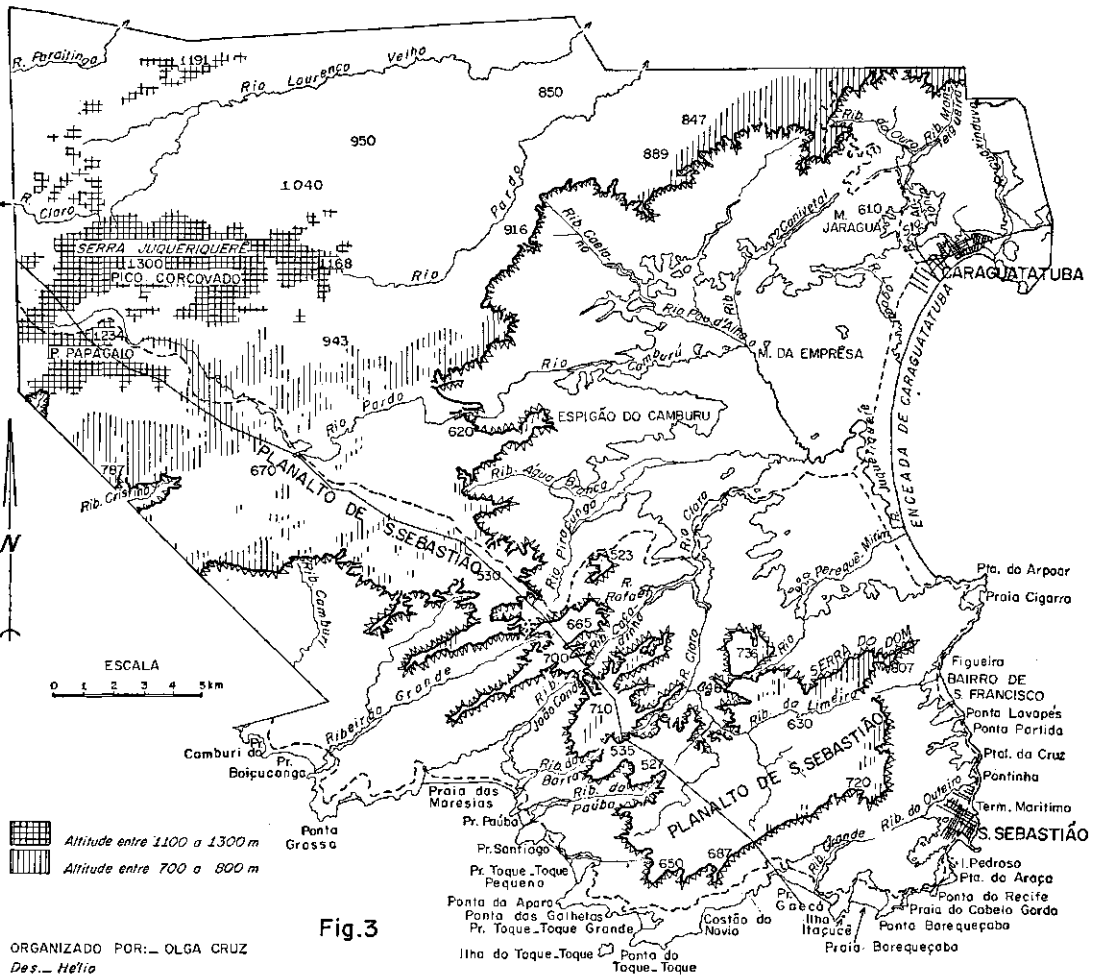


Fig.3

e reduzido à mesma escala aproximada do esboço (1:25.000). A deficiente continuidade de certas faixas aerofotogramétricas, tais como as da área serrana de Mococa e Tabatinga, a visão estereoscópica deformada das formas de relevo pelos desvios aerofotogramétricos próprios de áreas de desníveis bruscos, a falta de ponto de apoio cartográfico em boas cartas regionais, dificultaram bastante a confecção de esboços, representando as áreas que não puderam ser cartografadas na carta geomorfológica.

A inclusão dos dois setores ao norte e ao sul da baixada de Caraguatatuba foi feita então com o objetivo de chegar a uma interpretação global, tanto sob o ponto de vista estrutural, morfológico e hidrográfico, como sobretudo para um estudo da "fisiologia" da paisagem, que implica no conhecimento da dinâmica dos processos morfogenéticos. Essa dinâmica é intensificada em áreas escarpadas como as da costa sudeste do Brasil, sujeitas a sistemas atmosféricos tropicais úmidos. Tais sistemas são influenciados pelo contraste e choque das massas tropicais

quentes com as massas frias procedentes do Sul, assim como pelo estacionamento de suas respectivas frentes ao longo do litoral escarpado. Por isso, são áreas de intensa dinamização das vertentes.

Marcas de escorregamentos constatadas nas fotografias aéreas de 1962 mostram que também essas áreas anexadas foram atingidas anteriormente, em pequena escala, por fenômenos idênticos aos da catástrofe de 1967. Isto pode ser verificado nas escarpas de Massaguaçu, nas de São Sebastião e nas que se situam à retaguarda da praia de Boiçucanga, a sudeste de Maresias.

A carta geomorfológica foi feita com base no levantamento topográfico do Departamento de Estradas de Rodagem e pelas Centrais Elétricas do Estado de São Paulo, com equidistância das curvas de nível de 10 em 10 metros. O fundo cartográfico ajudou a definir mais exatamente o que se constatou no campo e nas fotografias aéreas. Definiu o planalto com todos os seus rebaixamentos e núcleos mais altos, o relevo mamelonado e o seu seccionamento por recuo de cabeceiras dos rios das escarpas. Estas estão representadas por curvas de níveis mais cerradas, indicando os fortes declives, alargando-se nas suas médias e baixas encostas, onde se localizam os níveis. Enfim, os setores mais planos das baixadas identificam-se pela ausência quase total das curvas de nível.

O inventário de um estudo geomorfológico deve ser apoiado sempre em cartas topográficas detalhadas, que poderão ser reduzidas depois para uma escala menor, se houver necessidade. Não foram efetuados ainda levantamentos topográficos do litoral sul e norte do Estado, existindo apenas alguns localizados, feitos por companhias particulares ou órgãos governamentais incumbidos da abertura de estradas, planejamento de algumas áreas litorâneas, etc. No momento em que forem publicadas as cartas topográficas da área pesquisada poder-se-á superpor os dados, lançados na Carta e no Esboço a essas cartas, fundindo-os num só documento cartográfico.

Compartimentação

Um dos objetivos da carta geomorfológica em anexo é fazer transparecer a compartimentação, sobretudo morfológica, hidrográfica e deposicional, com estruturas superficiais inerentes a cada compartimento. Cada unidade de compartimentação apresenta subunidades ou setores distintos.

Primeira unidade: planaltos serranos. Suas formas são mamelonadas com espesso manto de regolito e restos de detritos mais grosseiros sob a forma clássica de linha de pedra ("stone line"). A influência da estrutura é fundamental para a direção das cristas e vales, rebaixamento e levantamento de blocos. A ação antrópica tem sido intensa em algumas áreas, com depredação enorme da paisagem. A drenagem é dendrítica nas cabeceiras, em função dos morros mamelonados, porém retilínea, retangular, em baioneta, contorcida, ou em treliça, em função do arcabouço estrutural, sobretudo nos médios e baixos cursos. Apresentam duas subunidades:

- a — superfícies de aplainamento regional
- b — níveis de aplainamento embutidos nas superfícies.

Os planaltos focalizados fazem parte da área estudada, mas não foram objeto de trabalho de campo como o foram as baixadas e parte das escarpas. No entanto, seu enfoque é imprescindível para acentuar

a diferenciação desses compartimentos sob os aspectos topográficos morfológicos e estruturais. Tais aspectos são típicos de toda a borda da fachada atlântica do sudeste brasileiro.

Segunda unidade: escarpas costeiras. São áreas predominantemente de desgaste, com grande dinamização geomorfológica e alta influência estrutural. A ação antrópica é limitada aos baixos e médios níveis, até 200—300 m. Há predominância de declives mais íngremes com índices acima de 40% nos altos das escarpas. Os baixos níveis, patamares intermediários e rampas de desgaste apresentam encostas mais suaves. A drenagem apresenta escoamento violento, com formação de corredeiras, lajeados e cachoeiras. Nos altos das vertentes íngremes o escoamento é temporário, dependendo das pancadas de chuva e alimentação do lençol aquífero. Seus setores apresentam formas diversas:

- a — cristas, colos, vales e vertentes abruptas
- b — alto das escarpas
- c — patamares intermediários
- d — baixos níveis de transição entre os patamares intermediários e as planícies
- e — rampas de desgaste.

Terceira unidade: planícies costeiras — baixadas. São áreas de deposição predominante, com menor dinamização geomorfológica, porém maior ocupação humana e conseqüente acentuação dos processos antrópicos. A drenagem é divagante e seu traçado depende da evolução e progressão dos depósitos. Os “shantungs”, relevos residuais, aparecem isolados nas baixadas. Os setores das baixadas são caracterizados por depósitos diversos:

- a — praias, restingas em processo, bancos arenosos emersos, submersos e aterros
- b — terraços marinhos em feixe de cordões arenosos frontais mais recentes; terraços marinhos em feixe de cordões arenosos menos recentes; terraços marinhos mais altos e remanescentes
- c — depressões úmidas com solos orgânicos
- d — terraços fluviais e colúvio-aluviais
- e — terraços e taludes de detritos coluviais de pé de encosta.

Quarta unidade: a linha de costa. Notam-se os contrastes da linha de costa nas três seguintes subunidades:

- a — São Sebastião

A partir de Camburi-Maresias a linha de costa desdobra-se no sentido W-E em costões e pontas rochosas, entremeadas de pequeninas planícies costeiras. Esporões mergulham no oceano em patamares, parecendo emergir em ilhotas costeiras, como por exemplo a de Toque-Toque, em tipo de costa afogada. Predominam áreas de desgaste em contraposição às de acumulação. O planalto Atlântico aproxima-se do mar pelo planalto de São Sebastião e serra do Dom. O brusco desvio da costa em direção N-S é provocado pela imensa intrusão alcalina que alcança 1.379 m de altitude na ilha de São Sebastião. Esta é separada do continente pelo canal com profundidades médias entre 30 e 35 m, chegando a 50 no trecho entre a ponta de Barequeçaba e o terminal da Petrobrás, acentuando o desnível com os picos e morros laterais.

O planalto de São Sebastião é um subcompartimento rebaixado do planalto Atlântico de São Paulo e funciona como divisor de águas dos rios que demandam a baixada de Caraguatatuba e as pequenas baixadas entre São Sebastião e Maresias. Contrasta com as áreas mais elevadas da chamada serra do Juqueriquerê (considerada por alguns autores como desdobramento da serra do Mar) e com os setores mais elevados dos planaltos do alto Tietê e do alto Paraibuna. É bastante dissecado pelos formadores das bacias dos rios Claro, Piraçununga e Pardo. O rio Pardo, que ao descer da serra toma o nome de Camburu, une-se a outros afluentes, passando a se chamar Juqueriquerê. É, por assim dizer, o rio subsequente ao núcleo mais alto da serra do Juqueriquerê. Seu vale é muito atingido por acidentes tectônicos, criando linhas de fraqueza que esfacelam e rebaixam o planalto, condicionando a drenagem a um traçado retangular nítido.

b — Caraguatatuba

Salientam-se neste setor o brusco desvio da costa para o norte, o recuo das escarpas para o interior e o consequente preenchimento desse anfiteatro serrano por uma vasta planície sedimentar litorânea. Pelas suas dimensões, a planície de Caraguatatuba constitui uma exceção na costa do litoral norte do Estado de São Paulo, a partir da praia do Una até a divisa com o Estado do Rio. Nela predominam formações marinhas e aluviais e se desenvolve a bacia do rio Juqueriquerê. Ao norte e noroeste da baixada de Caraguatatuba as escarpas voltam a se aproximar do mar, tornando a mergulhar seus esporões no oceano sem apresentar condições para o desenvolvimento de planícies maiores.

c — Massaguaçu

Este setor vai do morro do Jaraguá, nas vizinhanças da cidade de Caraguatatuba, até a serra da Lagoa e a direção da linha de costa retorna a NE-SW. O morro do Jaraguá constitui um relevo residual, rebaixado em relação à serra do Mar. A serra da Lagoa, também residual e rebaixada, já isolada da serra, é ligada ao continente por um tómbolo fossilizado em parte por deposições continentais. Suas encostas mergulham direto no mar; pode-se afirmar que é, no litoral norte, um dos únicos maciços costeiros já ligados ao continente por formações sedimentares recentes, em forma de tómbolo. Do ponto de vista estrutural, a ilha do Tamanduá é uma continuação em arco desta serra, que prossegue no litoral norte pelas ilhas do Mar Virado, Anchieta e outras menores. Infelizmente tais áreas não possuem qualquer levantamento topográfico, razão pela qual não foi incluída na carta geomorfológica.

2 — Os Planaltos Serranos

A área estudada de acordo com a divisão geomorfológica do Estado de São Paulo proposta por ALMEIDA (1964) abrange, no planalto Atlântico, parte dos planaltos Paulistano e de Paraitinga e, na Província Costeira, parte da serra da Costeira, serra do Mar e baixadas litorâneas. Escrevendo sobre o planalto Paulistano o autor refere-se à direção geral ENE das estruturas antigas do planalto Atlântico e à disposição de faixas de rochas metassedimentares, com metamorfismo em geral decrescente, da borda atlântica do planalto para o seu interior. Dentre essas faixas, incluem-se as faixas de biotita gnaiesses e de gnaiesses gra-

níticos que suportam os festões da serra do Mar diante do planalto Paulistano. Tais faixas penetram amplamente para o interior, onde se alojam as nascentes do rio Tietê e limitam o planalto Paulistano com o de Paraitinga que é drenado pela bacia do Paraíba.

A área abrangida pelos confins da alta bacia do Tietê—rio Claro e Paraitinga, a noroeste da carta geomorfológica, é de transição entre o planalto Paulistano e o de Paraitinga. Este, drenado pela bacia do Paraíba (rios Lourenço Velho, Pardo e ribeirão dos Prazeres) forma o que foi chamado de planalto do Alto Paraíba nos contrafortes da serra do Juqueriquerê e atinge 1.000 m de altitude. O planalto de São Sebastião seria então um subcompartimento rebaixado, separado dos planaltos Paulistano e do Alto Paraíba pela serra do Juqueriquerê.

Assim foram identificados quatro subunidades:

- 1.^a — planalto de São Sebastião, com altitudes entre 500 e 800 m a sul e a oeste da carta, drenado pelos rios da vertente atlântica
- 2.^a — parte do planalto Paulistano, a noroeste, com altitudes superiores a 900 m, atingindo 1.000 m no sopé da serra do Juqueriquerê. É drenado pelos altos rios Claro e Paraitinga, da bacia do rio Tietê
- 3.^a — planalto do alto Paraíba a norte e nordeste, atinge 1.000 m nos sopés da serra do Juqueriquerê na área drenada pela bacia do rio Lourenço Velho, descendo para 900 e 700 m do alto Paraíba
- 4.^a — serra do Juqueriquerê, com altitudes superiores a 1.300 m, centro dispersor de águas das três unidades acima.

Algumas características geomorfológicas dos planaltos e suas superfícies de aplainamento

A área é caracterizada por intensa mamelonização das formas de relevo e representa uma parte da área *core* dos “mares de morros” a que se refere AB’SABER (1966, 1970 e 1971).

FREITAS (1951 a), falando sobre as “superfícies de erosão no Complexo Cristalino Brasileiro”, refere-se a superfícies de erosão policíclicas, em dois níveis regionais distintos de erosão, além dos outros mais elevados no núcleo Austro-Brasília do Escudo Brasileiro. Para o autor seriam dois “peneplanos” superpostos, sucessivamente retomados pela erosão. Corresponderiam a uma variação geral no nível de base da hidrografia, significando recorrência de levantamentos epirogênicos a partir do fim do Mesozóico. A superfície de nível inferior é a mais importante pelos resultados morfológicos acarretados: fraturação e falhamento do Escudo Brasileiro em blocos escalonados, muralhas, fossas e vales de afundimento. Foi designado nível A e situa-se entre 800 e 1.000 m. Estabelecido no Terciário até começos do Quaternário, localiza-se de modo geral junto à escarpa da serra do Mar e da Mantiqueira e desenvolve-se no Brasil meridional e central com um pendor para NNW. Constitui a mais recente superfície de erosão, com retomadas erosivas em consequência de movimentos epirogênicos modernos. Acima do nível A encontram-se restos de um “peneplano” mais antigo, o nível B, estabelecido até o fim do Cretáceo. Seus testemunhos, entre 1.200 e 1.400 m, apesar de ainda bem marcados na topografia, são menos contínuos do que os do nível A.

AB’SABER (1954) refere-se ao nível de erosão de São Paulo, entre 800-830 m, formado após a cessação da fase deposicional da bacia de

São Paulo no Plioceno. De acordo com James, Moraes Rego e Souza Santos, reconhece que a superfície de erosão da região de São Paulo se encontra embutida nos largos desvãos de um nível de erosão anterior, rejuvenescido, hoje elevado a 1.000-1.275 m e que corresponde ao peneplano eocênico de MORAES REGO (1932), ou ao nível das Cristas Médias de DE MARTONNE (1940). AB'SABER refere-se ainda à superfície de São Paulo, seccionando indiferentemente formações cristalinas antigas, as mais diversas, e camadas sedimentares dos testemunhos e das indentações locais da bacia de São Paulo.

ALMEIDA (1958, 1964) refere-se à superfície de erosão do alto Tietê, que subsiste no subnivelamento dos cimos dos morros mamelonados entre 800-850 m e que corresponderia à "superfície neógena" de De Martonne. Cita indícios de uma elevada superfície de erosão na bacia do Paraibuna, de fácil constatação entre este rio e a crista da serra do Mar, em altitudes de cerca de 900 m. Sugere que a mesma tenha se desenvolvido como extensão da do alto Tietê. Segundo o autor, a primeira superfície inclinar-se-ia para juzante e para o eixo dos vales. Teria maior expressão na área fora da de Salesópolis, onde afloram micaxistos, gnaisses micáceos e outras rochas menos resistentes que as das soleiras a montante, das quais a serra do Juqueriquerê e as escarpas da serra do Mar são exemplos. Seria cenozóica, posterior à superfície Japi e anterior à sedimentação das "camadas de São Paulo", acumuladas em depressão tectônica, que afetou a superfície.

Assim a serra do Juqueriquerê, que atinge altitudes de 1.100 a 1.310 m, corresponderia a restos da superfície das Cristas Médias de De Martonne ou da superfície Japi referida por Almeida. Este autor (1964) afirma mesmo ter-se estabelecido a superfície de erosão do alto Tietê pela destruição da superfície Japi. Os planaltos do alto Tietê e do alto Paraibuna corresponderiam a áreas limítrofes entre os planaltos denominados, por Almeida, de Paulistano e Paraitinga, coroados pelas superfícies do alto Tietê e do alto Paraitinga. O nível A de FREITAS (1951 a) corresponderia, pois, à superfície de erosão de São Paulo, (AB'SABER, 1954) ou do alto Tietê (ALMEIDA, 1958 e 1964), continuada pela do alto Paraitinga (ALMEIDA, 1964) representada na área de pesquisa pela superfície que coroa os altos do planalto do alto Tietê e alto Paraibuna. O nível B corresponderia à superfície das Cristas Médias ou do Japi, expressa na área pela serra do Juqueriquerê.

A serra do Juqueriquerê, de direção NE-SW, estende-se desde as cabeceiras do rio Lourenço Velho e ribeirão dos Couros, na divisa com os municípios de Caraguatatuba, Paraibuna, Salesópolis e São Sebastião, até a pedra da Boracéia, na divisa dos municípios de Santos, Salesópolis e São Sebastião. É o grande divisor de águas, separando as três subunidades do planalto, acima referidas. Talhada em faixas de granitos e gnaisses mais resistentes de metamorfismo regional e ultra-metamorfismo, contrasta com as faixas menos resistentes de menor metamorfismo que ocorrem na área a oeste de Salesópolis.

Quando se percorre a estrada que entra para Salesópolis entre os km 174 e 175 da rodovia Paraibuna—Caraguatatuba, tem-se uma boa visão do relevo. Sobem-se lentamente do vale do ribeirão do Cedro — bacia do rio Lourenço Velho, até 1.040 m nos contrafortes da serra. São bem visíveis ao longe os recortes dos picos mais altos e vestígios de aplainamentos nos topos dos morros e patamares. Estes, retocados pela mamelonização, apresentam vertentes e ombreiras arredondadas. Na estrada nova aberta pela Petrobrás (a partir de Salesópolis), da serra do Juqueriquerê à baixada de Caraguatatuba, pode-se observar uma boa seqüência de paisagens desse planalto, destacando-se as deposições detríticas grosseiras, cascalhentas, coroadas nos topos aplainados.

