A Serra do Mar e a Planície Costeira em São Paulo: morfogênese, morfodinâmica e as suas fragilidades

Jurandyr Luciano Sanches Ross [1]

Marisa de Souto Matos Fierz

***Resumo**: A Serra do Mar e a Planície Costeira Marinha no sudeste e sul do Brasil constituem dois compartimentos de relevo muito distintos tanto nos aspectos morfológicos como morfogenéticos. Fazem parte de um complexo geológico-geomorfológico, que embora nunca sejam tratados em conjunto, são extremamente interdependentes e fortemente relacionados aos fatores neotectônicos, climáticos e marinhos. Na perspectiva da escarpa da serra do Mar, a ênfase foi dada nos aspectos morfogenéticos do cenozoico, com destaque para Almeida, & Carneiro (1998), Fulfaro & Ponçano (1999), Sadowski (1974), IPT (1985), e a morfodinâmica recente com destaque para os processos de deslizamentos, tomando-se como referencial os projetos de Cruz (1974) e de CETESB (1991). Para a Planície Costeira Marinha, a ênfase dada aos processos morfogenéticos marinhos com destaque para os trabalhos desenvolvidos por Suguio, Martin, Flexor (1978,1987,1990) e a morfodinâmica atual pesquisada por Fierz (2009) baseando-se em Hack (1960), procurou estabelecer relações entre as morfologias da Planície Costeira, os materiais constituintes, a morfogênese, a morfodinâmica atual e as fragilidades naturais do ambiente costeiro.*

***Palavras- chave**: Serra do Mar, Planície Costeira, Fragilidade, Morfogênese.*

The Serra do Mar Hill and Coastal Plain in State of São Paulo: morphogenesis, morphodynamics and fragilities

***Abstract**: The Serra do Mar and the Marine Coastal Plain in the South-east and South of Brazil constitute two very distinct relief compartments in both morphological and morphogenetic aspects. They are part of a geological-geomorphological complex, which, although never treated together, are extremely interdependent and strongly related to neotectonics, climatic and marine factors. In the perspective of the escarpment of the Serra do Mar, the emphasis was given on the morphogenetic aspects of the Cenozoic, especially Almeida & Carneiro (1998), Fulfaro & Ponçano (1999), SadowskI (1974), IPT (1985), and recent morphodynamics with emphasis on processes of landslides, taking as reference the projects of Cruz (1974) and CETESB (1991). For the Marine Coastal Plains, the emphasis was on marine morphogenetic processes, especially the projects developed by Suguio, Martin, Flexor (1978, 1987, 1990) and the current morphodynamics researched by Fierz (2008) based in Hack (1960), who sought to establish relationships between morphologies of the Marine Coastal Plain, the constituent materials, morphogenesis, current morphodynamics and the natural fragility of the coastal environment.*

***Keywords**: Serra do Mar hill, Coastal Plain, Fragility, morphogenesis.*

[1] Departamento de Geografia. FFLCH - USP. E-mail: juraross@usp.br

Introdução

Neste trabalho a preocupação está centrada em dois tipos muito frequentes de desastres naturais, deslizamentos e inundações, que ocorrem em áreas tradicionalmente de riscos sociais marcados por relevos de declividades acentuadas ou em planícies fluviais e marinhas.

Os desastres naturais são decorrentes de processos da natureza e, portanto, podem ser esperados e previsíveis, sem, entretanto, ter-se a certeza de sua ocorrência em um determinado momento e lugar. Estes sempre ocorreram e continuarão a ocorrer por se tratarem de manifestações naturais e de difícil controle, embora possam ser mitigados e gerenciados localmente.

O potencial de risco refere-se às áreas territoriais, que apresentam alguma probabilidade de ocorrência de desastre natural, que tenha a possibilidade de atingir lugares habitados e ocupados com cidades, habitações rurais, edificações de infraestruturas públicas ou privadas relativas às atividades econômicas e sociais. O risco, portanto, é uma condição específica dos desastres naturais, cuja probabilidade de ocorrência gera consequências prejudiciais ou danos esperados aos seres humanos como mortes, ferimentos, perdas econômicas. Essas condições têm sempre uma relação direta entre o potencial natural de ocorrência de um lado, e de outro, as ações humanas (usos e ocupações) em ambientes de elevada fragilidade ambiental, onde as intervenções contribuem para potencializar e ou acelerar os processos físico-naturais. As populações que vivem em áreas com elevado potencial de ocorrência de desastres naturais são vulneráveis aos riscos e estão sujeitas a seus efeitos.