Das quatro subunidades planálticas é, sem dúvida, o planalto de São Sebastião a que mais se destaca. Seu aspecto é rebaixado, com altitudes, na sua grande maioria, inferiores a 700 m e só atinge os 800 m nos sopés das serras do Juqueriquerê e do Dom. Alcança 700 m nas beiradas do planalto, em frente à cidade de São Sebastião, em frente à praia de Gaecá e nos divisores de água entre as bacias do rio Claro e do rio Pardo (Camburu). Distingue-se também pela sua configuração e delimitação, mostrando a evolução das escarpas da serra do Mar nesse trecho, altamente atacadas pela erosão regressiva dos rios da vertente atlântica. Esta ação provoca o estrangulamento do planalto em diversos pontos e chega a seccioná-lo, originando morros residuais em frente às escarpas. É bem visível no mapa de localização (fig. 3) o estrangulamento dessa parte do planalto e a quase junção do rio Piraçununga com os ribeirões Grande e Itu, do ribeirão do João Conde com o ribeirão Caçadinha, do rio Claro com os ribeirões Caçadinha, da Barra e da Paúba. Este último, por sua vez, também quase se une ao rio Clarinho. O ribeirão do Jaraguá e o córrego da Onça estão a ponto de seccionar a porção do planalto em que se situa o pico do Jaraguá. Os rios Piraçununga e Rafael já isolaram os morros residuais que servem de divisores entre a bacia do rio Claro e a do Piraçununga. Parece haver nessa área do planalto, no ponto em que se desdobra para Leste, uma grande concentração de linhas e rebaixamentos tectônicos que contrastam com os blocos mais altos a noroeste da serra do Juqueriquerê e com a serra do Dom a leste. O ribeirão da Limeira também parece ocupar uma linha de fraqueza de origem tectônica que, no bairro São Francisco, se prolonga pelo vale do ribeirão da Paúba. Essas zonas de fraqueza tectônica são bem visíveis nas fotografias aéreas. Elas se cruzam nas direções SW-NE e E-W, esfacelando esse trecho do planalto, provavelmente por remobilização tectônica.

Em conseqüência disso, o padrão de drenagem obedece totalmente à influência estrutural, com tipos de drenagem retilínea, contorcida, em baioneta e em treliça. Nas áreas de cabeceiras, porém, a drenagem é sempre dendrítica.

É difícil saber até que ponto são feitos de epirogênese os blocos rebaixados, como o planalto de São Sebastião, ou sobrelevados, como a serra do Juqueriquerê, por falta de conhecimentos geológicos da área. Percorreu-se em 1971, na mesma ocasião em que Freitas efetuou um levantamento geológico provisório, a estrada da Petrobrás ainda não terminada, mas cujo traçado já foi lançado na Carta; apresenta cortes que deixam as rochas à mostra e que poderão oferecer novas e abundantes oportunidades para esse conhecimento geológico. Embora por aí tivesse passado a antiga estrada do Dória, de há muito tempo abandonada, as áreas da face sudeste da serra do Juqueriquerê e do planalto de São Sebastião são quase totalmente desconhecidas.

O que se pode adiantar, de acordo com o levantamento geológico provisório ao longo da estrada, é que a serra do Juqueriquerê com os picos do Corcovado e Papagaio, compõe-se de rochas graníticas e gnáissicas granitizadas mais resistentes. Tais rochas continuam ocorrendo numa faixa para nordeste, pelo menos até Ubatuba e para o oeste e sudoeste, pelo menos até a pedra da Boracéia, formando boa parte das escarpas da serra do Mar no litoral norte. Ocorrem em meio aos migmatitos do Bloco Costeiro, assim chamado por COUTINHO (1971). Essa faixa de metamorfismo regional compõe-se de gnáisses facoidais, leptitos, leptinitos, leptinólitos, gnáisses graníticos, granitos pórfiros, leptitos, biótita gnáisses e rochas de ultrametamorfismo como os migmatitos. No parecer de ALMEIDA (1964), esses gnáisses mais resistentes sustentam os paredões da serra do Mar. Contrastam com as formações

do Bloco Cotia e, sobretudo, com as do Bloco São Roque (filitos, mica-xistos, gnaisses micáceos (paragnaisses) que, na área, ocorrem a oeste de Salesópolis.

No setor de transição para o planalto do alto Paraibuna nota-se que os rios não recuam nas escarpas. Suas cabeceiras enfrentam a faixa mais resistente de gnaisses de metamorfismo regional, de direção W-SW e E-NE, agora com altitudes entre 150 e 800 m. Os ribeirões da Divisa, do Pau d'Alho e Caetano, por exemplo, têm suas origens em nascentes que minam dos paredões abruptos, quase verticais e provocam seu festonamento. A partir deste festonamento a serra inflete para nordeste, fechando a baixada de Caraguatatuba. Os esporões que daí descem servem de divisores entre as bacias dos rios Santo Antônio, Guaxinduva-Ipiranga e Massaguaçu. É o planalto do alto Paraibuna que aí se apresenta em altitudes que vão desde 750 m, às bordas da serra de Caraguatatuba, até 900 m nos altos da serra de Massaguaçu. Embora se apresente também desgastado por grandes festonamentos, causados pelos formadores dos rios acima citados, é um planalto de aspecto bem mais maciço que o de São Sebastião.

Os pequenos rios da vertente atlântica, pertencentes às bacias acima citadas, e mais ainda o rio Casqueiro, o Jituba, um outro que vem desaguar nas proximidades da localidade de Massaguaçu, o Mococa, o Cocaina, entre muitos, mal arranham as bordas dos planaltos. Às vezes há um entrelaçamento de suas cabeceiras com os afluentes da bacia do Paraibuna, por entre os morros mamelonados. Como exemplo pode-se citar as cabeceiras do rio Negro (bacia do Paraibuna) quase se confundindo com as do ribeirão do Ouro (bacia do Santo Antônio). O mesmo ocorre entre os pequeninos afluentes do Paraibuna e as cabeceiras do rio Mococa e do rio que deságua na vila de Massaguaçu. Estes rios que descem as serras de Caraguatatuba e de Massaguaçu não têm, pois, nenhuma relação com o planalto do alto Paraibuna, nem nenhuma significação pelo seu tamanho, mas têm um poder destrutivo enorme nas vertentes escarpadas

Apresentação do perfil topográfico-geológico (fig. 4)

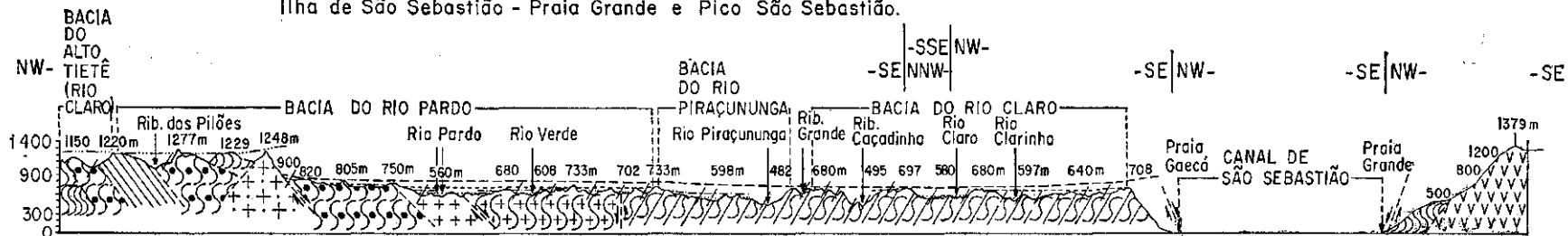
Para uma melhor caracterização do planalto de São Sebastião foi executado o perfil topográfico de direção NNW-SSE, seguindo aproximadamente o trajeto da estrada da Petrobrás. Seu traçado foi lançado na fig 3. Ao perfil foram superpostos dados geológicos.

O bloco mais alto faz parte da serra do Juqueriquerê, com altitudes de 1.150 e 1.277 m, correspondendo à superfície das Cristas Médias e onde se localizam as cabeceiras do rio Claro (bacia do alto Tietê) e rio Pardo (bacia do Juqueriquerê-vertente atlântica). Zona de rochas de metamorfismo regional aí ocorrem, de NNW para SSE, leptinitos, leptinólitos, gnaisses facoidais, leptitos.

Separados do bloco mais alto por prováveis linhas de falhamentos, que fizeram descer os restos da superfície mais alta para o nível de 700-820 m, ocorrem novamente leptinitos com granitos e granitos gnaissificados continuados por migmatitos. Neste bloco rebaixado desenvolve-se amplamente a bacia do rio Pardo. Este, assim como seu afluente rio Verde, seriam rios subseqüentes, em frente à escarpa da serra do Juqueriquerê, assim como os ribeirões Novo e Cristina. O rio Pardo desce a serra do Juqueriquerê em direção à baixada de Caraguatatuba, seguindo essa linha subseqüente e não em direção às áreas mais baixas do planalto de São Sebastião. Isto faz supor que este planalto se compõe de blocos estanques, dentro dos quais se organiza a drenagem subse-

PERFIL TOPOGRÁFICO - GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO

Seções: Serra do Juqueriquerê - Planalto e Escarpa de São Sebastião - Praia Gaecá - Canal - Ilha de São Sebastião - Praia Grande e Pico São Sebastião.



- Remanescente da superfície das cristas médias 1100 - 1300 m — Serra do Juqueriquerê
- Superfície subnivelada 700-800 m — Planalto de São Sebastião
- Superfície subnivelada 650 - 700 - 750 m — nos altos dos divisores d'água
- Nível superior 600 - 650 m — embutido nos compartimentos rebaixados do planalto
- Nível inferior 500 - 630 m — embutido no nível superior

- ++++ Granitos
- GGGGG (+) (+) (+) (+) (+) Granitos gnaissificados
- SSSSSSS Gnaisses facoidais
- SSSSSSS Leptinites
- ++++ Leptitos

- ////// Leptinitos
- SSSSSSS Migmatitos
- vvvvvvv Rochas alcalinas
- Contato litológico aproximado
- / Lineamento fotogeológico
- Prováveis falhamentos

Escala Horizontal Aproximada 1:250 000

Fig. 4

qüente das duas vertentes atlânticas. A bacia do rio Pardo reentalhou os restos da superfície rebaixada e formou, a 700 e 800 m, aquela que corresponde à superfície do alto Tietê ou de São Paulo, da qual a serra do Dom seria um testemunho.

As bacias dos rios Piraçununga e Claro dissecaram mais profundamente o planalto de São Sebastião, favorecidas pelas inúmeras linhas de fraqueza tectônicas que aparecem muito bem nas fotografias aéreas e estão registradas no perfil. Em consequência, os rios têm facilidade de aprofundamento; o talvegue do rio Piraçununga atinge 420 m, o do ribeirão Caçadinha, 400 m, o do rio Claro, 500 m, e o do ribeirão Clarinho, 490 m. Além disso, os rios do outro lado da vertente atlântica, também por erosão remontante, ajudam a dissecar o planalto de São Sebastião, certamente nas linhas de fraqueza tectônicas. Sobretudo nas bacias do rio Claro e Piraçununga ocorrem, embutidos nos vales, níveis e ombreiras seccionando os restos da superfície de 700-800 m. Tais formas, esculpidas nos migmatitos, resultam de soerguimentos e consequentemente reentalhamentos por novas fases erosivas. Assim, foi possível distinguir um outro nível a 750-650 m nos altos divisores de água, representando um rebaixamento da superfície anterior, portanto com restos da superfície do alto Tietê.

Foram distinguidos também outros dois níveis:

- o de 600-650 m, embutidos nos compartimentos rebaixados do planalto (Quaternário antigo?)
- o de 500-630 m (Quaternário recente e atual?)

O nível de 650-750 m relacionar-se-ia às superfícies locais rebaixadas observadas por AB'SABER (1957 e 1960) no reverso da serra do Mar, em áreas contíguas à região de São Paulo, em adiantado estado de evolução. Delas restou uma topografia com altitudes que variam de 780-800 m no topo dos morros, a 745-760 m nos vales principais, e que corresponderiam, no perfil, ao nível de 650-750 m. Essas altitudes definiriam superfícies locais em ligeira eversão. Os níveis de 600-650 m e 500-630 m corresponderiam a um ciclo quaternário ou pós-deposição das camadas de São Paulo, representado pela fase atual, que reentalhou a superfície A de FREITAS e as superfícies locais de eversão de AB'SABER (1957 e 1960).

A serra do Juqueriquerê corresponderia à superfície mais alta e mais antiga, esculpida antes da fase "dos falhamentos que após o Cretáceo, em um ou mais ciclos, soergueu e empinou a borda Sudeste dos maciços antigos brasileiros" (AB'SABER, 1954). Tais falhamentos, referentes à fase I de formação da serra do Mar (AB'SABER, 1962), esfacelaram essa superfície que, a partir do Paleoceno, começou a ser retrabalhada, correspondendo à do alto Tietê ou São Paulo.

Concluindo, houve uma erosão diferencial, a partir do núcleo mais resistente da serra do Juqueriquerê, com fases de aplainamentos, controladas pelo dinamismo da tectônica.

Aspectos do relevo mamelonado

Tanto a serra do Juqueriquerê como as três unidades do Planalto apresentam-se bem caracterizadas pela mamelonização das formas e pelas boas amplitudes topográficas entre os topos e as planícies fluviais e baixos terraços. A orientação predominante ENE e NNE (de 20 a 30°) é a seguida tanto pelo alinhamento das cristas dos morros como pelos corpos intrusivos e diques. Como muito bem observou ALMEIDA (1964),

essas orientações se refletem no traçado dos pequenos rios, em corredores de uma dezena de quilômetros, abertos no “mar de morros” e proveitosamente utilizados pelas vias de comunicação. Esses corredores só são interrompidos em trechos onde os vales se estreitam e os rios se precipitam em rápidos e cachoeiras. Um exemplo disso é a cachoeira do rio Lourenço Velho, antes de receber o rio Negro, à esquerda do asfalto, de Paraibuna a Caraguatatuba.

Nas cabeceiras dos cursos d’água desenvolve-se, por entre os morros mamelonados, uma drenagem dendrítica, alimentada, sobretudo na estação mais seca, pelo lençol aquífero. Nos médios e baixos vales ocorrem várzeas muito largas e retilíneas, que se estreitam por entre esporões ou se alargam em alvéolos. Um exemplo deste fato pode ser observado na área de Varginha, bairro rural no município de Paraibuna, a 775 m de altitude, e na estrada de Paraibuna—Remédio, onde o Rio Lourenço Velho desenvolve uma típica várzea de planalto, com largura de 400 a 600 m. A jusante desse trecho estreita-se (100 m ou menos de largura), alargando-se em seguida (400-500 m). Na margem direita, onde se encosta o rio, os contatos da várzea com as baixas vertentes são retilíneos. Na margem esquerda desenvolvem-se os depósitos coluviais em rampas dissecadas e subdivididas pela drenagem e que se estendem até quase a metade da grande planície alveolar, fossilizando os baixos terraços. Corresponderiam às “rampas de colúvio” de BIGARELLA e MOUSINHO (1965).

As formações elúvio-coluviais que descem as vertentes podem ser remanejadas por ação fluvial durante as enchentes ou permanecer em deposições de pé de vertente. Assim, boa parte dos materiais de várzea é colúvio-aluvial e não apenas aluvial. Exceção feita às margens côncavas dos rios onde a corrente fluvial tem grande poder de desgaste e à potência de transporte das correntezas de enchente na estação úmida, o escoamento fluvial é fraco para, por si só, ser responsável pelo transporte e deposição nas planícies. Em áreas tropicais úmidas não se pode ignorar a importância do material coluvial, fornecido pelo manto de alteração e outras formações superficiais das vertentes, para o estabelecimento de planícies de fundo de vale. O controle do volume e qualidade desses materiais é de enorme importância para o conhecimento dos depósitos correlativos e conseqüentemente para o conhecimento da evolução da paisagem em paleoclimas diversos.

A corrente fluvial, com pouca força de desgaste em regimes tropicais úmidos, porque transporta apenas materiais finos, somente aprofunda o talvegue nessas formações colúvio-aluviais. Nunca poderá entalhar a rocha sã; estaciona sempre que a encontra, dando origem a corredeiras.

Observa-se também o desenvolvimento de canais de escoamento superficial nas encostas com pastagens, onde a mata, retirada na “época do café”, subsiste apenas no topo dos morros. Sem a mata protetora, esses canais aprofundam-se facilmente no manto superficial elúvio-coluvial. Formam, em zonas de adensamento de diáclases, uma bacia de recepção superior, côncava, com ruptura de declive entre ela e o canal médio mais profundo; os depósitos coluviais descem por esse canal e esparramam-se sobre a baixa encosta, terraços e várzeas. O alargamento desses canais faz-se pela ação do escoamento e da infiltração das águas pluviais que alimentam o lençol aquífero. Este poderá

alimentar bem essas zonas de bacia de captação das águas, tornando permanente o escoamento linear do fundo desses canais ou, pelo menos, fazendo com que permaneçam sempre úmidos, mesmo na estação seca. O alargamento também se faz pelo rastejo, solifluxão em lente, corridas de lama, deslizamentos e quedas de torrões de solo ressequido. Podem ser vistas por toda a parte, nas altas e médias encostas, as cicatrizes dos lugares que fornecem o material coluvial. A tais processos, acrescenta-se ainda o pisoteio do gado, sobretudo nas nascentes.

O conjunto propicia no tempo uma evolução do relevo (cujos pontos vulneráveis iniciais seriam as bacias de captação nas altas encostas e afloramentos do lençol na base de vertentes), pelo seccionamento parcial dos morros. Multiplicam-se então novas vertentes mamelonizadas que, por sua vez, se houver progressão, numa evolução mais avançada, se rebaixam e culminam num fracionamento total das formas, denominadas “meias laranjas”.

As áreas de cabeceiras, no contato rocha sã—rocha alterada—solo, onde surgem muitas nascentes, parecem ser os pontos básicos dessa evolução do relevo mamelonado no planalto. É claro que a retirada da mata propicia uma evolução muito mais rápida. Uma dessas bacias de recepção, situada na estrada São José dos Campos—Paraibuna, logo após a passagem pela ponte do rio Paraíba, poderia exemplificar essa evolução. A zona de oscilação do nível freático acha-se diretamente ligada ao escoamento do rio. As baixas vertentes apresentam-se arredondadas, com mantos detríticos superficiais vindos das altas encostas.

A marca inconfundível do sistema morfoclimático quente e úmido está nessas áreas de nascentes permanentemente úmidas e no arredondamento das ombreiras pelas formações superficiais elúvio-coluviais. Essas formações estão em geral caracterizadas por “linhas de seixos”, os paleopavimentos. O material coluvial transportado e depositado mais abaixo nas vertentes, sobretudo nas ombreiras e patamares, arredonda-os, via de regra, por cima do “paleopavimento”. No colúvio desenvolve-se um tipo de latossolo vermelho amarelo, fase arenosa, de cor mais pardacenta que o material subjacente eluvial ou coluvial.

A derrubada da mata, o uso excessivo dos pastos e o desgaste total desses solos, fáceis de serem remanuseados, facilitam a ocorrência de termiteiras em densidade elevada. Esses fatos, somados às marcas dos antigos cafezais, perpendiculares às curvas de níveis, ao pisoteio do gado, ao esfolamento do manto superficial, sujeito a intenso escoamento pluvial, especialmente no verão, e ainda a outros processos de ablação, criam uma paisagem de vertentes nuas e desgastadas, não diminuída pela presença de capoeiras baixas e ralas.

O contraste é evidente quando se observam restos da floresta Atlântica que ainda permanecem em alguns morros elevados e fundos de bacia de recepção. Essa paisagem ainda preservada torna-se tanto mais atraente quando combinada com pastagens ou arrozais nos fundos das várzeas, casario esparso e a tranquilidade de uma atmosfera ainda não poluída neste “Sertão do Paraibuna”, nos confins orientais do planalto Atlântico. Daí é fácil prever-se o aproveitamento paisagístico, no campo turístico, como área de passagem para as baixadas e praias do litoral norte, e mesmo econômico, pela proximidade da cidade de São Paulo, num futuro próximo. Isto será condicionado à abertura da estrada Salesópolis—São Sebastião, que irá unir este planalto à também futura rodovia Rio—Santos, como já o faz a estrada Paraibuna—Caraguatatuba.

3 — As Escarpas Costeiras

Aspectos das escarpas e suas direções no litoral norte

Não se poderia deixar de focalizar as escarpas costeiras da área de pesquisa sem enquadrá-las no conjunto de escarpas da serra do Mar no impropriamente chamado litoral norte. Por isto sua análise está sempre direta ou indiretamente ligada aos problemas geomorfológicos desta grande unidade litorânea regional do Estado.

As escarpas da serra do Mar que mais se aproximam do litoral são justamente essas do litoral norte, continuando no Estado do Rio, na área da baía da ilha Grande. Elas ocorrem sempre em forma de rebordos do planalto Atlântico, não apresentando maiores altitudes senão em torno de 800-1.000 m. Olhando-as de frente e ao longe, de Bertioga a Picinguaba, dão a impressão de grandes muralhas maciças, recortadas profundamente pelos canais de drenagem. Suas bordas superiores são geralmente aplainadas. Excepcionalmente ocorrem picos em forma de dentes caninos, como por exemplo o do Corcovado (1.063 m), a oeste da cidade de Ubatuba, o do pico do Jaraguá (736 m), nos fundos da baixada de Caraguatatuba, e outros. Seus esporões desdobram-se em patamares, às vezes em morros residuais salientes como o morro do Jaraguá (610 m), a sudoeste da cidade de Caraguatatuba. Outras vezes rebaixam-se, mergulham no mar e emergem em ilhas, como a do Toque-Toque (149 m), Anchieta (335 e 370 m), Tamanduá (162 m), Mar Virado (163 m), Prumirim (131 m), Comprida (91 m) e das Couves (108 m). Certos trechos demonstram tipo de litoral afogado como, por exemplo, entre as praias de Gaecá e Maresias-Camburi. Em outros, a serra recua, deixando desenvolver as baixadas, pequenas na maioria, raramente ampliadas como a de Caraguatatuba (FRANÇA, 1954).

O litoral sul e Baixada Santista apresentam, grosso modo, direção SW-NE. Mas a partir do término da ilha de Santo Amaro e de Bertioga o litoral norte perde lentamente a direção NE-SW e as escarpas apresentam-se em altitudes de 800-900 m. Na ponta de Itaguá e na praia de Guaratuba toma a direção E-W e as escarpas elevam-se acima de 1.200 m na pedra de Boracéia. A partir da barra do rio Una — morro do Mateus e da ponta Grossa do morro da Sobaia a oeste de Maresias (fig. 1), o litoral prolonga-se pelo planalto de São Sebastião, que se rebaixa e quase se fragmenta, tomando a direção leste, num vasto cotovelo recortado em pequenas praias e grandes interflúvios. As escarpas tomam então contato direto com o mar através de seus esporões, chegando mesmo no trecho do costão do Navio a mergulhar no oceano. As direções deste último setor litorâneo alinham-se de noroeste para sudeste, enquanto as cristas dos esporões possuem a direção principal NE-SW e o planalto rebaixa-se em altitudes de 600-800 m. As pequenas praias de Paúba, Santiago, Toque-Toque Pequeno, Galhetas, Toque-Toque Grande, Gaecá, Barequeçaba, Grande, exemplificaram essas direções. De Toque-Toque Grande a Gaecá a serra mergulha direto no mar com o nome de serra do Navio e constitui o limite continental do canal de São Sebastião. Mas é a partir da ponta de Barequeçaba que o canal se define como um corredor estreito entre o planalto e a ilha de São Sebastião. Suas profundidades tornam-se maiores, chegando a 50 m bem em frente à cidade de São Sebastião e estendendo-se às de 40 m até o terminal marítimo.

A partir da ponta do Araçá, a linha litorânea começa a se voltar na direção N-S. Esta é, grosso modo, a mesma direção do canal no momento em que se estreita, e das cristas da parte norte da ilha de

São Sebastião (maciço da Serraria — 1.285 m). As cristas do sul da ilha (maciço de São Sebastião 1.379 m) ainda se orientam de nordeste para sudoeste. A baixada de São Sebastião aloja-se nesse setor N-S, na frente oriental do planalto de São Sebastião, onde se destaca o morro do Outeiro (720 m). Os morros de Barequeçaba (384 m) e do Topo (146 m) apresentam-se em patamares que se rebaixam em direção ao canal.

A partir do pontal da Cruz essa direção N-S modifica-se, em função da saliência que faz a serra do Dom (entre 700 a 807 m) com suas cristas orientadas para Leste-Nordeste. Na enseada de Caraguatatuba o traçado N-S reaparece. As escarpas com o nome de serra de Caraguatatuba recuam para oeste e desdobram-se em esporões no fundo da baixada. Os rebordos do planalto de São Sebastião estão rebaixados a altitudes de 500 a 700 m. Só depois do entalhe profundo do rio Camburu as escarpas alteiam-se até 800-900 m, tomando a direção nordeste com o morro Jaraguá.

O esporão que separa a baixada de Caraguatatuba da de Massaguaçu mergulha no mar a partir de fortes declives e seu topo se situa a 238 m de altitude. A serra da Lagoa é a continuação de um dos esporões da serra de Massaguaçu e apresenta-se como um pequeno maciço litorâneo soldado ao continente por meio das baixadas de Tabatinga e Maranduba. Nela, à beira-mar, ocorrem altitudes de 441-535 m.

A partir da praia Martim Vaz as escarpas aproximam-se do mar e novamente ocorre um tipo de costa afogada, chegando mesmo a apresentar, nas bordas do planalto quase à beira-mar, na enseada de Fortaleza, o pico do Corcovado (1.063 m). A ilha do Mar Virado é a continuação do esporão da ponta de Fortaleza (328-222 m), entre a enseada do Mar Virado e a de Fortaleza. A ilha Anchieta, continuação da ponta Grossa (281 m), entre a enseada de Fortaleza e a do Flamengo é o eixo emerso pela qual se define nova direção N-S, com as enseadas de Toninhas, Grande, Itaguá, Ubatuba e Perequê-Açu, separadas pelas pontas do Espia (235 m), Grossa (327 m) e Ubatuba (100 m). Observa-se que, tal como na área de Caraguatatuba, a linha de costa de Ubatuba (fig. 5) e Perequê-Açu apresenta a direção N-S, com reentrâncias e formação de baixadas um pouco maiores do que aquelas do fundo das outras enseadas acima citadas. No entanto, as bordas serranas se apresentam aí mais maciças, com altitudes de até 950-1.100 m, apresentando porém morros residuais em frente à escarpa, como o do Caxambu (717 m) e o pico do Frade (550 m).

A partir da ponta do Respingador (239 m) e a praia do Itamumbuca, a direção da linha litorânea volta-se para nordeste. Novamente a serra se aproxima do mar, a oeste da praia do Prumirim, com o morro do Félix (797 m). Esporões submergem, deixando apenas vestígios nas ilhas e lajes que afloram em toda parte, nas enseadas de Ubatumirim e Picinguaba. Neste trecho, as pontas do Respingador, da Jamanta, do Arpoador e a ilha do Prumirim são costões rochosos quase contínuos, com mar agitado, em contraste com as enseadas calmas de Ubatumirim e Picinguaba. Estas duas enseadas abrem-se para sudoeste, encravadas entre esporões que descem da serra do Parati, na divisa do Estado do Rio de Janeiro. A serra do Parati é um avanço serrano do planalto Atlântico até o mar, na direção sudeste e apresenta picos montanhosos, como o do Cuscuzeiro (1.420 m) e o do Papagaio (1.200 m). Daí partem esporões para sudoeste e para nordeste, esses últimos afogados pelo mar, dando uma costa com recortes profundos, tipo dalmata, na parte sudoeste da baía da ilha Grande (região de Parati). Para sudoeste, ao contrário, os intervalos entre os esporões são preenchidos por sedi-

mentos marinhos frontais e colúvio-aluviais interiores, formando as baixadas e enseadas de Picinguaba e Ubatumirim.

A derradeira secção do litoral norte é rochosa; é a encosta sul do esporão que vem da serra do Parati, com muito pouco recorte e uma única pequena enseada, a do Camburi.

Como conclusão, toda a linha de costa do litoral norte é acompanhada de perto pelas escarpas da serra do Mar, em setores que mudam de direção de acordo com sua maior ou menor aproximação da serra até o oceano. Desta forma, a linha de costa é comandada por essas direções das escarpas e seus esporões, criando neste litoral um tipo de costa mista. Pode-se observar que, quando a direção da costa é NE-SW, seguindo as abas sudeste das cristas alinhadas NE-SW, há uma tendência da ocorrência de costas altas e maciças, com costões, mares agitados e pequenas praias-de-tombo. Esse é o caso dos costões do morro da Sobaia, do Navio, da serra do Dom entre Figueira e Cigarra, da serra da Lagoa, da aba sudeste da ilha Anchieta, do morro do Félix, da área desde a praia do Itamumbuca até a do Puruba, desde a ponta da Cruz e da Cabeçuda até a da Trindade, na divisa com o Estado do Rio. Já as costas com direção N-S, embora menos ocorrentes e menos expressivas quanto a sua extensão, apresentam-se reentrantes, com enseadas mais largas e praias de declives suaves e águas calmas como, por exemplo, a enseada de Caraguatatuba e a área Toninhas-Ubatuba-Perequê-Açu.

Referências acerca da origem e formas das escarpas no litoral norte

Se poucas referências bibliográficas há a respeito da serra do Mar, muito menos existem específicas sobre as mesmas no litoral norte do Estado de São Paulo.

BACKHEUSER (1918) achava que a serra seria "o mais seguro índice de um movimento positivo do litoral, em escarpas de falha combinadas com as fortes ações metassomáticas do clima", chamando a atenção para o "atual movimento negativo do mar e emersão da costa ainda não completada". Segundo ele, o canal de São Sebastião teve como origem uma falha submarina e os sambaquis encontrados em Caraguatatuba e São Sebastião, estudados por A. LÖFGREN (1893), tiveram uma origem natural e são vestígios do recuo do mar.

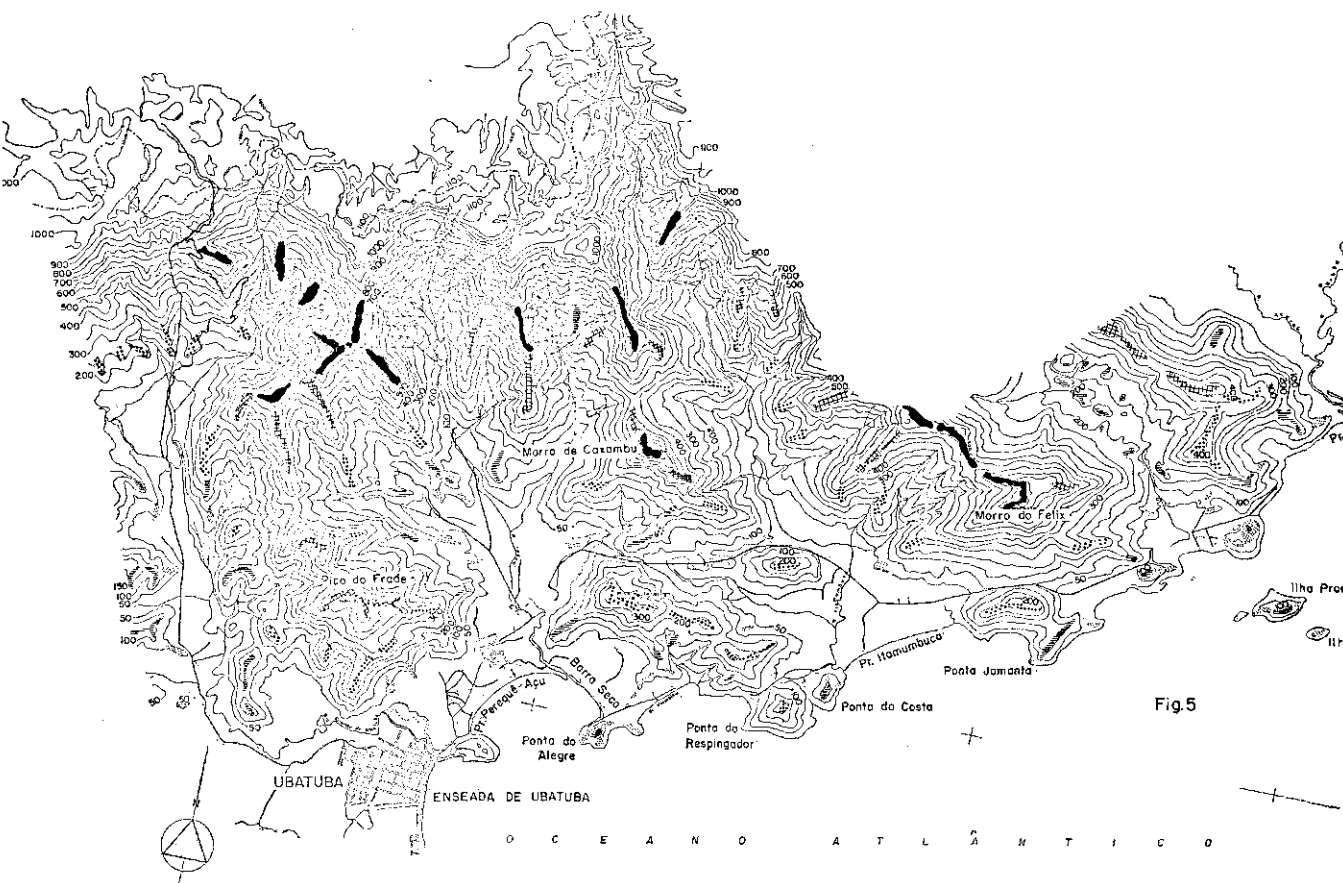
MORAES REGO (1932 e 1933) referiu-se às serras do Mar e Mantiqueira como partes de colossal dobra anticlinal e que subsistiram ao ciclo topográfico começado após o Eoceno. Os levantamentos do fim do Terciário de tipo epirogênico teriam fixado o contorno da costa. A um abaixamento pleistocênico e conseqüente submersão ter-se-ia sucedido um levantamento da costa com seus depósitos quaternários. O autor referiu-se também ao traçado de alguns cursos d'água do palnalto que se dirigiram para leste forçados por motivo de ordem estrutural, entre os quais poder-se-ia incluir o rio Pardo-Camburu-Juqueriquerê.

DE MARTONNE (1940) referiu-se ao momento decisivo do Neógeno, quando a dobra de fundo se exaltou na zona das serras litorâneas e dividiu-se em dobramentos, ondulações que tiveram como resultado fraturas alinhadas. No Quaternário, o jogo dos blocos quase terminado, já o embasamento descia para a fossa atlântica por três degraus, o último recoberto pelo mar.

RUELLAN (1944), ao escrever sobre o abrupto da serra do Mar entre Santos e rio Doce, atribuiu-a a um soerguimento do bordo oriental do

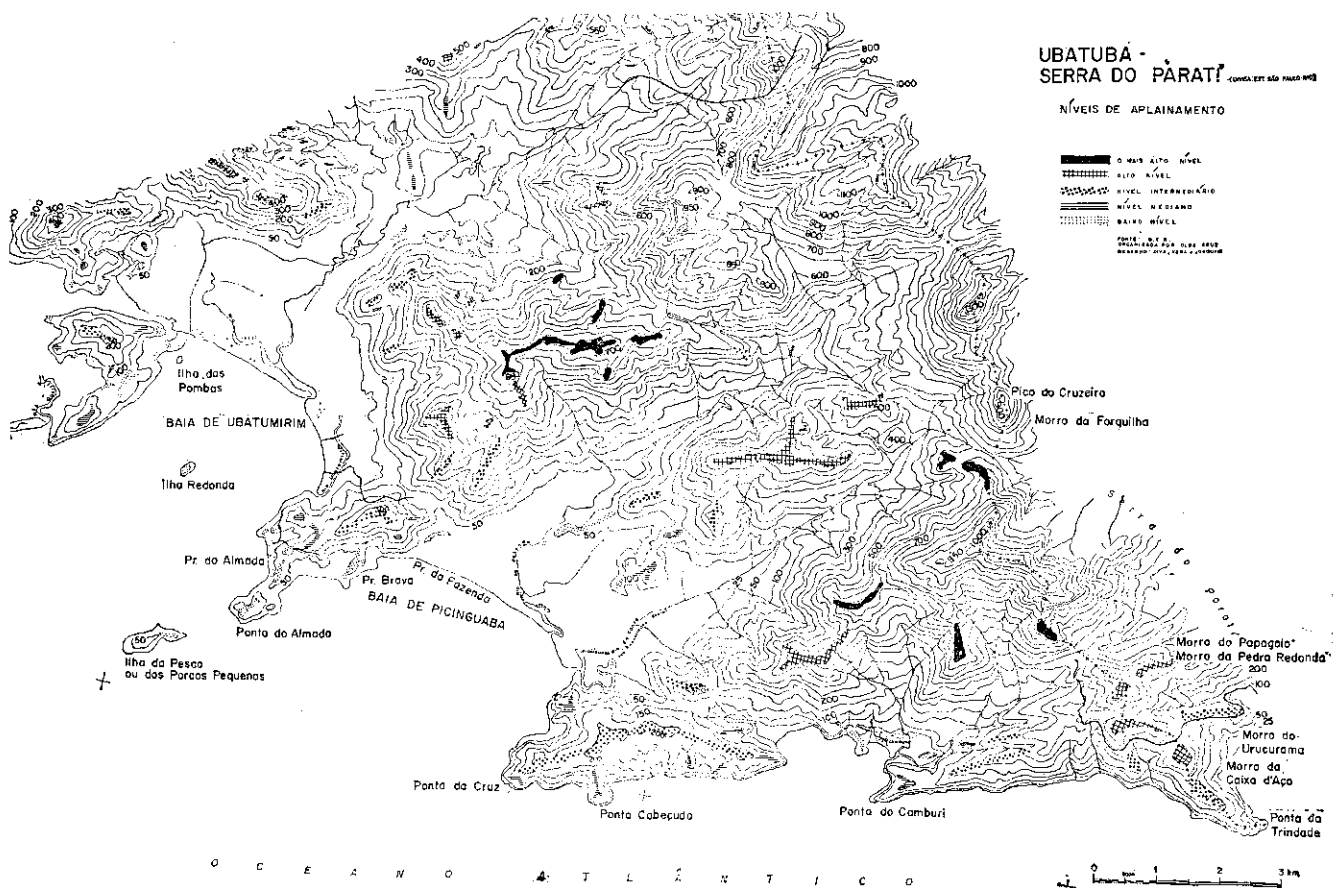
planalto acompanhado de curvaturas e falhas, com formação de degraus, não resultando somente de movimentos positivos ou negativos, mas de ambos. Foi partidário da idéia de uma estabilidade pelo menos a partir do final do Plioceno, permitindo a verificação de uma hipótese eustática. Em 1952 o autor referiu-se às direções dominantes NE-SW dos dobramentos de fundo do Escudo Brasileiro e suas relações com a mudança de direção do litoral de São Paulo e Rio e formação das escarpas litorâneas.

Freitas foi um dos geólogos que se preocuparam com o litoral norte do Estado de São Paulo, sobretudo com a ilha de São Sebastião. Já em 1944, num estudo de geomorfognênese da ilha, descreve sua formação foiaítica como sendo a mais importante do Brasil. Apresenta os



dois maciços com cristas mais elevadas que as da serra do Mar: o da Serraria, mais baixo e dissecado, com um esboço de aplainamento no topo e com um capeamento gnáissico que não ultrapassa 400 metros; o de São Sebastião, ao sul, mais alto, mais inteiriço e alinhado de sudoeste para nordeste, na mesma direção da serra do Mar. Os gnaisses facoidais que o envolvem ocorrem em costas mais elevadas de até 950 m. Depois de relacionar as rochas alcalinas localizadas no litoral do Brasil meridional na serra do Mar (Alcatrazes, São Sebastião, Búzios, Vitória e Cabo Frio), chama a atenção para a ausência de teto gnáissico nos dois maciços da ilha e chega à interpretação de suas origens por fenômenos de epirogênese causados pelos movimentos de tensão, que acomodaram o Escudo Arqueano Brasileiro Meridional, do Jurássico ao começo do Cenozóico.

Em 1947, no seu trabalho sobre a geologia e petrologia da ilha de São Sebastião, o mesmo autor refere-se à tectônica que afetou a ilha e todo o litoral meridional brasileiro em duas fases. Na primeira ocorreram as erupções básicas e as alcalinas subsidiárias e na segunda deram-se os falhamentos escalonados em blocos basculados para noroeste, com fraturas de tensões preenchidas pelas eruptivas quartzo-dioríticas. Toda a atividade tectônica foi regulada pela direção preferencial NE-SW correspondente a antigos eixos dos dobramentos laurencianos e huronianos. Para o autor, o “peneplano cretáceo” na ilha se reduz às cristas culminantes do maciço alcalino e às das estruturas gnáissicas, enquanto o modelado atual foi iniciado com os últimos levantamentos epirogênicos que ascenderam as eruptivas alcalinas plutônicas a mais



de 1.300 metros sobre o nível do mar. O modelado costeiro atual apresentaria então uma costa típica de submergência com esculturas em rias.

Em 1951, FREITAS, depois de analisar os fundamentos da epirogênese do Escudo Brasileiro, refere-se à topografia da serra do Mar como uma escadaria de cristas formando degraus, com paralelismo dos patamares e orientação ENE-WSW a NE-SW, os primeiros patamares, em parte submersos, formando ilhas e os seguintes, maciços isolados.

O mesmo autor (1953 a) considera a ilha de São Sebastião como região de ruptura do escudo cristalino com falhamentos normais, onde ocorreram manifestações alcalinas, sem guardar feição típica linear de vales de afundimento. O canal de São Sebastião e a bacia do Juqueriquerê seriam correspondentes à parte deprimida de um falhamento

escalonado. A serra constituiria o lado elevado do bloco falhado por escalonamento e a topografia linear, resultante da combinação desses dois elementos estruturais, sem grande ataque erosivo, receberia o nome de vale de afundimento ou "rift valley". A fossa da bacia do Juqueriquerê, orientada NNW-SSE, situar-se-ia entre a serra do Mar e a serra do Dom. O canal de São Sebastião constituiria a fossa submersa entre a serra do Dom e a ilha de São Sebastião, com um desnível total de 1.429 m entre seus fundos e os picos mais altos da ilha, considerando em 1959 a serra do Mar uma escarpa de falha dissecada.

SILVEIRA (1952) estabeleceu um marco definitivo a respeito das baixadas litorâneas quentes e úmidas, referindo-se ao papel das escarpas como um bloco enorme e elevado do complexo fundamental, entalhado por torrentes, fornecendo ao mar quantidade muito grande de material e dando oportunidade à formação de uma costa de restingas no sudeste do Brasil. No litoral norte de São Paulo, porém, essas formações arenosas são restritas, pois é sensível a aproximação do relevo continental com a linha de costa. Numerosos de seus esporões invadem o mar e, segundo o autor, trazem como consequência pequeno desenvolvimento de planícies litorâneas em muitos trechos, isto é, baixadas isoladas entre esporões, numa seqüência entre costas altas e praias. Quanto aos "cones de dejeção" dos pés de serra, refere-se às restrições de sua formação pela subdivisão da água e escoamento em pequenos cursos d'água pela presença de espessa vegetação florestal, tentando explicar, com isso, em parte, a carga de sedimentos relativamente pequena nas águas que descem a serra. Isto poderia colaborar para explicar a exigüidade das planícies litorâneas e, ao mesmo tempo, a lentidão do avanço das drenagens atlânticas para o interior, apesar do declive e seu estágio de evolução.

LAMEGO (1950 e 1963) defendeu a tese do grande sinclinal condicionando o vale do Paraíba: "os sistemas de falhas que talharam a serra do Mar e a Mantiqueira, cortando, pelo menos em toda a extensão da primeira, uma faixa por onde corre o eixo de um batólito, deixou ao norte um sinclinal de rochas de mais fácil destruição pelos agentes erosivos". "Ao norte do Paraíba essa dobra vai rapidamente desaparecer, devendo-se ao desaparecimento da serra do Mar e à sua aproximação do primeiro degrau da Mantiqueira".

ALMEIDA (1953) manifesta-se de acordo com os processos de falhamentos deformadores do relevo quanto à origem da serra do Mar, mas chama a atenção para a coincidência entre a localização das escarpas e a resistência das rochas. As grandes escarpas da serra do Mar realmente existem onde localizadas nos granitos e gnaisses pré-cambrianos e mesmo assim quando estes se orientam paralelamente ao litoral, de modo a oferecerem máxima resistência à erosão remontante.

AB'SABER (1954) cita as intrusões alcalinas, entre as quais a da ilha de São Sebastião, como causa do primeiro rearranjo da drenagem da porção sudeste do Escudo Brasileiro, num período geológico anterior ao início dos grandes falhamentos das serras do Mar e Mantiqueira. Chama a atenção também para os baixos níveis da fachada atlântica paulista, de 50-60 metros e 20-30 metros, e para o nível de erosão subaéreo 220-320 metros dos maciços costeiros e ilhas. Este último nível, bem marcado no maciço de Monte Serrate—Santa Tereza em Santos, no da ilha de Santo Amaro em Guarujá e na ilha do Bom Abrigo em Cananéia, não foi referido pelo autor no litoral norte.

Em 1954, o mesmo autor refere-se ao fato de que a primeira menção sobre a existência de superfícies de aplainamento nos maciços litorâneos paulistas deve-se a ALMEIDA (1953). Para AB'SABER, o nível Monte Serrate—Santa Teresa seria um dos mais importantes níveis de erosão

da fachada costeira atlântica de São Paulo, já que revelou a existência de uma superfície de desnudação subaérea bem anterior ao avanço da linha de costa atual e que foi estabelecida sobre os blocos de falha relativamente irregulares, dissecados moderadamente pelos primeiros cursos d'água da vertente atlântica. Esse nível serviu de assoalho para as retomadas de erosão posteriores e foi o ponto inicial para uma série de interferência de processos criadores do relevo atual litorâneo.

Em 1955, numa contribuição à geomorfologia do litoral paulista, o autor refere-se às variações do nível marinho, ora positivas ora negativas, por controle glácio-eustático e à interferência da epirogênese positiva do bloco continental, originando tipos de costas mistas. O mesmo autor (1957) discorre sobre as possíveis correlações existentes entre os fatos da morfologia costeira e a evolução do relevo do compartimento de planalto que lhe é contíguo. "Tal questão, aparentemente simples, pode ser, entretanto, uma das muitas que por longo tempo restará sem solução satisfatória. Isto porque se trata de dois domínios erosivos ligados a níveis de base inteiramente desiguais e a formas de relevo que sofreram interferências de processo, sujeitas a combinações inteiramente diversas. *É possível que a superfície de erosão de São Paulo tenha coincidido, a grosso modo, com a fase de formação do nível do Monte Serrate—Santa Teresa*, mas trata-se de uma pura hipótese de trabalho, de difícil comparação científica. A região de São Paulo não sofreu e, pela sua posição geográfica, muito dificilmente poderia sofrer quaisquer influências dos movimentos eustáticos quaternários. Estava longe demais de seu nível de base principal e dele separada por inúmeras soleiras rochosas e níveis de bases locais. Aparentemente, todos os fenômenos erosivos epicíclicos pós-pleiocênicos foram estimulados por forças epirogênicas e paleoclimáticas, não tendo interferido, em hipótese alguma, aqueles fatos, passíveis de serem levados em conta, na gênese da fachada costeira atlântica de São Paulo".

Em 1958 Ab'Saber e Bernardes chamam a atenção para o festonamento incipiente das escarpas da serra do Mar na região de Ubatuba por torrentes obseqüentes e subseqüentes à direção geral dos gnaisses regionais (NE-SW). O pico do Corcovado com seu paredão assimétrico e saliente denunciaria a presença de rochas mais resistentes encravadas no meio dos gnaisses regionais. Insistem os autores na grande dificuldade de entrar as observações geomorfológicas sobre as altas escarpas terminais do planalto com os baixos níveis de erosão e abrasão costeiros. Citam o nível de erosão de Monte Serrate—Santa Teresa e ilha do Bom Abrigo, de 220-300 m, o nível de terraços elevados de 90-110 m, o de 50-60 m e 20-30 m, os de 5-7 m, 4-6 m e 1,5-2,5 m, e a importância de uma revisão morfométrica em relação a esses níveis.

Em 1962 Ab'Saber refere-se a duas fases de tectonismo quebrável na formação das escarpas litorâneas: serra do Mar I (Cretácico-Eocênico) e II (fins Terciário), entre as quais ocorreu um período desnudação responsável pela superfície de aplainamento Monte Serrate—Santa Teresa (Terciário Superior-Neogênico). A partir do período de reativação dos falhamentos (serra do Mar II) esboçaram-se as primeiras incisões hidrográficas em forma de treliça e a superfície neogênica flexurada foi entalhada pelos rios na frente das escarpas, enquanto outros rios adaptaram-se a linhas de falhas e feixes de diáclases. O autor acredita numa alternância de fases de incisão vertical e de pedimentação restrita no modelado de frente das escarpas, relacionadas às flutuações climáticas intertropicais e às variações glácio-eustáticas no nível do mar no Quaternário.

Em 1965, com a apresentação de um trabalho sobre a evolução geomorfológica da Baixada Santista, o mesmo autor estabeleceu as

bases de uma evolução geomorfológica para a serra do Mar nesta área (que poderia servir de base para toda a fachada atlântica costeira paulista). Torna o autor a falar das aplainações neogênicas por efeitos de pediplanação remotos, que tenderam a reduzir as irregularidades dos blocos tectônicos abatidos da serra do Mar. Combinados com as direções estruturais arcaicas dos gnaisses resistentes e pouco diaclasados da frente da serra, teriam tais efeitos respondido pela dissecação relativamente pequena das escarpas de falha e pelo recuo homogêneo das mesmas. A segunda fase de deformações tectônicas (serra do Mar II) respondeu mais diretamente pela flexura continental derradeira, acompanhada de falhamentos complementares na Plataforma.

Para o autor, a superfície Monte Serrate—Santa Teresa é um fato geomorfológico de grande importância. Na área paulista, a maior resistência litológica da primitiva frente de falha, as deformações tectônicas acentuadas por flexuras e reativações de falhas antigas contribuíram para a redução de tais aplainamentos neogênicos em frente à serra do Mar (fatos perfeitamente válidos para o litoral norte). Além disso, a dissecação fluvial nas fases úmidas, combinada, nos intervalos secos, à ação de fases rápidas de pedimentação pós-pliocênica, alargando os vales e colos por plainação lateral, acentuaram a fragmentação da superfície equivalente à da do Monte Serrate—Santa Teresa. A epirogênese positiva da fachada atlântica do Quaternário favoreceu o entalhamento fluvial e o movimento eustático negativo da regressão pré-flandriana teria acentuado a reincisão dos antigos vales. Baixos esporões, antes vinculados à base da serra, foram desarticulados e isolados e favoreceram a ingressão das águas flandrianas. A drenagem tomou o caráter de treliça apalachiana com vales longitudinais (NE—SW) e transversais (NW—SE ou WNW—ESE), hoje afogados por depósitos das baixadas.

ALMEIDA (1964) dá à serrania costeira da serra do Mar o caráter essencial de *escarpa erosiva*. Sua configuração no litoral norte deve-se à estrutura geológica em granito-gnaiss, gnaisses graníticos (rochas mais resistentes), enquanto os vales subseqüentes abrem-se em rochas menos resistentes à erosão. Com isso, o autor explica a inexistência no litoral norte de planícies litorâneas bem desenvolvidas como no litoral sul paulista. O autor atribui o aspecto maciço e avançado das escarpas da serra do Mar, entre Caraguatuba e a divisa do Estado do Rio, à ocorrência de granitos laminados e poderosos diques de diabásio, dispostos paralelamente ao frontão serrano.

COUTINHO (1971) considera o *Bloco Costeiro* da serra do Mar, a partir da serra do Itatins às serras do Morrão e Quilombo, composto de gnaisses tectoníticos “bandados” e migmatitos de vários tipos, como uma *unidade geotectônica* do litoral paulista. É separado do *Bloco Cotia* pela falha de Cubatão e faixa de filitos do Grupo São Roque. Ter-se-ia o grande falhamento do Cubatão iniciado no pré-Cambriano, com reativações até períodos bem recentes. Os movimentos teriam sido feitos ao longo da zona mais cizalhada como em planos paralelos afastados, e as lineações subhorizontais nas rochas afetadas fazem supor falhas de movimento principal (antigo) transcorrente. Em épocas mais recentes, o Bloco Costeiro e várias subunidades tectônicas do planalto rebaixaram-se, implicando na existência de componentes verticais em falhas gravitacionais. O enérgico e prolongado tectonismo teria resultado na justaposição atual de blocos dissemelhantes. O mesmo autor (1971) indica ainda que termos litológicos, idênticos aos cataclásticos do falhamento de Cubatão, são reconhecidos nas imediações da mesma faixa, nos vales do rio Cubatão e Mogi até dezenas de quilômetros a nordeste de Paranapiacaba.

Da consulta aos diversos autores conclui-se que, de fato, a faixa de rochas do grupo São Roque continua em direção nordeste depois da cidade de Paranapiacaba. Mas, ao contrário do que acontece mais ao sul do Estado e na serra do Cubatão, no litoral norte essa faixa afasta-se para o interior, na direção de Taiapuêba e Biritiba—Mirim; passa a oeste de Salesópolis, Sabaúna, Guararema, Santa Branca, Paraibuna, Redenção da Serra até São Luís do Paraitinga. Assim, os escarpamentos do litoral norte não estariam presos a contatos estruturais entre os blocos Costeiros, São Roque e Jundiá; ocorreriam, porém, dispostos de acordo com os contatos litológicos entre rochas do próprio Bloco Costeiro e sujeitos à intensa influência tectônica.

Procurando resumir todas as opiniões acima citadas, ainda se pode acrescentar que, principalmente a partir do Jurássico, movimentos por epirogênese afetaram o Escudo Brasileiro de Sudeste, durante os quais teriam ocorrido as erupções básicas, alcalinas e quartzo-dioríticas, ascendidas as eruptivas alcalinas da ilha de São Sebastião a mais de 1.300 m de altitude, formando então o canal de São Sebastião. Esses movimentos teriam dado origem a falhamentos escalonados em função de contatos estruturais e de sua acentuação erosiva. A evolução dessas vertentes escarpadas e seu recuo deve ter permitido, no Neógeno, a formação de patamares mais desenvolvidos, estabelecendo-se, assim, a superfície Monte Serrate—Santa Teresa, que no litoral norte é mal desenvolvida e mesmo às vezes afogada pelo mar. O controle glácio-eustático e a interferência da epirogênese teriam sido concomitantes no Quaternário, com reativações dos falhamentos e flexuras que ajudaram o escalonamento dos níveis de aplainamento continental. Estes são pouco desenvolvidos e estendem-se também aos maciços isolados e ilhas, separados das escarpas principais pela ação das ingressões e regressões marinhas do Quaternário.

Referências acerca da geologia geral das escarpas do litoral norte

No litoral norte ocorrem rochas ígneas e de alto grau de metamorfismo regional, com *anatéxis*. As mais resistentes à desnudação afloram geralmente nas escarpas mais altas. Grandes intrusões alcalinas na ilha de São Sebastião e outras menores nas ilhas de Búzios e Vitória, conforme FREITAS (1951, 1959), são recortadas por diques de magmatismo hipobissal, preenchendo fraturas em geral verticais ou de forte mergulho, com direção N-45E.

As direções predominantes segundo o mesmo autor (1959) apresentam-se nos gnaisse com N-45E, secundariamente com falhamento perpendicular até N-S; nas eruptivas básicas N-45E; nas alcalinas N-60E e nas eruptivas ácidas (quartzo-andesito) N-30-45E. A direção estrutural N-80W é encontrada sobretudo em migmatitos e corresponde à direção tectônica "E-W", designada Amazonas por FRANCIS RÜELLAN (1952). A de N-65W corresponde à direção tectônica "WNW-ESE". No que concerne às diáclases, a direção estrutural N-35W corresponde à direção tectônica NNW-SSE e à principal direção de arqueamento do Escudo Brasileiro meridional. Uma outra direção de diaclasamento considerada N-5W, corresponde à direção tectônica N-S. Outras direções existem, ortogonais às citadas, N-85E a N-90W e N-55 a 65E. Esta última corresponde à orientação ENE-WSW, a principal da serra do Mar.

Diversos são os autores que se referem às ocorrências rochosas na região. FREITAS (1947) observou ao longo do litoral e na ilha de São Sebastião a seguinte seqüência estratigráfica das rochas metamórficas,

da base para o topo, gnaiss mais facoidal ou lenticular, biotita-gnaiss e oligoclásio gnaiss, obedecendo à direção nordeste e mergulho 55W. Seu relatório (1959) acusa afloramento de granodioritos ou aqueoritos na praia Perequê-Mirim (enseada do Flamengo) e ocorrem até Ubatuba. Entre Caraguatatuba e São Sebastião, na praia da Enseada, há afloramentos de migmatitos, com boas exposições de dobras ptigmáticas. Na ilha de São Sebastião os nordmarquitos e pulasquitos que afloram em Ilhabela consistem em uma seqüência de complexa diferenciação magmática das rochas alcalinas da ilha. Além de importantes verificações litológicas na ilha, o autor refere-se ainda a afloramentos alcalinos no continente, no trecho correspondente ao litoral da ilha, da ponta do Ribeirão à da Sela.

BJÖRNBERG e ELLERT (1955) fizeram observações geológicas e petrográficas na ilha dos Búzios. Referiram-se aos gnaisses e charnoquitos encaixando alcalinas e diques de eruptivas básicas na direção NE-SW, N-45E, como as das diáclases. ALMEIDA (1964) discorre sobre a disposição dos metassedimentos, exibindo *metamorfismo em geral decrescente da borda atlântica do planalto para o interior*. Faixas de biotitagnais e de gnaisses graníticos suportam as bordas da serra do Mar diante do planalto Paulistano e nele penetram amplamente. Alojaram-se aí as nascentes do Tietê, nos confins do planalto com a zona drenada para o Paraíba. Aquelas rochas contrastam com a ampla faixa, mais para o interior, de micaxistos, em intercalações de quartzitos e granitos de granulação fina, mas às vezes porfiróides, e pegmatitos associados.

Relatórios de pós-graduação, orientados por Melfi em 1971, fazem referência a esse complexo metassedimentar micaxisto-gnáissico, sem discordância entre as duas unidades, nas proximidades de Santa Branca e ao sul de Salesópolis. Também aí são reconhecidas sucessões que parecem refletir *um aumento das condições de metamorfismo em direção ao mar*, com a seguinte seqüência estatigráfica: gnaisses porfiroblásticos, complexo micaxisto-gnáissico, granitos-gnaisses e granitos pórfiros e biotita-gnaisses. De Paraibuna a Caraguatatuba, a sucessão da base para o topo é a seguinte: granulitos, gnaisses facoidais, gnaisses xistosos, biotita-xistos e muscovita-xistos. Esta seqüência gnaiss-micaxisto deve representar o topo do embasamento cristalino, ocorrendo o grupo São Roque logo ao norte.

KNECHT (1964), referindo-se ao pré-Cambriano inferior, cita, dentre algumas secções geológicas na faixa pré-cambriana da serra do Mar, algumas no litoral norte. Na secção São José dos Campos—Caraguatatuba, esse autor cita os micaxistos como continuação dos afloramentos ao sul de Santa Branca, seguidos de rochas gnáissicas com inclusões de quartzitos do pré-Cambriano superior. Após Paraibuna, em direção a Caraguatatuba, ocorre o gnaiss facoidal da base do pré-Cambriano. O autor, de acordo com FREITAS (1947), também exprime as dificuldades de se conseguir uma geocronologia do pré-Cambriano inferior. Considerando o conjunto da litologia e tectônica das serras do Mar e Mantiqueira, não resta outra alternativa senão a de atribuir idade pré-cambriana superior às rochas metamórficas. Alega então ser difícil tentar uma separação entre micaxistos desta idade e os gnaisses migmatíticos do pré-Cambriano inferior. Considerando em conjunto a litologia das rochas metamórficas pré-cambrianas, o autor observou um *metamorfismo cada vez mais acentuado no prolongamento das linhas estruturais para nordeste, desde a bacia do Juquiá-Guaçu, na região sul do Estado*. Parece que houve um aumento de intensidade dos fenômenos metamórficos e diastróficos do horizonte médio do pré-Cambriano, isto é, dos micaxistos, com aplitização e pegmatização e forte turmalinização que se apresentam muito mais intensas que no gnaiss facoidal ou anfi-

bolítico e biotítico do pré-Cambriano inferior das serras da Mantiqueira, do Mar e da faixa costeira.

DAMASCENO (1966) fez um estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, intrusivos aos gnaisses, granitos e charnoquitos do embasamento. Constatou, em 70 km de linha de costa, desde o porto de Ubatuba até as proximidades da praia de Maranduba, a ocorrência de 120 afloramentos, constituídos na sua maioria por diabásio. São orientados preferencialmente NE-SW, com mergulhos próximos à vertical. Suas direções coincidem com o principal sistema de diaclases da região, N-40-50E. Esta seria uma das áreas do sul do Brasil mais ricas em diques básicos. Conclui o autor ser razoável admitir que este sistema de diques do litoral norte se relaciona a um arqueamento da costa.

COUTINHO (1966) refere-se a "cone sheets" traquíticos nas costeiras entre as praias do Cabelo Gordo e Segredo e entre as de Barequeçaba e Gaecá, encaixados no gnaiss regional. Pertencem ao período de intrusão básica do Cretáceo inferior e exibem similaridades evidentes com os sienitos e normarquitos que foram os principais corpos alcalinos na ilha de São Sebastião. COUTINHO e OLIVEIRA (1966) constataram que o grande dique entre São Sebastião e Bertioga, tangencial à praia Preta, cortando as praias do Juquei e Una e reaparecendo na metade leste da praia de Boracéia, é também uma intrusão diferenciada do magma basáltico toleítico da bacia do Paraná num gnaiss migmatítico. Chamam a atenção ainda para os afloramentos em Ihabela, Caraguatuba, Paraibuna e praia de Toninhas. COUTINHO e MELCHER (1967) verificaram a existência de rochas alcalinas na ilha do Montão de Trigo, quase em frente à praia do Juquei.

GOMES *et al.* (1967), em observações preliminares na ilha de Vitória, a 23 km da ilha de São Sebastião, constataram um embasamento representado por rochas de aparência charnoquítica, talvez relacionadas às que ocorrem na ilha dos Búzios. Referem-se também a afloramentos de rochas alcalinas.

MINIOLI (1971) dá também seqüência de rochas ao longo da estrada São José dos Campos—Caraguatuba, referindo-se a migmatito, granito anatético, granito migmatítico e microclínio gnaiss, no planalto, até o km 182. Esta seqüência poderia ser continuada pela que foi levantada pelo Hidroservice (1967), referindo-se à ocorrência de migmatitos nos km 188 e 189, biotita-gnaisses e leptinólitos no km 190, leptitos no km 191, gnaisses facoidais km 193 em diante, até o morro do Jaraguá, que, por sua vez, é talhado em leptitos. E finalmente poderia ser completada pelas ocorrências de gnaisses facoidais, leptínitos e leptitos na ponta do Camaroeiro, em Craguatuba.

MINIOLI (1971) faz também referência a outras rochas do litoral norte e as identifica como metamórficas de alto grau: migmatitos, gnaisses leucocráticos e charnoquíticos. Cita a homogeneidade quase perfeita na orientação das estruturas tais como gnaissificação, falhamentos e diaclasamentos. Elas se apresentam paralelas entre si e, com sua orientação geral, dão uma configuração à costa acentuadamente orientada para nordeste.

As *datações* de todas essas rochas têm sido feitas pelos métodos radiométricos, sobretudo pelo método potássio-argônio, utilizado pelos pesquisadores do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. DAMASCENO (1966) citou idade das rochas básicas e ultrabásicas de Ubatuba, determinadas por equipe do mesmo Centro entre 124,5 e 138,1 m.a. A idade de uma das rochas encaixantes, o charnoquito da praia da Enseada, foi de 445 m.a., verificando também

que as intrusões dos diques ocorreram no Cretáceo inferior e que podem ser correlacionadas às atividades magmáticas dos derrames basálticos da bacia do Paraná. Determinações de idades em rochas basálticas desta bacia (AMARAL *et al.*, 1966, MCDOUGAL e RUEGG, 1966 e MELFI, 1967) acusam o ponto culminante dessas manifestações entre 115 a 130 m.a. Por determinação do teor de K-Ar no Centro acima citado, foram verificadas as idades dessas rochas, dentre outras áreas, as do litoral norte, num agrupamento entre 120 a 135 m.a., incidindo no Cretáceo inferior. Em boa concordância com o que os autores tinham observado antes, algumas datações isoladas mostraram-se mais antigas, situando este vulcanismo no Jurássico médio.

Segundo HENNIES e HASSUI (1968) foi apurada, pelos mesmos métodos, uma geocronologia das rochas eruptivas alcalinas da ilha de São Sebastião, em dois ciclos magmáticos distintos e sucessivos: o primeiro, de natureza básica, preencheu fraturas de orientação nordeste, datando de 199 m.a. (AMARAL *et al.*, 1966) e foi correlacionado ao vulcanismo da bacia do Paraná. O segundo ciclo, de natureza alcalina, deu-se em duas fases e revelou idades em torno de 81 m.a. (AMARAL *et al.*, 1967). Para os autores, o ciclo magmático alcalino integra o mais jovem dos dois grupos de idade para rochas alcalinas do Brasil meridional apontados por AMARAL *et al.*, (1967).

MINIOLI (1971), com 27 análises radiométricas pelo método K-Ar, identificou rochas do litoral norte como situadas numa faixa de idades próximas de 470—480 m.a. Todos os resultados obtidos significam idades mínimas, indicando eventos geológicos ligados ao resfriamento de caráter regional ocorrido no cinturão orogênico Paraíba (CORDANI, 1968). Após a ocorrência dos processos metamórficos, há cerca de 470 m.a., deu-se provavelmente o levantamento epirogenético dessa estrutura. MINIOLI, PONÇANO e OLIVEIRA (1971), considerando o término do ciclo orogênico Brasileiro e início do Paleozóico com estabilização da enorme região cratônica, denominada por ALMEIDA (1969, 1971) de Plataforma Brasileira, fazem também referências às posteriores manifestações magmáticas de caráter anarogênico, essencialmente ligadas a zonas de fraturas.

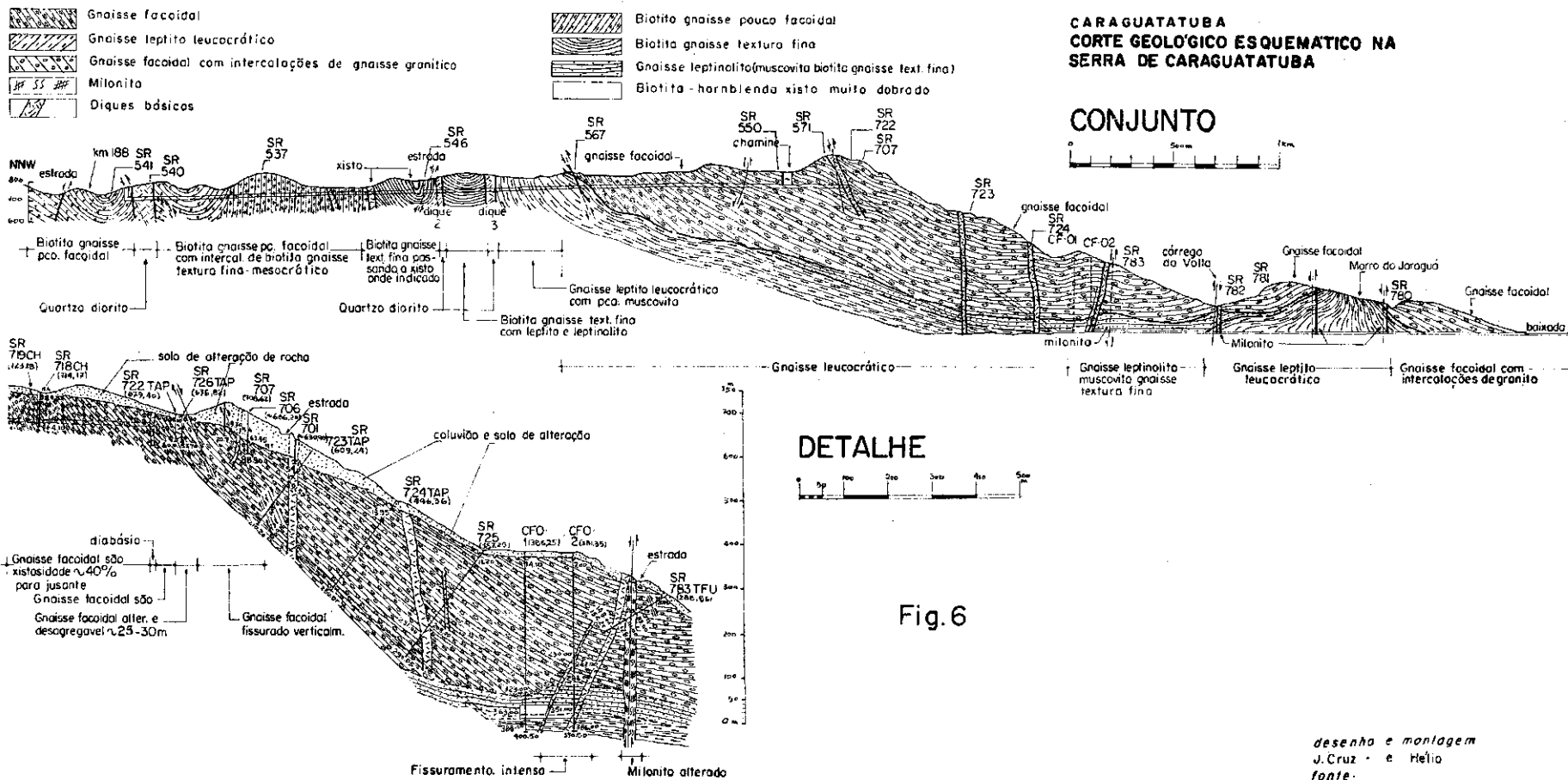
Em resumo, pode-se deduzir pelas citações acima que, dentro da grande unidade morfoestrutural das bordas escarpadas do planalto Atlântico no litoral norte, as ocorrências rochosas são ígneas e sobretudo rochas de alto grau de metamorfismo do Bloco Costeiro, sem apresentar as de outros blocos que também caracterizam o pré-Cambriano no Estado de São Paulo. Há uma seqüência stratigráfica dessas rochas metamórficas, exibindo um metamorfismo decrescente da borda atlântica para o interior, assim como parece haver um metamorfismo crescente no prolongamento das linhas estruturais para nordeste do Estado, a partir da bacia do rio Juquiá-Guaçu, na região sul-litorânea paulista. Esse metamorfismo manifesta-se no litoral norte com ocorrências na base sobretudo de gnaiss facoidal, biotita-gnaiss, oligoclásio-gnaiss, leptito, granulito, intercalados com faixas de migmatitos e maciços graníticos intrusivos. São seguidos, para o interior, do complexo meta-sedimentar micaxisto-gnáissico, sem discordância entre as duas unidades. Ocorrem, por fim, mais para o interior rochas do grupo São Roque, sendo difícil a verificação de descontinuidades stratigráficas entre os blocos de diversos graus de metamorfismo. Estariam relacionadas a eventos geológicos, ligados ao resfriamento de caráter regional do cinturão orogênico Paraíba, numa faixa de idades em torno de 470-480 m.a. São rochas encaixantes das ocorrências alcalinas, básicas e ultrabásicas de idades de 81—120—135 m.a., as quais estão relacionadas aos derrames basálticos da Bacia do Paraná.

Geologia das escarpas na serra de Caraguatatuba

Este estudo foi baseado, em boa parte, nos dados fornecidos pelo relatório e mapas anexos do estudo geológico da serra de Caraguatatuba efetuado em 1967 pela Hidroserviço Engenheiros Consultores — Rio (numa faixa entre a tomada d'água e o túnel de fuga, diretamente ligada à construção da usina de Caraguatatuba pela CESP, Centrais Elétricas de São Paulo S.A.) e nas sondagens efetuadas pela Ródio S.A. (fig. 6). A coleta de amostras pelas sondagens foi baseada no fato de que, em áreas de transição dos gnaisses, as flexuras e falhamentos a que foram submetidos podem ter dado origem a variedades petrográficas transicionais locais. Isto porque "gnaisses de textura fina, submetidos a violentos esforços, podem dar origem a xistos provenientes de deformação mecânica".

Esse levantamento, aliado aos reconhecimentos nos trabalhos de campo e às consultas bibliográficas já referidas, forneceu dados importantes para o inventário geológico da área. Do km 188 ao 190,4 da estrada Paraibuna—Caraguatatuba ocorrem faixas de biotita-gnaiss pouco facoidal mesocrático, com finas intercalações de biotita-gnaiss textura fina, que corresponderiam a migmatitos, fortemente tectonizados e alterados. Desse ponto ao km 191 aflora faixa de biotita-gnaiss textura fina, mesocrático, com intercalações de gnaiss-micáceo (biotita-muscovita-gnaiss) denominado leptinolito, passando a quase xistos biotíticos, muscovíticos e sericiticos, extremamente dobrados e de ocorrência restrita. Do km 191 ao 192,8 aparece faixa de gnaiss leptito leucocrático, de textura média com pouca muscovita. Daí em diante predomina o gnaiss facoidal, com intercalações de gnaiss-granito textura média mesocrático, tendo intercalado o gnaiss leptinolito depois do km 200. A partir do curso d'água que separa as escarpas principais do morro do Jaraguá e que neste trabalho foi chamado de córrego da Volta, até a chegada da estrada à baixada, reaparece o gnaiss leptito leucocrático, sotoposto ao gnaiss facoidal, que ocorre novamente logo depois. No planalto, aproximadamente no contato facoidal-leptito aparecem três diques de quartzo-diorito. Diques de diabásio de espessura variável ocorrem sobretudo na descida da serra; no gnaiss leptito ocorrem dois diques de diabásio milonitizados, de espessura até 4 metros.

As variedades petrográficas e a estrutura geral da serra mostram ter sido a mesma sujeita a grandes perturbações tectônicas. Conforme o mesmo levantamento geológico, as rochas da parte alta acham-se intensamente dobradas e falhadas. Na descida até a baixada ocorre uma grande raiz sinclinal com ligeiras perturbações locais e uma raiz anticlinal na área do morro do Jaraguá. As grandes intrusões e falhamentos, de um modo geral, concordam em paralelismo com a direção da xistosidade dos gnaisses. Essa característica é comum para o alto da serra e para o contato facoidal-leptito. O intenso dobramento no alto sugere enorme compressão tangencial de direção NW—SE. Há também uma série de falhas normais, fissuras e diques intrusivos originados por alívio de tensão, de direção geral NE—SW. De acordo com o mapa geológico anexo ao relatório, foi observado no planalto, no km 188, uma falha normal em rocha alterada com planos de cisalhamento de direção N-75E. Nas proximidades do km 191,5, no leptito, outra falha manifesta-se em direção quase N—S. Próxima ao km 192,6, entre o leptito e o facoidal, a falha é normal, de direção aproximada N-10E. Ainda outra, de direção N-45E, apresenta-se acompanhada de diaclasamento intenso na mesma direção. Por vezes as fissuras estão preenchidas por material secundário, formando uma saliência dentro do gnaiss decomposto. Na escarpa, perto dos dois pequenos diques de diabásio fraturados e falhados, ocorre uma



desenho e montagem
J. Cruz - e Helio
fonte:
RODIO SA-HIDROSERVICE -CESP

outra falha normal, com plano alterado argiloso, de direção N-70-75E. Duas falhas normais bastante importantes ladeiam o vale do córrego da Volta: uma de direção aproximada N-20E e outra N-55E; caracterizam-se por faixas espessas de rochas alteradas, com calcita e argila na fissura. Dois diques de diabásio milonitizados ocorrem no leptito do morro do Jaraguá, de direção N-55E. Correspondem a falhas que quebraram o dique intrusivo e alinham-se a uma das falhas acima descritas. Fissuramentos intensos encontram-se preferencialmente na direção N-75E e secundariamente N-55E, N-65W, N-40W, N—S, estes últimos no leptito.

As direções estruturais indicadas no mesmo mapa foram medidas, apresentando-se muito variadas, com leve concentração em alguns setores:

gnaisse facoidal	(110 medidas)	— N-75-85E e N-75-85W
migmatito	(30 medidas)	— N-75-80E
gnaisse leptito	(44 medidas)	— N-55-65E, 75-76E, N-65W e N-86W
gnaisse leptinolito	(10 medidas)	— N-60-65E

Percebe-se que estas medidas aproximam-se ou coincidem com as direções de xistosidade, citadas por Freitas, como predominantes na serra do Mar. Seriam as direções ENE—WSW, NNE—SSW, NNW—SSE e WNW—ESE.

Além dessas observações, outras observações de campo confirmaram e ampliaram o mesmo mapeamento geológico. Por exemplo, na ponta do Camaroeiro, situada no morro isolado em frente a Caraguatatuba, ocorrem leptinitos sobre gnaisse facoidal. Na estrada para São Sebastião, km 233, ocorrem granulito e gnaisse facoidal, enquanto mais para o Sul, na ponta da serra do Dom, ocorrem migmatitos. Na estrada para Ubatuba, na praia de Massaguaçu, foi encontrado gnaisse facoidal e em Maranduba, leptito. Na pedreira de Utinga afloram leptitos do morro do Jaraguá, enquanto na fazenda Indaiá ocorre gnaisse facoidal que se acha sobreposto ao leptito leucocrático. Este, ligeiramente gnaisificado e folhetado, é mais atingido por diáclases, enquanto o gnaisse facoidal, quando a rocha não alterada, é mais maciço.

Foi verificado na serra de Caraguatatuba que o gnaisse facoidal é sujeito a um ataque químico mais profundo que o leptito que, por sua vez, parece oferecer uma maior resistência, dando em geral os morros mais altos e pontudos da área. O gnaisse facoidal, observado em todos os novos cortes da rodovia que desce a serra de Caraguatatuba, reconstruída depois dos acontecimentos de 1967, é extremamente vulnerável à alteração química. Apesar de muito alterado e friável, conserva perfeitamente sua estrutura. Somente nos talwegues, em cachoeiras, aflora a rocha sã. Pode apresentar-se ferruginizado; o produto de sua alteração é muito argiloso e facilmente removível por chuvas fortes, numa pasta lamacenta que desce dos barrancos dos cortes de estrada em corridas de solifluxão. Núcleos arredondados mais resistentes aparecem em meio às formações argilosas. O leptito, menos biotítico, apresenta-se mais laminado, folhetado, e dá como produto de alteração um material arenoso, mais grosseiro, mais esfarelado. Tanto os gnaisses como os diques de diabásio alterados conservam sua estrutura. As zonas de diáclases e os diferentes contatos litológicos, embora não definidos, seriam sempre uma área de fraqueza aproveitada pelo escoamento superficial, que facilmente entalha canais profundos de 1 a 2 m. Em área de concentração de águas nas bacias de recepção o caso se agrava. Profundos talwegues são cavados até o nível de base rochoso, quando então se

forma a cachoeira. Por exemplo, o contato dos gnaisses facoidais com os leptitos e as zonas de ocorrência das falhas que ladeiam o vale do córrego da Volta são zonas de fraqueza, muito bem entalhadas pelos canais de escoamento superficial que vão dar no vale citado.

Outro setor da serra de Caraguatatuba observado foi aquele à retaguarda da baixada por onde passa a estrada da Petrobrás que acompanha o oleoduto Salesópolis—São Sebastião. Há afloramentos de migmatitos nos baixos esporões do espigão Tingui, de direção N-75-80E, com mergulhos verticais e diques de dibásio encaixados, um deles com espessura superior a 10 m. Nesses afloramentos ocorrem dobras ptigmáticas com direção N-45-47E e mergulhos fortes e verticais. Nessa mesma área foi constatada ainda falha de direção N-50E e mergulho 48-NW, com paredes cloritizadas. Outras fraturas apresentam predominantemente direções N-45E e N-45W. No espigão do Cedro também afloram migmatitos. Estes dão lugar, já no planalto de São Sebastião, na bacia do rio Pardo, a granitos gnaissificados “tipo olho de sapo” e granitos. A 2 ou 3 km da estação intermediária da Petrobrás (estação do rio Pardo) passa-se a uma zona de contato de leptitos, leptinitos e granitos, começando a evidenciar-se afloramentos de leptinitos falhados e granitos em contato com o leptinito e leptito. Essas rochas estão intensamente diaclasadas e falhadas. No leptinito ocorre falha de direção N-72E, com mergulho 45 S, preenchida por leptinolito. O diaclasamento principal tem direção N-41W e mergulho vertical. Uma outra direção também importante é N-80W com mergulho 32 SW. Toda essa zona se encontra intensamente falhada e é também constituída de gnaiss facoidal, com direção de gnaissificação N-45-50E e mergulho 65S. Nos topos da serra do Juqueriquerê, em contato com o gnaiss facoidal, ocorrem leptinitos intensamente diaclasados de direção N-40-50E e mergulho vertical. Num dos pontos de observação, eles apresentam faixas mais finas de biotita bem orientadas e veios de quartzo cortando perpendicularmente a direção geral da área, N-45-50E. Na vertente interior da serra em direção à bacia do rio Tietê, no vale do rio Claro, os leptinitos passam gradualmente a gnaiss facoidal, de direção 45-50E, alternando-se novamente com leptinito, de direção N-40-45E. Ocorre, em seguida, gnaiss granítico com muscovita, direção N-45E e granito gnaissificado. Para oeste, antes de passar novamente aos migmatitos, ainda ocorre pequena faixa de leptinolito laminado e gnaisses em área intensamente diaclasada e falhada, com direção N-35E.

Concluindo, pode-se afirmar que há dois grupos distintos de rochas, marcados estruturalmente pela direção N-45E e N-70-80E, que diferem em idade e litologia. Constituem dois cintos orogênicos, os quais serão definidos e delimitados por trabalhos de Freitas. As duas direções estão bem evidenciadas na carta geomorfológica pelas linhas estruturais, uma vez que todo o relevo da área está por elas guiado. Enquanto as escarpas, cristas, topos de morros e vales acham-se na área a partir do rio Camburu para o Norte, orientados geralmente para NNE e NE, em gnaisses de alto metamorfismo regional, ao sul, inclusive o espigão do Camburu, onde ocorrem de preferência migmatitos, predomina aquela outra orientação ENE e E.

As maiores reentrâncias das escarpas da serra de Caraguatatuba, formando grandes alvéolos e recôncavos preenchidos pelos sedimentos quaternários da baixada, estão vinculadas ao encontro e cruzamento dessas direções estruturais ou contatos de áreas de metamorfismo diferencial. Parecem também possibilitar maior ocorrência de acidentes tectônicos e assim acentuar as influências das estruturas sobre o relevo, sua evolução e configuração litorânea.

Os declives e os níveis de patamares nas escarpas do litoral norte

Os declives:

As escarpas da serra do Mar no litoral norte muitas vezes mergulham no oceano, descendo em patamares por meio de seus esporões. Pequenas praias ocupam os espaços entre eles. A retaguarda delas desenvolvem-se baixadas, pequenas e pouco largas, com uma drenagem curta que, descendo das encostas escarpadas, por elas divaga até o mar. As bacias fluviais, pouco expressivas na sua extensão espacial, não chegam a recuar suas cabeceiras além dos altos da serra, salvo raras exceções, como, por exemplo, o rio Camburu que nasce na serra do Juqueriquerê com o nome de rio Pardo. No entanto, dotadas como são de grande poder de desgaste por causa dos fortes declives serranos, marcam a paisagem, entalhando profundos vales em V, adaptados às direções estruturais.

O poder erosivo dos cursos d'água nas cabeceiras depende muito da declividade das vertentes. Há uma estreita relação entre os canais fluviais e os de escoamento pluvial que a eles vão ter. Os canais fluviais nos fundos de talveques são os níveis de base dos canais de escoamento pluvial nas vertentes. Estes fatos, somados aos graus de declividade, são parte essencial da explicação da dinâmica e geomorfogênese de vertentes escarpadas. Segundo TRICART (1961), existe um "seuil", um limite, um índice, determinado pelos declives, a partir do qual o escoamento concentrado se desenvolve, traduzido por um brusco aumento da densidade dos talvegues elementares. Portanto, os declives exercem uma enorme influência no desenvolvimento e ação da rede de drenagem e, conseqüentemente, na evolução desses processos lineares e areolares. O modelado, diretamente preso a essa evolução, vai apresentar dados morfométricos e hipsométricos intimamente ligados aos declives, sobretudo nessas áreas escarpadas.

Na linguagem "davisiana" tais variações de declives são geralmente designadas pelas expressões "vigor" e "energia" do relevo. Os terrenos apresentam sempre um declive, uma inclinação, uma declividade e o ângulo de declive ou de declividade é o gradiente. A vertente é suave, fraca ou, ao contrário, abrupta, forte, de acordo com este gradiente, ou ângulo de declividade. Para BAULIG (1956), um terreno em declive moderado é um talude, uma rampa, um glacis", um plano de inclinação. O declive forte é um escarpamento, um abrupto, um muro, uma falésia etc. Quando há uma mudança de declive há uma ruptura ou ressalto. A vertente oferece então o aspecto de uma escada, de declives contrapostos aos degraus, com sucessão de patamares e taludes (ou rampas). Os mais largos seriam patamares, ombreiras, terraços, plataformas e os mais estreitos, bermas, bordas. A palavra patamar será empregada aqui então como "o espaço mais largo no topo de uma escada ou de um lance de escada". Nos patamares ocorrem níveis, isto é, "pontos ou áreas na mesma altura". É ainda interessante chamar a atenção para a diferença entre nível e superfície: a palavra superfície "extensão considerada com as duas dimensões comprimento e largura" teria um âmbito maior; por assim dizer, numa linguagem morfológica, seria uma reunião de níveis aproximadamente da mesma altura.

Na serra do Mar os aplainamentos são produto da evolução de vertentes escarpadas em blocos, sob controle erosivo, formando patamares que descem pelos esporões em direção ao oceano. Este controle se estabelece, sobretudo em função do escoamento linear e areolar e em função do grau de meteorização da rocha e conseqüente pedogênese. No primeiro caso cria uma componente paralela à superfície

do solo e no segundo, perpendicular, de acordo com a noção de balanço morfogenético das encostas focalizadas por DOMINGUES (1964). Se as duas forças agem equitativamente, um equilíbrio se estabelece na vertente. Mas em área de escarpas os declives, quanto mais fortes mais intensificam a componente paralela. Criam-se assim muitas situações de desequilíbrio, pois aumenta a ação das forças que deslocam os materiais superficiais, sob o efeito da gravidade, sobretudo o poder do escoamento superficial. Este multiplica seu poder, unindo à ação do escoamento subsuperficial, chamado por TRICART (1965) de hipodérmico. A umidade elevada a que estão sujeitas as escarpas litorâneas do Brasil sudeste favorece a ocorrência da floresta Atlântica e o desenvolvimento de alteração das rochas pela componente vertical que os declives estão sempre procurando neutralizar. Cria-se um equilíbrio que pode ser qualificado de precário, uma vez que essa umidade favorece também a ação do escoamento superficial e hipodérmico nas vertentes, escoamento este que se acentua muito nos declives mais íngremes por ocasião das pancadas freqüentes das chuvas de verão. Assim, no estudo geomorfológico da dinâmica das vertentes, seria importante a consideração das formações superficiais nas encostas e o grau de declive em que elas se apresentam. Ao mesmo tempo que suavizam esse grau de inclinação, elas poderão ajudar a estabelecer índices e limites a partir dos quais há a sua movimentação nas encostas.

O estudo das declividades merece, pois, um destaque especial na análise geomorfológica das escarpas. As cartas que ilustram os estudos geomorfológicos feitos no Centro de Geografia Aplicada da Universidade de Strasburgo (1963 e 1964) estão sempre acompanhadas de cartas de valor ou distribuição das vertentes. Estas e as de vegetação são confeccionadas em papel transparente e superpostas às cartas mestras hidrogeomorfológicas, a fim de dar a idéia global dos problemas geomorfológicos ligados aos valores das vertentes e, por conseqüência, da sua evolução. Tais cartas, além de representarem áreas de latitudes médias, com clima temperado sob sistema morfoclimático diferente e de intensa ocupação humana, não apresentam escarpas, sendo, portanto, quase inútil fazer estudos comparativos entre elas e a que foi elaborada no decorrer desta pesquisa (fig. 7).

Esta carta de declives foi feita a partir de dados percentuais da declividade, segundo o comprimento da linha de maior declive, medida no ábaco fornecido por DE BIASI (1970). As medidas com o ábaco foram feitas sobre a carta do D. A. E. E. (1954), escala 1:10.000, com curvas de nível de 10-10 metros. As classes de declividade estabelecidas foram: de 5% ou 3°, de 5-10% ou 3-6°, de 10-20% ou 6-12°, de 20-30% ou 12-17°, de 30-40% ou 17-22°, de 40-50% ou 22-26° e acima de 50%. No desenho final a ser impresso, essas classes foram reduzidas a seis por dificuldades técnicas, as duas últimas reunidas numa só classe acima de 40%.

Foram escolhidos como área de amostragem os vales formados pela bacia do rio Santo Antônio, pelos seguintes motivos:

— Desenvolvem-se na escarpa, avançando muito pouco no planalto, como mostra a área ao norte da carta, em branco, não trabalhada pelas texturas da legenda; são, pois, um bom exemplo de rios de escarpa, com escoamento torrencial e turbilhonar em corredeiras e cachoeiras nos altos e médios cursos.

— São vales que formam uma pequena bacia, de aproximadamente 30 km², mas com drenagem bastante densa e uma área de recepção muito desenvolvida, captando os principais afluentes Manteigueira, ribeirão do Ouro e córrego dos Quinhentos Réis. As nascentes brotam por toda parte, pelo fácil afloramento do lençol aquífero situado entre o







SERRA DE CARAGUATATUBA

BACIA DO RIO SANTO ANTÔNIO

CARTA DE DECLIVIDADES DAS VERTENTES

ELABORADA POR **OLGA CRUZ**
1971

CLASSES DE DECLIVIDADES

-  0% - 10%
-  10% - 20%
-  20% - 30%
-  30% - 40%
-  40% - 50%
-  50% - 60%

0 - 100 metros de altitude
100 - 200 metros de altitude
200 - 300 metros de altitude
300 - 400 metros de altitude
400 - 500 metros de altitude
500 - 600 metros de altitude
600 - 700 metros de altitude
700 - 800 metros de altitude
800 - 900 metros de altitude
900 - 1000 metros de altitude

DOCUMENTAÇÃO CARTOGRAFICA
Folha nº 214 de levantamento topográfico
do Estado de São Paulo, 1958, escala de 1:50.000
1:50.000

ESCALA GRAFICA
1:50.000
0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000
METROS
ESCALA QUANTITATIVA 1:50.000

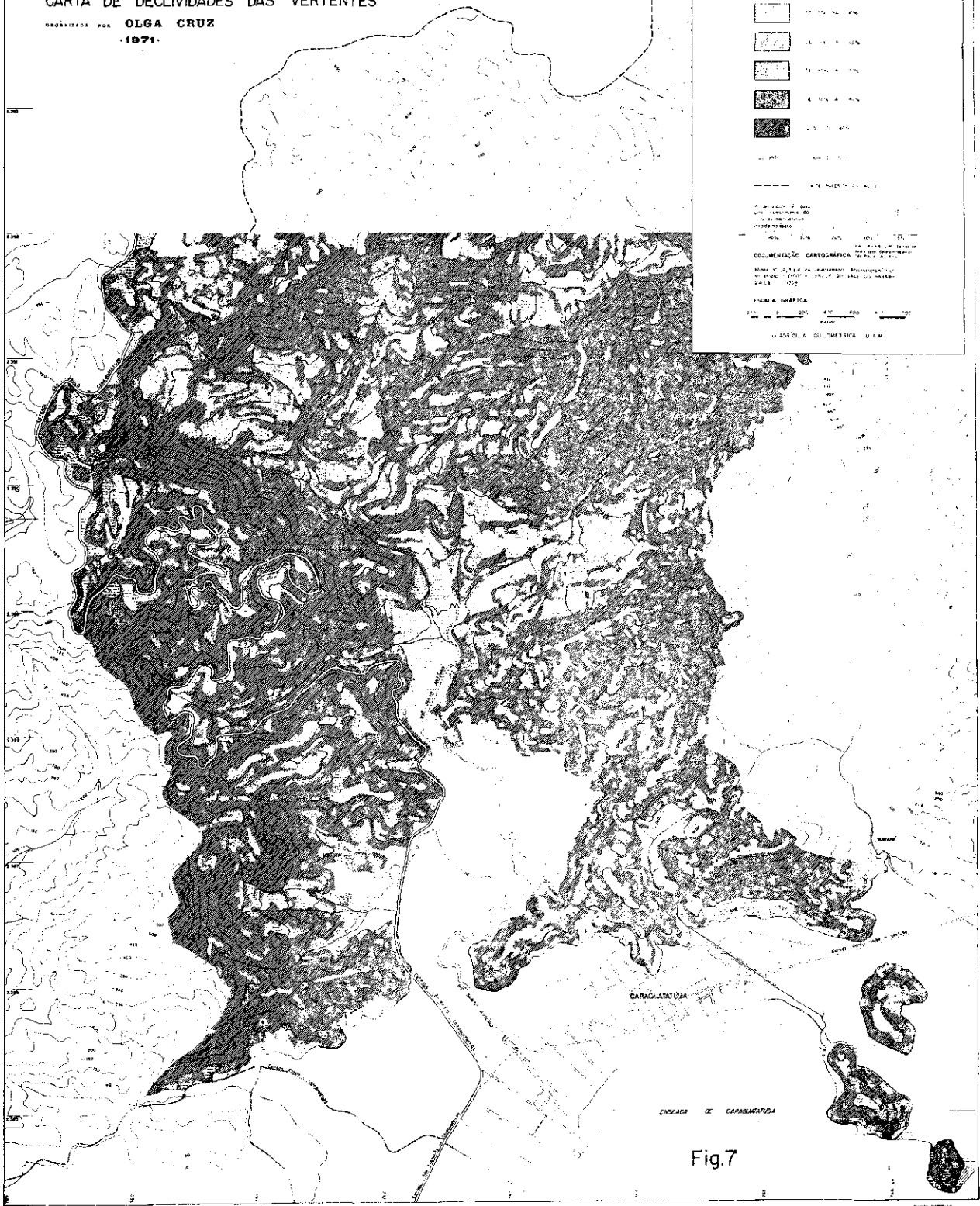


Fig.7

solo (geralmente pouco espesso) ou a rocha alterada e a rocha sã. Isto adensa a rede de drenagem com canais de escoamento correndo no sentido dos declives, isto é, transversais às curvas de nível. Só ao chegar à baixada é que esses afluentes se reúnem para formar o rio que toma então o nome de Santo Antônio.

— Todos os vales da bacia foram atingidos pelos escorregamentos e conseqüentes devastações por ocasião da catástrofe de 1967.

— Por eles desce a rodovia que une o planalto ao litoral norte. São, portanto, visíveis da estrada, fáceis de serem atingidos nas suas baixas vertentes e identificados nos mapas apresentados.

Como se percebe pela carta de declives, ao deixar as escarpas, o rio Santo Antônio percorre um alvéolo que retém os detritos mais grosseiros, entulhado de taludes de detrito, como o demonstra a carta geomorfológica, apresentando declives de 5-10%. No alvéolo a jusante, mais largo e mais plano, predominam os depósitos de tipo colúvio-aluvial menos grosseiro, em declives inferiores a 5%. Baixos esporões estreitam a jusante esses dois alvéolos, separando-se da baixada propriamente dita. Levando-se em consideração que o rio cava o seu talvegue e conseqüentemente seu vale, a partir de uma erosão remontante das cabeceiras, ajudada pelas nascentes do lençol aquífero e por outros tipos de escoamento superficial, pode-se afirmar que o rio Santo Antônio ampliou seu vale, remontando na escarpa através desses alvéolos. Quanto mais a jusante mais antigos e portanto maiores, mais largos, mais evoluídos, podendo culminar esta evolução numa grande abertura na escarpa, que seria a baixada. A medida que a drenagem recua, o vale se desenvolve, dando oportunidade a que a área de vertentes, o escoamento superficial e a movimentação do manto detrítico aumentem. Os declives estão estreitamente ligados à evolução das vertentes que pode produzir áreas escarpadas ou patamares, de acordo com as influências estruturais.

As áreas mais escarpadas estão representadas na carta de declives por traços mais fortes e texturas mais escuras. Correspondem a declives superiores a 40%, sobretudo entre 40 e 50% (22-25°), ocupando mais de 16,29 km², ou seja 54,3% da área de 30 km². Essa faixa de declives acima de 40% é bem visível na carta; ocupa as vertentes mais altas da escarpa, acompanha a beira do planalto de nordeste a noroeste e desce para o vale do ribeirão da Volta, contornando após o morro do Jaraguá. O planalto é bem diferenciado dos altos das escarpas pela variedade de declives inferiores a 40%. A ocorrência de morros mamelonados cria um mosaico de texturas que refletem maior suavidade nos topos e declives mais íngremes nas vertentes, muitas vezes também acima de 40%.

Na bacia que reúne os ribeirões do Ouro e do Quinhentos Réis observa-se uma área de grande variedade de declives que indica a ocorrência de patamares. Tais patamares correspondem a texturas mais claras, enquanto nos fundos dos vales em V predominam texturas mais carregadas, as que representam os declives superiores a 40%. No alvéolo a montante as declividades variam de 5 a 10% e as baixas vertentes ao seu redor apresentam-se com valores de 10 a 20% e de 20 a 30%, evidenciando os taludes de detritos que são aí abundantes. No alvéolo a jusante percebe-se o contraste entre seu fundo chato, a menos de 5%, e as baixas encostas em contato anguloso, com declividades, em boa parte, com mais de 40%, salvo quando há deposições de base que permitem declives menos contrastantes.

A leste e sudeste, nas encostas do esporão divisor de águas do rio Santo Antônio com o do Guaxinduva, ocorrem declives também varia-

dos. Mas, de uma maneira geral, as texturas que indicam declives mais suaves aparecem em fundos planos dos vales, sobretudo a jusante, nas baixadas e nos pés de encosta com depósitos detríticos e sobre os patamares.

Os três pequenos morros residuais a sudeste da carta, com grande variedade de valores, são protótipo do mosaico de declividades das áreas de relevo mamelonado. Seus topos são achatados (valores menores) e as encostas apresentam aquela variedade de declives, própria de vertentes mamelonizadas, isto é, convexidade na passagem topo-encosta e concavidade nas baixas vertentes, se houver deposições de base. A falta de depósitos basais ocasiona o aparecimento de valores maiores também nas baixas encostas, criando então contatos bruscos entre valores superiores a 40% e inferiores a 5%.

Costuma-se afirmar que são as áreas desprovidas, parcial ou totalmente, de cobertura vegetal, de sistemas morfoclimáticos secos ou úmidos com estação seca definida, as que são muito atingidas por problemas de dinâmica de vertentes. A ação do escoamento superficial peculiar a esses sistemas, apesar de ser curta e espasmódica, é violenta e de grande capacidade de transporte. Variações climáticas sucederam-se no Quaternário e foram capazes de montar, em cada fase, paisagens dependentes das ações dos processos morfogenéticos, inerentes ao sistema morfoclimático atuante. O problema torna-se diferente, no entanto, em áreas escarpadas constantemente batidas pelos ventos úmidos oceânicos e sujeitas à influência estrutural poderosa, como é o caso da serra do Mar, onde mesmo com floresta compacta, esse tipo de escoamento pode ocorrer quando das chuvadas de verão, fortes e prolongadas e em função das grandes declividades.

Desde a sua formação, a partir, segundo parece, de blocos tectônicos escalonados, as escarpas da serra do Mar vêm sendo atingidas por grande dinâmica das vertentes, capaz de criar todo um cortejo de formas de relevo em níveis modelados em patamares, acumulando maior volume de detritos apenas nas baixadas.

Todas as escarpas da serra de Caraguatatuba no vale do Santo Antônio estão cobertas pela mata, preservada como reserva florestal do Estado. Mesmo assim, boa parte dessa reserva foi destruída em algumas horas por ação do escoamento superficial violento favorecido pelos declives, provocando escorregamentos, por ocasião das chuvas de 18 de março de 1967. Na amostragem apresentada percebe-se bem que os declives de acima de 40% ocupam mais da metade das vertentes da área focalizada. Procurou-se então fazer um levantamento das ocorrências dos escorregamentos nesta mesma área, observando-se até que ponto os mesmos coincidem com zonas mais declivosas. Mas, infelizmente, isso só foi possível em parte, como está assinalado na folha superposta à carta de declives, e que será objeto de maiores referências num dos próximos capítulos.

Os níveis de patamares

Esses níveis, já referidos, foram observados repetidamente em toda a área pesquisada tanto no trabalho de campo como nas fotografias aéreas. Essa observação trouxe a convicção de que os aplainamentos, peculiares aos planaltos interiores do Brasil sudeste, também atingiram a costa escarpada. É óbvio que aqui não se apresentam com a mesma nitidez e extensão dos de lá, nem há no momento interesse em correlacioná-los. Isto só poderá ser feito quando for estudada uma área transicional, um compartimento de planalto rebaixado, que receba com a mesma intensidade tantos os efeitos do recuo das cabeceiras e evolução

das vertentes de uma bacia hidrográfica do planalto como os de uma bacia da vertente atlântica, o que não acontece no litoral Norte.

Este estudo dos níveis litorâneos também foi feito com a preocupação de registrá-los na carta geomorfológica como uma parte integrante de morfologia da serra do Mar. Para chegar a defini-los com maior segurança, procurou-se registrar também os de todo o litoral norte, os quais coincidiram com os da área mapeada. Os níveis situados entre Ubatuba e serra da Lagoa não foram registrados porque não existe nenhum levantamento topográfico da área. Mas, nos trabalhos de campo, foram lançados sobre a carta da marinha n.º 1.613 e posteriormente conferidos e relacionados aos das outras áreas. Estabelecidas as diferenças altimétricas entre os níveis, foram os mesmos correlacionado aos já referidos por outros autores. Por fim, numa última etapa, foram sobrepostos à base topográfica da carta geomorfológica.

Quatro níveis repetem-se ao longo das escarpas, em altitudes que podem variar no espaço. A seleção dos mesmos foi feita com cuidado, mas é passível de novas considerações, a partir de outras pesquisas que poderão ajudar o seu estabelecimento definitivo. A falta de conhecimento geológico das escarpas do litoral norte, a não ser em áreas esparsas, dificultam muito a verificação dos níveis. Em muitos pontos, o desconhecimento da tectônica e da litologia leva a interpretações que podem não ser verdadeiras. Há formas de relevo que parecem formas de desgaste, mas na verdade seriam patamares estruturais. Um reconhecimento geológico superficial pode resultar em interpretações errôneas. O mesmo se dá em relação à falta de sondagens, de conhecimentos pedológicos e sedimentológicos dessas áreas de escarpas e dos depósitos superficiais sobre os patamares e baixas encostas. Todas essas dificuldades de conhecimento são conseqüência da floresta que tudo recobre e que torna a maior parte da área inacessível fora dos eixos de estradas.

As deposições de pé de encosta em áreas escarpadas são de importância fundamental para a definição geomorfológica, sobretudo geocronológica, da área. BIGARELLA, MARQUES e AB'SABER (1961) foram pioneiros nos estudos dessas deposições. BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA (1965), em estudos sobre a evolução das encostas nas áreas cristalinas do Brasil sudeste e meridional, referem-se a estes tipos de depósitos, correlativos de fases de aplainamento por pedimentação nos sopés de escarpas da serra do Mar. A. JOURNAUX, da Universidade de Caen — França, por ocasião de sua passagem pelo Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, chamou a atenção para este fato, numa excursão feita à área de Caraguatatuba. Em outra linha de estudos de geomorfologia litorânea, dirigida no sentido da identificação das formações superficiais (tanto dos produtos de alteração do substrato rochoso como dos de transporte e remanejamento recentes) poder-se-ia provavelmente chegar a bons resultados, pela identificação desses depósitos, do seu papel na dinâmica das encostas e, em conseqüência, do reconhecimento mais aperfeiçoado dos níveis de aplainamento que os retêm. A abertura da nova estrada (e conseqüentemente de novos cortes) já planejada, ligando Selesópolis a Caraguatatuba, que provavelmente descerá a serra pelo vale do rio Camburu, trará, indubitavelmente, uma enorme contribuição para os estudos acima referidos. A rodovia Rio—Santos, que será aberta em breve, passará por todo o litoral norte, abrindo novas perspectivas aos estudos das Ciências da Terra. Por enquanto, o litoral ao norte de Ubatuba e Itamumbuca é inacessível, a não ser pelo mar ou por picadas abertas na floresta.

O fato das curvas de nível da carta-base não serem absolutamente fiéis ao relevo e das fotografias aéreas apresentarem distorções e hiperestereoscopia, dificulta o reconhecimento dos níveis de aplainamento

das escarpas. Assim, foi com precaução que os mesmos foram lançados sobre a carta-base.

Os quatro níveis reconhecidos apresentam-se em geral fragmentados e descontínuos. O nível mais alto é o que ocorre entre altitudes de 400-550 m (podendo aparecer raramente também a partir de 340-350 m) nas vertentes, logo abaixo dos altos abruptos das escarpas, e por isso é chamado de "alto nível". Mas também pode ocorrer sobre os esporões e mais raramente à beira-mar, como no maciço da serra da Lagoa e talvez no da ilha Anchieta. O segundo nível corresponderia à superfície Monte Serrate—Santa Teresa (bem desenvolvida na Baixada Santista), com altitudes em torno de 200-300 metros, podendo ocorrer até mais ou menos 180 e 340 m. É o nível chamado "intermediário". Os dois níveis mais baixos situam-se, o primeiro entre 80 e 170-180 m, o "nível mediano" e o segundo entre 20 e 70 m, raramente alcançando 80 m ou menos de 20 m, o "baixo nível".

Conforme observação anterior, os níveis podem suceder-se sem solução de continuidade, dando ocasião a que sejam freqüentemente encontrados em altitudes diferentes daquelas em que geralmente ocorrem. Não se adaptam a altitudes definitivas; oscilam, dependendo das condições de relevo da área. Podem interpenetrar-se, o que não é raro, tornando assim difícil o seu reconhecimento somente pelos dados de altitude. Ora são mais visíveis numa altitude ora noutra. Existindo uma faixa de variabilidade entre eles, é dificultoso afirmar qual seria o mais evidente no conjunto do litoral norte. Podem-se destacar localmente, como, por exemplo, em altos esporões à beira-mar, em torno de uma bacia de recepção, etc. Sua amplitude altimétrica liga-se ao caráter levemente inclinado dos patamares, fato mais ou menos generalizado por toda a área.

O que se pode afirmar é que os dois níveis mais altos aparecem tanto nas médias escarpas interiores como nos esporões que penetram no mar. Às vezes separam-se completamente da escarpa, coroando maciços isolados nas baixadas ou emersos no mar em ilhas, como por exemplo na ilha Anchieta. Os dois níveis mais baixos são comumente mais descontínuos e ocorrem à beira-mar, nas ilhas, ou embutidos nos níveis mais altos. No litoral norte, o "alto nível" parece ser mais nítido, mais contínuo e mais ocorrente que o "intermediário". Na Baixada Santista e em outras áreas, é o "intermediário" que merece destaque especial, a ponto de ter sido considerado uma superfície de erosão. Isso se justifica pelo fato de, no litoral norte, a serra se aproximar do mar. Os três níveis mais baixos tendem a aparecer em menor extensão, muito próximos do mar ou submersos. Na área pesquisada, quando as escarpas se aproximam do mar, como é o caso de toda a orla litorânea que ladeia o planalto de São Sebastião, "o nível intermediário" ocorre quase junto ao mar, como na ponta de Boiçucanga, ponta Grossa das Maresias, costão do Navio, morro do Gaecá e costão a nordeste da praia Martim de Sá. No entanto, à retaguarda das baixadas, o "alto nível" é expressivo e, às vezes, mais contínuo. Já nas áreas dos fundos da baixada de Caraguatatuba, o intermediário assume maior expressão, estendendo-se visivelmente sobre o esporão do Camburu e continuando fracionado nos topos dos morros ao redor. Pode-se concluir que, em áreas mais rebaixadas e baixos esporões, o "nível intermediário" é mais ocorrente que nas mais elevadas e mais íngremes.

Os dois níveis inferiores (mediano e baixo nível), mais recentes, apresentam-se com formas mais aplainadas, menos reentanhadas. Esses aplainamentos apresentam uma inclinação bem mais visível que os do nível intermediário. Por exemplo, os aplainamentos do nível mediano são nítidos, sobretudo nas pontas e baixos morros à beira-mar ou nas

ilhas. Entretanto, os morros isolados e morretes de pé de serra, que ocorrem com frequência nos fundos da baixada de Caraguatatuba, apresentam-se mamelonados, coroados em geral por um dos níveis mais baixos. O nível intermediário é uma superfície mais evoluída, mais seccionada, e por isso mesmo menos inclinada. Segundo informação verbal de J. J. BIGARELA (1969), em excursão realizada na área de pesquisa, poderia ser correlacionado à superfície de aplainamento Pdl formada no Pleistoceno inferior (Nebraskan).

O levantamento efetuado para verificação desses níveis a partir da ponta Grossa no morro da Sobaia até a serra do Parati, confirmou a ocorrência desses 4 níveis por todo o litoral norte. Mas quando o planalto se eleva e as escarpas atingem maiores altitudes, como acontece a partir do morro do Corcovado (mun. de Ubatuba) (fig. 5) até a serra do Parati, outro nível, "o mais alto", parece definir-se nas altas escarpas, quase ligado ao planalto. Às vezes, esse "mais alto nível" apresenta-se como uma continuação do "alto nível" de 400-550 m, outras vezes, ocorre isolado. Na área de Ubatuba, onde o planalto atinge 1.000—1.100 m, ele aparece em destaque. Nas escarpas rebaixadas do planalto de São Sebastião, que se situam entre 500-800 m, e nas de Massaguaçu, entre 800-900 m, tal nível não ocorre.

O litoral norte apresenta-se, portanto, pelo menos de Maresias à ponta da Trindade na divisa com o Estado do Rio, como um bloco aproximadamente homogêneo, alçado a nordeste. Está preso, nesta área, a uma submersão da costa maior que nos outros dois setores do litoral paulista. É talvez por isso que "o mais alto nível", nítido no litoral norte, não é citado por outros autores nos demais setores do litoral do Estado de São Paulo.

Já o litoral oeste do Estado do Rio, embora apresentando também uma costa de submersão, é continuado por escarpas mais altas, porém mais recuadas em torno da baía da Ilha Grande. Caracteriza-se pela presença de grandes maciços soldados ao continente por planícies litorâneas ou em ilhas, recortado por grandes baías, enquanto no litoral norte tais maciços são pouco desligados da serra e seus esporões.

Acompanhando o levantamento topográfico Ubatuba—Serra do Parati (fig. 5), observa-se que na serra do Parati as altitudes de 1.000 a 1.050 m correspondem a restos do Planalto. Descem em patamares, apresentando altitudes decrescentes, de 750 a 600 m, de 450 a 400 e de 250 m, mergulhando em seguida, pela ponta da Trindade, diretamente no mar. Nos esporões que rodeiam a baixada de Picinguaba, drenada pelos rios do Cedro e da Fazenda, sobressai o "alto nível" de 500 a 600 m. O "nível intermediário" aparece nítido e extenso à beira-mar, nos costões do trecho que vai da ponta da Trindade à ponta da Cruz, enquanto os dois baixos níveis limitam-se às pontas ou afloram nas ilhas: Couves, Comprida e Rápida. No esporão divisor de águas entre as enseadas de Picinguaba e Ubatumirim, o mais conspícuo é "o mais alto nível" entre 650-700-850 m. Abaixo do mesmo, o "intermediário" é o mais visível. Bem desenvolvidos são os baixos níveis da ponta do Almada, sobretudo o inferior, com 50-60 m que reaparece nas ilhas da Pesca (38 m), Selinha (36 m) e Redonda (56 m); o "mediano" é mais nítido na ilha dos Porcos Pequena (106 m).

Logo a oeste e sudoeste da serra do Parati, o vale do rio Ubatumirim merece destaque. Guiado por influências estruturais retilíneas, com vertentes abruptas, cava um corte profundo entre as escarpas principais e o esporão acima referido. Desce da serra do Parati, abrindo um grande alvéolo entulhado de cones detríticos, entre os quais ocorrem baixos níveis em rampas (pedimentos?). O desgaste intenso a que estão

expostas as partes abruptas dessa escarpas, nas áreas de cabeceira, cria pontões e paredes rochosas, como nas cabeceiras do ribeirão da Fazenda, onde aflora a pedra da Lagoa (900-950 m).

O rio Puruba desce pela zona norte da serra do Parati e vai desaguar na enseada de Ubatumirim, em meio a um cinturão meândrico por entre os cordões arenosos. A baixada do Puruba é separada da do Ubatumirim pela pedra da Onça (400-500 m), denotando restos do "alto nível". Exibe também bons exemplos do "nível intermediário" e dos baixos níveis até a ilha das Pombas (20 m). A partir do costão entre as baixadas de Puruba e Ubatumirim, a costa toma a direção sudoeste, acompanhando as escarpas da serra do Mar. Os rios que desagüam nas enseadas do Camburi, Piciguaba e Ubatumirim têm suas desembocaduras desviadas para leste, sudoeste ou nordeste por flexas arenosas, alongando-se de acordo com a movimentação das correntes litorâneas nas mesmas direções. Quando a costa segue a direção NE—SW, essas restingas prolongam-se para sudoeste. No divisor d'água entre Puruba e Itamumbuca, grande e largo, com costões e pequeninas baixadas, entre as quais se destaca a do Prumirim, ocorre o morro do Félix, com quase 800 m de altitude. Parece ser um testemunho rebaixado do planalto que aí se situa entre 1.000-1.100 m.

O vale do rio Prumirim tem características muito importantes para a compreensão da evolução das vertentes nas escarpas da serra do Mar. Desenvolve um alvéolo interno, encravado entre esporões e é estrangulado por uma garganta em forma de vale suspenso. Assim, o rio, antes de atingir a pequena baixada, encachoeira-se nessa garganta que une o nível de base da baixada ao nível de base rochoso do alvéolo, no qual sobram ainda morrotes residuais com altitudes indicando restos do nível "mediano". É importante ressaltar que alguns vales como o Guaxinduva e outros da baixada de Massaguaçu apresentam um alvéolo interno já rebaixado, quase ao nível do mar, e dele separado por formações arenosas marinhas; outros apresentam, num estágio mais evoluído, um segundo alvéolo a montante, também rebaixado e entulhado de cones de detritos, como é o caso do vale do Santo Antônio. O do Prumirim acha-se numa fase incipiente de escavação do alvéolo, a 100-150 m de altitude, longe ainda de alcançar o nível de base marinho. É claro que as influências estruturais se manifestam e podem explicar esse patamar rochoso ou soleira, em garganta, mas é prudente não fazer tal relacionamento enquanto não existir, sobre a área, algum estudo geológico que indique, ou não, essa relação.

Todos os costões dessa área entre Itamumbuca e Puruba apresentam exemplos dos níveis baixos, sobretudo na ponta da Jamanta (100 — 150 m) ou emergem no mar, como na ilha do Prumirim (131 m). A sudoeste desta última ocorre um bom exemplo de plataforma de abrasão suspensa. Nos fundos da baixada de Itamumbuca também ocorrem cones de detritos. O rio desce ladeado por um cinturão meândrico e corre em meio aos cordões arenosos frontais. A baixada é circundada por altos morros separados do planalto, já rebaixados e vizinhos ao mar: morro do Félix, Caxambu e do Correa. O planalto aproxima-se do mar com festonamentos em cunha, produzidos pelas cabeceiras do Puruba—Acaraú e do Itamumbuca. Os quatro níveis aparecem fragmentados, embutidos nesses morros mais altos que, certamente, poderiam representar um início de desenvolvimento do mais alto nível. Somente na faixa litorânea ocorrem isolados: o morro da Ponte Alta (414 m), em frente à praia Vermelha, representa o "alto nível"; mais à frente, o nível "intermediário" e o "mediano" aparecem bem marcados nas pontas do Respingador, do Costa e do Alegre.

Na enseada de Ubatuba e Toninhas o litoral toma novo rumo N—S até a ilha Anchieta. Nas altas encostas, à retaguarda das baixadas de Perequê-Açu e Ubatuba, o patamar mais alto, entre 550—650 m, apresenta-se desdobrado em morros, como, por exemplo, o pico do Frade. Nos fundos da baixada de Ubatuba a serra cai em paredes quase verticais, de 900—1.100 m no Planalto a 100 m na baixada. É interessante notar que o vale do rio Ubatuba, ao penetrar na serra, não apresenta alvéolos, mas um corredor que se alarga levemente a montante, entulhado de taludes de detritos. A bacia do Perequê-Mirim também apresenta pequenos alvéolos interiores com taludes de detritos, sobretudo ao longo dos ribeirões Indaiá, Ponte Alta e Grama. As cabeceiras dos rios Ubatuba, Indaiá e Itamumbuca esfacelam o rebordo estrutural da serra de Ubatuba em “percées”, verdadeiros boqueirões. O rio Ubatuba faz recuar profundamente a escarpa, interiorizando a baixada, mas as cabeceiras do rio Itamumbuca fazem recuar apenas a alta escarpa. A oeste de Ubatuba o pico do Corcovado, situado sobre o planalto, emite esporões que vão dar nova direção leste—oeste ao litoral. Esta direção permanece da enseada do Flamengo à praia Dura, no fundo da enseada de Fortaleza. Os morros, à retaguarda dessas duas enseadas, testemunham o alto nível à beira-mar (550—484—532 m), que vai reaparecer na ilha Anchieta (335—370 m). Na Ponta Grossa (327 m), ao sul da enseada de Ubatuba e na ponta do Espia, ocorre o nível “intermediário”.

A área de Ubatuba é uma área de transição. Sua enseada e a ilha Anchieta atuam como o cotovelo de mudança da linha de costa. Os dois níveis mais altos apresentam-se inseparáveis, confundem-se, interpenetram-se. Os dois níveis mais baixos ocorrem fragmentados nas ilhas das Cabras (27 m) e das Palmas (84 m), nas pontas das Toninhas, do Espia e da ilha Anchieta.

A partir de Ubatuba os recortes são maiores e as profundas enseadas desdobram-se em pequenas baixadas e pontas salientes. O nível “intermediário”, com altitudes de 328—222 m, aparece entre a enseada de Fortaleza e a do Mar Virado, e no morro Escuro. Está ladeado de níveis “medianos” que continuam a ocorrer na ilha do Mar Virado (163 m). Na enseada do Mar Virado, limitada a sul—sudoeste pela serra da Lagoa, o litoral toma novamente a direção NE—SW, apresentando nos fundos um morro residual de 656 m. Nesses setores, onde as escarpas se apresentam próximas ao mar, em costões, os taludes de detritos de pé de encosta, como matacões e rampas de colúvio, podem ser alcançadas pelas vagas, tingindo as areias praias (praia Vermelha).

A serra da Lagoa (Fig. 2), com suas cristas orientadas NE—SW, é um testemunho do “alto nível” à beira-mar. Constitui um pequeno maciço litorâneo já desligado das escarpas, mas unido ao continente por velhos tómbolos e formações alúvio-colúvias dos rios Tabatinga e Maranduba e das encostas vizinhas, com faixas frontais de areias marinhas. A flexa arenosa que desloca para o sul a desembocadura do Maranduba e para o norte a do ribeirão da Lagoinha indica que na enseada do Mar Virado há formação de duas correntes litorâneas. Estas ocorrem de acordo com duas massas de água, separadas no meio da praia pela ilha da Ponte (64 m), que está sendo ligada ao continente por um tómbolo em formação. A ilha do Tamanduá (162 m) forma um arco com as cristas da serra da Lagoa e a ponta Grossa, e apresenta-se como testemunho do “nível mediano”. A ilha de Maranduba (49 m), também na direção NE—SW, é a continuação dos níveis mais baixos das pontas que bordejam o maciço, como as do Tapuá, do Meio, Pulso, Lagoa, Aguda, Galhetas. A serra da Lagoa, coroada por altos níveis, com paredes

abruptos à beira-mar, é um exemplo clássico de litoral afogado. Os baixos níveis ocorrem apenas nas ilhas que a rodeiam.

Os trabalhos de campo desta pesquisa foram efetuados a partir da baixada de Massaguaçu, para observação dos escorregamentos que também ocorreram em suas escarpas, sendo considerada, portanto, como parte integrante da área de pesquisa. Não foi mapeada com a carta geomorfológica, pelas razões já expostas, tendo enfão sido efetuado o esboço. As escarpas de Massaguaçu, nas bordas do planalto do alto Paraibuna, a 800—900 m, embora um pouco recuadas pela baixada estreita e comprida, apresentam-se com altitudes inferiores às de Ubatuba. A serra é maciça, descendo em esporões, com afloramentos rochosos em “dentes caninos”. Estes evidenciam o “alto nível” e ocorrem até a faixa arenosa frontal. São altamente influenciados pela estrutura, com paredões verticais nos fundos das baixadas. Foi neste setor que, pela primeira vez, na observação dos taludes de detritos de pé-de-serra, se evidenciou a formação das rampas de desgaste que ocorrem entre os setores mais escarpados e os taludes. Constituem um fato morfológico oposto aos níveis de patamares e suas ocorrências merecem destaque especial que será dado mais adiante.

As baixadas deste setor, a sudoeste da serra da Lagoa, são forradas de sedimentos colúvio-aluviais e recobertos nos pés de encosta por taludes de detritos em forma de línguas. Nelas aparecem freqüentemente morros residuais com baixos níveis, que se prolongam nas duas ilhotas em frente à praia de Cocaina. Paredões escarpados, com uma rede semi-anastomosada de canais de escoamento superficial, seguem as linhas de maior declive e dão a impressão de estar ligados a falhamentos. Nas altas cabeceiras dos rios Mococa e Cocaina, rochas resistentes, como os gnaisses graníticos de metamorfismo regional, apresentam-se em paredões falhados, criando um relevo de grotões e despenhadeiros quase totalmente desnudados. Esse tipo de relevo ocorre nas mais altas vertentes da serra e dos esporões. É área preferencial de fenômenos de escorregamento. Nas fotografias aéreas de 1962 foi observada a presença de muitas cicatrizes de escorregamentos, que aparecem tanto no planalto como nos altos da escarpa. Ocorrem em paredões bem abertos na direção sul—sudeste, nas cabeceiras dos rios Jituba e Massaguaçu, estendendo-se até às cabeceiras do ribeirão Manteigueira. Tais cicatrizes estão em parte fossilizadas por uma vegetação de capoeira e não apresentam atualmente formas de ocupação humana. Estes locais devem favorecer, por ocasião de grandes chuvas, a ocorrência de processos de violenta dinâmica de vertente. Em frente à essa escarpa ocorrem apenas níveis “intermediários”, e os mais baixos que não a protegem dos ventos de quadrante sul e leste. Por isso essas áreas são sempre sujeitas a escorregamentos.

O esporão que separa a baixada de Massaguaçu do vale do rio Santo Antônio, já fazendo parte da carta geomorfológica, está quase todo coroado nos seus topos pelo nível “intermediário”, com altitudes de 200—250 m. Chega à beira-mar, apresentando nas suas extremidades os dois mais baixos níveis, que também ocorrem sobre os morrotes atrás da praia de Martim de Sá. A oeste, entre os rios Guaxinduva e Santo Antônio, aparece o “alto nível” a 429—502 m, com rocha exposta em “dente canino”. Os vales dos rios Guaxinduva (desviado para a praia Martim de Sá) e Ipiranga, com o nível “intermediário” entre 200—328 m bem desenvolvido, embora fragmentado, são exemplos importantes do desenvolvimento de alvéolos internos. Estes corroem as bases das escarpas, estrangulados por baixos esporões.

A retaguarda da cidade de Caraguatatuba, onde ocorre bem individualizado o nível “mediano” 87—189 m, abre-se o vale do rio Bromado

(desviado para a antiga foz do Guaxinduva), que apenas começa a corroer a escarpa, num estágio de evolução ainda mais incipiente do que a do rio Prumirim. Este rio também apresenta vale suspenso embutido no esporão, numa garganta, atrás da qual começa a surgir um pequenino alvéolo, entre 70—80 m de altitude, rodeado de elevações correspondentes ao nível “intermediário”. Se os vales suspensos são prova de levantamentos da costa, estes foram posteriores aos níveis de aplainamento já definidos.

A área de Caraguatatuba, como a de Ubatuba, é uma área de transição. Sua enseada de direção N—S encosta-se, para norte, aos morros e esporões de direção NE—SW do litoral de Massaguaçu. É como a ponta extrema de um braço, cujo cotovelo é o grande avanço do planalto e da ilha de São Sebastião. A partir do morro do Jaraguá, as escarpas desviam-se da direção NE—SW e penetram para oeste, formando os fundos da baixada de Caraguatatuba. O morro do Jaraguá, constituído por leptitos, é um morro residual, em forma de “canino” em torno do qual se desenvolve o “alto nível” a 420—470 m e o “mediano” a 89 m na Utinga. Reflete as influências tectônicas, uma vez que são comprovados os falhamentos do vale do córrego da Volta, que parecem se estender pelos vales do Canivetal e do Manteigueira. O vale da Volta é ainda zona de contato dos gnaisses facoidais da escarpa com os leptitos do morro.

As bordas do planalto na serra de Caraguatatuba, por onde passa a estrada Paraibuna—Caraguatatuba, apresentam-se mais rebaixadas (700—750 m). Essas beiras de escarpa possuem altitudes inferiores às do interior do planalto. Por exemplo, o festão proeminente que a estrada contorna na descida da serra de Caraguatatuba apresenta altitudes de 680—789 m, mas logo para o interior, na bacia do rio Negro, estas atingem 800 m. Isso mostra o dissecamento das beiradas do planalto pelos rios da vertente atlântica. Este fato é importante, pois quanto maior o recuo das cabeceiras maior o retrabalhamento e rebaixamento dos níveis das escarpas.

O recuo de cabeceiras não é apenas um trabalho fluvial. Pelo contrário, a evolução das vertentes nessas altas escarpas e beiradas de planalto está sobretudo presa aos afloramentos do lençol aquífero e ao aparecimento de nascentes. Estas efetuam um trabalho de sapa, ajudando a alteração das rochas nas linhas de fraqueza, propiciando uma dinâmica das partículas e blocos. Ainda mais, a escarpa da serra de Caraguatatuba é talhada em gnaisses facoidais, muito vulneráveis à alteração bioquímica. Este ataque bioquímico, unido à ação do lençol aquífero, está bem relacionado aos deslizamentos de 1967.

As escarpas da serra de Caraguatatuba, a partir do morro do Jaraguá, estão divididas em dois setores, separados pelo esporão do Camburu. Recuam para oeste, condicionadas às influências estruturais. Quando a faixa de gnaisses resistentes de metamorfismo regional, com direção preferencial NNE—SSW, afasta-se do litoral para SW, também as escarpas tomam esse rumo, até o espigão do Camburu. Este é constituído por migmatitos de direção-geral ENE—WSW e E—W, e nele se desenvolve o nível “intermediário” (203—300 m). O encontro dessas litologias diferentes, com direções contrastantes, determina uma zona de fraqueza, bem aproveitada pelos rios Pau d’Alho e Anhembu, que formam neste setor um recôncavo e rebaixam o planalto. Assim as escarpas festonam-se, rebaixam-se e os rios correm em linhas de fraturas e de blocos deslocados nos subcompartimentos do planalto. O recuo das escarpas deu oportunidade a um melhor desenvolvimento das aplainações, sobretudo nas baixas e médias encostas da serra, com importantes ocorrências de formações colúvias nos pés de vertente. Por

exemplo, os "altos níveis" ocorrem no esporão entre os ribeirões da Morte e Canivetal a 416—556 m, no esporão entre os rios Pau d'Alho e Camburu a 420—528 m e no espigão do Camburu a 370—450 m. O nível "intermediário" ocorre mais fragmentado, embutido nos "altos níveis" e só se desenvolve bem no espigão do Camburu. Na bacia do Pau d'Alho, os baixos níveis fracionados que ocorrem nos montes isolados e baixos esporões estariam condicionados a direções tectônicas cruzadas, NE—SW e NW—SE, e às ações da erosão diferencial. Nesse recôncavo, onde se alojam os bairros de Aldeia e Pau d'Alho, duramente atingidos pelos escorregamentos em março de 1967, os rios seguem linhas estruturais nítidas, com cotovelos retilíneos e vales apertados e profundos, como, por exemplo, o ribeirão Caetano.

Ainda duas grandes linhas tectônicas ajudam a entender a formação desse recôncavo. A primeira segue os vales do Manteigueira, do Santo Antônio, do córrego da Volta, do Canivetal e a borda rebaixada do espigão do Camburu. A segunda segue as bordas da serra de Caraguatatuba, o vale do ribeirão das Mortes, do Vicente, do Pau d'Alho e a borda do planalto, sobre o vale do Palmital.

Em resumo, a mudança litológica e a conseqüente diferenciação das direções estruturais condicionam, nesta área, uma concentração de acidentes tectônicos que comandam o traçado dos vales e possibilitam o recuo das escarpas para o interior. Como conseqüência, os baixos níveis tiveram possibilidade de expandir-se nessa zona. A bacia do Pau d'Alho e Anhembu são, na verdade, uma zona essencial para a definição geológico-estrutural da serra do Mar em Caraguatatuba.

O rio Camburu também entalha em garganta profunda essas escarpas, seguindo cotovelos estruturais e recolhendo boa parte das águas do planalto de São Sebastião pela bacia do rio Pardó, num corredor subseqüente ou ortogonal à serra do Juqueriquerê. O rio segue a direção de ENE—WSW, que é a dos migmatitos. As cristas do espigão do Camburu e as dos morrotes isolados na baixada desde o morro das Cobras até o da Lagoa estão condicionadas a esta mesma direção estrutural. Predominam nos fundos da baixada de Caraguatatuba as direções E—W e ENE—WSW e dão oportunidade a uma evolução da baixada, ortogonal a essas direções, isto é, N—S e SSE—NNE, desenvolvendo-se mais o nível "intermediário" sobre o espigão do Camburu.

O segundo setor ao sul do espigão do Camburu compreende o vale do rio Claro com o rio Piraçununga e o recôncavo do Jaraguá. As escarpas rebaixam-se, mas o "alto nível" é o mais visível na paisagem. Elas continuam festonadas e as bordas do planalto de São Sebastião quase são fracionadas pelo recuo das cabeceiras dos rios da vertente atlântica. A alta bacia do rio Claro com o rio Piraçununga, compartimentando os espigões do Cedro e do Tingui, expande-se também em área de complexos contatos litológicos, intensamente dominada pela estrutura. Como o rio Camburu, os ribeirões Água Branca e Araraquara e as cristas do espigão do Cedro seguem a direção ENE—WSW dos migmatitos. Esse espigão é constituído por um fragmento planáltico de 500—523 m, ainda não totalmente desmanchado, enquanto a seu redor ocorrem "altos níveis" e níveis "intermediários" bem expressivos. A reentrância formada pelo vale do rio Piraçununga é profunda, porém menos recortada que as ao norte do espigão do Camburu. Aí ocorrem rampas de aplainamento mais extensas que terminam em grandes taludes de detritos. A grande relação entre essas rampas e os taludes será focalizada mais adiante.

Exemplo dessa influência estrutural é também a área do recôncavo do ribeirão Jaraguá, com os morrotes isolados, testemunhos do recuo

da escarpa, num fracionamento que envolve toda a sua bacia. Seu alto curso quase secciona a borda do planalto, com a ajuda do córrego da Onça, ambos seguindo linhas estruturais que facilitam o trabalho de evolução das vertentes. Os altos cursos da bacia do rio Claro, à retaguarda do pico do Jaraguá, adaptam-se a esses lineamentos que se entrecruzam e possibilitam o rebaixamento do planalto de São Sebastião. Suas cabeceiras recortam esta zona onde novamente se manifesta uma mudança estrutural de migmatitos para gnaisses de metamorfismo regional. Assim, na área ao sul do espigão do Camburu, as escarpas se rebaixam, mas o "alto nível" continua sendo o mais visível na paisagem. Ocorre nos principais topos, no espigão do Cedro (350—500m), no do Tingui (357—419 m) e na serra do Dom (521—540 m). No recôncavo do Jaraguá há uma passagem direta das bordas do planalto e do pico do Jaraguá (736m) para os "medianos" e "baixos níveis", respectivamente, a 160—182 m e 50—85. Nos espigões do Tingui e do Cedro (234—250—280 m) há algumas ocorrências do nível "intermediário".

As escarpas da serra do Dom e as do planalto de São Sebastião, em frente à ilha do mesmo nome, possuem altitudes maiores que as da parte interior da baixada de Caraguatatuba. A descida dessas escarpas para as baixadas é violenta, não havendo oportunidade para o aparecimento de patamares, a não ser os que aparecem em torno da cidade de São Sebastião. Desde o bairro de São Francisco até a praia de Gaecá as escarpas são maciças, aproximam-se do mar e caem abruptamente para o canal, terminando por baixos níveis alongados, por entre os quais se alojam praias e pequenas baixadas. Apresentam-se com altitudes que variam de 720 m no morro do Outeiro, a aproximadamente 800 m na serra do Dom. Entre o morro do Outeiro e a serra do Dom a escarpa em frente à baixada da Cigarra rebaixa-se em função da linha tectônica que se prolonga desde a baixada da Paúba, atravessando o planalto de São Sebastião pelo vale do rio Clarinho e do rio da Limeira onde desce então a altitudes de 400 m. O grande cotovelo que faz a costa, mudando a direção do litoral de N—S e NW—SE para E—W e NE—SW, contornando as bordas do planalto de São Sebastião, é mais uma das zonas de grandes influências estruturais que tão bem caracterizam as reentrâncias da linha de costa do litoral norte. Os morros do "alto nível" ocorrem a oeste da cidade de São Sebastião, como o do Barequeçaba separado por uma linha estrutural, ocupada pelos ribeirões Outeiro e Grande; o morro do Topo representa o "nível mediano" e o morro do Gaecá (292 m), o nível "intermediário". O "baixo nível" está bem marcado na paisagem nos fundos das baixadas como a de São Sebastião e nas pontas que ladeiam os morros citados. Do outro lado do canal esses baixos níveis também ocorrem nas áreas de gnaisses do Perequê e Ribeirão. Como não há levantamentos topográficos de detalhes da ilha, não foram verificados, com mais detalhes, os níveis de aplainamento, embora sejam muito importantes suas correlações com os níveis continentais.

Nas bordas do planalto de São Sebastião foram observadas cicatrizes de escorregamento. Ocorrem tanto no planalto, nas vizinhanças do morro do Outeiro, como nos altos da escarpa, nas cabeceiras do rio que passa na fazenda Hipólito ou Santana. São cicatrizes visíveis na paisagem e nas fotografias aéreas de 1962. Segundo os moradores da fazenda, os escorregamentos sucederam-se em fevereiro de 1956. Nos paredões abruptos virados para nordeste suas marcas estão, atualmente, camufladas por vegetação arbustiva rala. É uma área de índices pluviométricos mais baixos, sob a proteção das encostas serranas da ilha de São Sebastião e a abrigo das correntes aéreas do quadrante sul. No

entanto, o alargamento do canal ao norte pode propiciar chuvadas excepcionais, com fenômenos de escorregamentos.

O grande costão do Navio é uma escarpa abrupta que permite a ocorrência de patamares de "alto nível" somente quando a costa muda de direção, a partir da ponta e da ilha do Toque-Toque. O "nível intermediário" manifesta-se a 220—227 m e o "mediano" a 102—144 m. Até Maresias as escarpas mergulham no mar e formam uma costa de submersão. Podem, entretanto, apresentar patamares em níveis bem desenvolvidos, como, por exemplo, os de "nível intermediário" no esporão entre as praias da Paúba e Maresias (220-265 m). Nesta área as bordas do planalto ainda são maciças, com os morros Toque-Toque Grande (650 m), Toque-Toque Pequeno (637 m) e da Paúba (623 m). Percebe-se a partir daí um início de inclinação do planalto para as áreas de rebaixamento, dominadas por intensa influência tectônica, como já foi observado. Essas áreas são aproveitadas pelos rios de ambas as vertentes atlânticas para o recuo de suas cabeceiras.

No esporão, a partir do morro da Sobaia (607 m) e do morro do Boiçucanga, aparece um belo exemplo dos dois mais altos níveis das escarpas da serra do Mar com orientação NE—SW. O "alto nível" apresenta-se a 361—630 m e o "intermediário" a 200—298 m. Ambos ocorrem próximos ao mar, sem dar oportunidade à ocorrência de níveis mais baixos. No esporão entre as praias de Boiçucanga e do Camburi o nível "intermediário", a 210—326 m, torna-se mais evidente. A serra do Juqueriquerê prolonga-se então para nordeste e aproxima-se das bordas do planalto, unindo-se à serra do Mar. Daí partem os afluentes do rio Cubatão que vão desaguar na praia do Una.

Uma última observação merece ser feita a respeito das duas vertentes atlânticas do planalto de São Sebastião. Os altos das escarpas são muito atacadas pela ação regressiva dos rios, pelo escoamento nas vertentes e pelo afloramento do lençol aquífero. Numa zona de esfacelamento do planalto, dominadas por influências tectônicas, essas escarpas apresentam-se rebaixadas, em altitude inferior a 700 m. Nas zonas mais corroidas as altitudes passam a 450-600 m. Em algumas áreas o planalto chega a apresentar seccionamento em pequenos morros residuais, como, por exemplo, entre o rio Claro, o ribeirão Clarinho e o córrego da Onça e no alto vale do rio Piraçununga (Ab'Saber, em comunicação verbal, referiu-se a esses níveis altos, tipo "meia serra", que chegam a penetrar no planalto, isto é, o recuo erosivo é feito por aplainamentos que penetram no planalto, formando áreas rebaixadas como, por exemplo, o colo da serra das Araras). Esses morros apresentam-se mamelonizados em áreas levemente rebaixadas, com altitude que se relacionariam ao "alto nível". Pela visão estereoscópica em fotografias aéreas, eles ainda pertencem ao planalto, que possivelmente não tardarão a fazer parte do "alto nível". Esses "altos níveis" tendem então a se estender por entre os festões da escarpa, subtraindo ao planalto suas faixas terminais e transformando-as em "altos níveis", ou mesmo "intermediários". A vista disto, pode-se afirmar que as escarpas tendem a aumentar sua área de recuo, eliminando aos poucos as saliências do planalto. Aparecem, então, essas áreas de transição, indecisas, como por exemplo, aquela do espigão do Cedro: o fragmento planáltico a 500-523 m, rodeado de "altos níveis" é uma área de transição entre as bordas do planalto e o "alto nível" da escarpa, funcionando como um centro dispersor de água em direção aos vales do rio Claro e Piraçununga.

Em conclusão, pode-se afirmar que a evolução das escarpas da serra do Mar no litoral norte enquadra-se neste esquema: recuo nas baixas encostas efetuado por intermédio dos *alvéolos*, ao nível de base da *baixada*. Estes alvéolos, por sua vez, interiorizam-se cada vez mais,

formando outros a montante, governados pelos contatos estruturais, à medida que também recuam as cabeceiras dos cursos d'água que nascem relacionadas aos baixos níveis e às rampas de desgaste. Ao mesmo tempo, a montante, nas médias e altas escarpas, isto é, nos "altos níveis" e nos "intermediários", recuam também outras cabeceiras, formando as bacias de recepção em *anfiteatros que festonam a serra*. Estes níveis rebaixam-se para jusante, inclinando-se, às vezes, até às rampas de aplainamento e os baixos níveis; outras vezes, para montante, as cabeceiras corroem as altas vertentes e bordas do planalto, criando áreas de transição entre este e os "altos níveis". Quando as escarpas se apresentam em situação topográfica mais elevada, estas áreas de transição são expressas pelos "mais altos níveis". O que não impede de acrescentar que os "mais altos níveis" sendo, na maior parte das vezes, zonas de transição e ligados ao planalto, podem ter sido formados posteriormente aos "altos níveis" e "níveis intermediários". Isto é uma hipótese de trabalho a ser apurada em função de conhecimentos mais aprofundados desses níveis e seus depósitos correlativos.

As rampas de desgaste ou de aplainamento

Foram identificadas nas baixas encostas áreas de desgaste com declives menos íngremes, em rampas, que contrastam com as médias e altas escarpas. Tais rampas de desgaste ajustam-se às zonas de desembocaduras dos rios, alargando-se a montante e estreitando-se a jusante, em direção aos depósitos coluviais de pé-de-serra. A diferença de inclinação entre as vertentes mais altas e essas rampas cria uma ruptura de declive forte, logo abaixo da qual as mesmas se desenvolvem até atingir a zona do talude de detritos que, ao contrário, se abre para jusante, em direção à planície. O contato pouco nítido entre estas zonas determina uma passagem gradativa de uma para outra, em geral côncava.



Fig. 8 — Bairro da Casa Grande e morro do Querozene: exemplos de rampas de desgastes continuadas por taludes de detritos e pela várzea do rio Ipiranga.

As rampas de desgaste ou de aplainamento, vistas pela primeira vez no bairro do Recanto da Casa Grande e morro do Querozene (fig. 8), são rochosas, mas estão recobertas por uma película coluvial, que aos poucos se torna espessa até passar ao cone de detritos. Mesmo nessa camada pouco espessa ocorrem grandes blocos rochosos em meio aos sedimentos mais finos. No bairro Jituba, ao sul do esporão que se situa no centro da baixada de Massaguaçu, elas ocorrem, inacessíveis, recobertas pela floresta. Apresentam-se bem visíveis nas fotografias aéreas e combinam perfeitamente com o maior espaçamento nas curvas de nível da base topográfica da carta geomorfológica. Nos fundos do sítio Piraçununga, por exemplo, desenvolvem-se mais largas, enquanto

no vale do Camburu são lineares, acompanhando o vale. Estão ligadas aos baixos níveis, atingindo, às vezes, a montante os "intermediários".

Por falta de conhecimento mais apurados, torna-se difícil a análise de sua gênese, sobretudo no que se refere ao aspecto geológico e pedológico da sua cobertura detritica. Duas hipóteses podem ser levantadas quanto à sua origem. A primeira supõe tectonismo, com existência de blocos deslocados ou rebaixados em relação aos mais altos. Outra, talvez a mais provável, pressupõe sejam áreas de passagem ou de trânsito do material que desce das escarpas. Nos trabalhos de campo desta pesquisa observou-se que o material proveniente dos escorregamentos escolhe de preferência os canais de escoamento concentrado e fluvial. Tais canais tendem a evoluir a jusante e a alargar-se com o desgaste proporcionado pelas descidas de material. Este desgaste efetua-se sobretudo a partir das zonas de fraqueza tectônica, falhas, fraturas e áreas de concentração de diáclases. A isto soma-se a alteração bioquímica que preserva apenas os blocos mais maciços. Os acontecimentos de março de 1967 mostraram a violência com que desceu o material removido pelos escorregamentos e a sua capacidade de destruição. No decorrer do tempo essas áreas de trânsito propiciam zonas de desgastes alargadas nos locais de concentração de material que vai ter à planície. Na faixa litorânea, como, por exemplo, no costão do Navio, essas rampas também ocorrem e dão a entender que os produtos por aí evacuados estão dispersos ou jazem acumulados sob o mar.

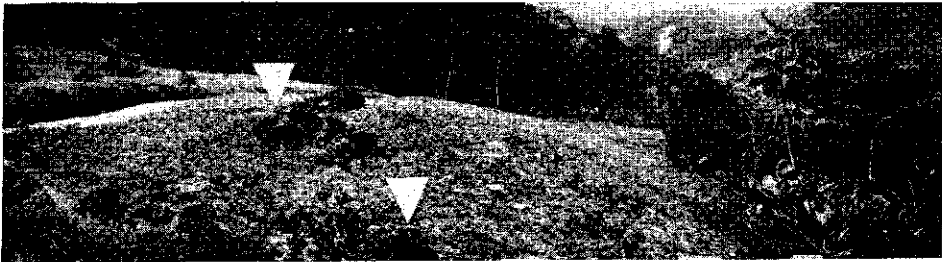


Fig. 9 — Taludes de detritos nos pés-de-serra ao norte da baixada de Massaguaçu, com afloramento de matacões assinalados.



Fig. 10 — Um dos maiores escorregamentos ocorreu na face sudeste do morro do Jaraguá, fazendo aflorar os gnaisse e soterrando parcialmente taludes de detritos mais antigos. Nota-se à esquerda a espessura do manto de alteração.