Na Serra do Mar, como em grande parte da planície costeira dos estados do RJ, SP, PR e SC os espaços seguros para expansão urbana são muito restritos em função das condições naturais. Ao mesmo tempo, no litoral há uma fortíssima pressão para o crescimento urbano em decorrência das atividades industriais, portuárias, turísticas, bem como instalações de infraestrutura de suporte para exploração do petróleo do fundo marinho. Essa pressão eleva os custos dos espaços disponíveis que estão fora das áreas de riscos, e “empurram” as populações de menor renda para residir onde os preços dos terrenos são mais baixos, e os riscos são mais altos. Também há parte da população de renda mais alta que procuram locais para residências, atraídos por beleza cênica, conforto térmico, natureza mais conservada e acabam morando em locais de risco. Nesses locais, os desastres naturais não escolhem o nível de renda e acabam por atingir tanto os mais ricos como também os pobres, estes últimos com maior intensidade e frequência.

A morfogênese da escarpa da Serra do Mar

O sudeste brasileiro é marcado na faixa costeira por uma extensa região escarpada que se estende do litoral do Estado de Santa Catarina (sul do Brasil) até o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro.

Neste trecho que corresponde aproximadamente a 1000Km, o relevo denominado Planalto Atlântico é montanhoso e esculpido em rochas do Pré-Cambriano com destaque para as rochas metamórficas de diferentes graus e ígneas como granitos, granodioritos, sienitos entre outras.

Este complexo litológico gerado em diferentes fases de dobramentos, metamorfismos e intrusões subjacentes do Pré-Cambriano Superior ao passar por diferentes processos tectônicos sofreu arqueamentos/basculamentos acompanhados de falhamentos reativados, sobretudo, a partir da tectônica global a qual se associa a abertura do Atlântico no contexto da separação dos Continentes Africano e Sul-americano.

A escarpa da Serra do Mar corresponde a borda emersa leste deste planalto, com as altitudes nivelando-se predominantemente entre 800 e 900 metros, e ocorrência grandes blocos estruturais basculados representados por sequências de *horsts* e *grabens,* ou ainda complexos serranos mantidos por rochas de maior resistência ao desgaste como maciços de rochas intrusivas ácidas tais como granitos, granodioritos, alcalinas como sienitos e metamórficas como os quartzitos. Esses blocos e ou maciços rochosos sustentam grandes extensões de serras de aspecto montanhoso íngreme e elevadas altitudes, geralmente acima de 1200 m, mas que atingem até 2400m como no maciço do Itatiaia no Estado do Rio de Janeiro. Dispostos paralelamente a linha da escarpa da Serra do Mar estão os lineamentos estruturais demarcados por falhas de diferentes tipologias definindo *rift valleys* com conformação de depressões tectônicas que funcionaram como "armadilhas" preenchidas por sedimentos do Terciário-Quaternário.

Para ALMEIDA & CARNEIRO (1998), há indícios que no Cretáceo Superior havia um relevo mais elevado onde atualmente é área oceânica e que este forneceu sedimentos que formaram os depósitos sedimentares da Bacia Sedimentar de Santos localizada na Plataforma Continental do sudeste brasileiro e acomodada em depressões tectônicas hoje submersas que foram geradas por estruturas falhadas paralelas à linha de costa. Consideram que a atual escarpa da Serra do Mar, gerada a partir desta época evoluiu por erosão regressiva a partir de falha localizada na Plataforma Continental. "Destacam que a direção geral da Serra do Mar acompanha a orientação ENE das estruturas do Escudo Atlântico". A escarpa é, entretanto, extremamente festonada por influência de estruturas menores, falhas e a maciços rochosos mais resistentes à erosão. Como

toda a faixa de dobramentos do Atlântico é extremamente diversificada em litologias metamórficas e ígneas. Estas rochas também ocorrem ao longo da escarpa e respondem de forma diferenciada aos processos erosivos que se desenvolvem desde o momento das rupturas no Cretáceo Superior e que se estendem ao longo do Cenozoico. Ainda de acordo com os autores supra citados "Durante a separação mesozóica, que subdividiu o supercontinente Gondwana e culminou na abertura do Oceano Atlântico, inúmeras descontinuidades mais antigas foram reativadas em pulsos tectônicos descontínuos que perduraram desde o Cretáceo até o Terciário.

As rochas das falhas reativadas e mesmo das zonas de cisalhamento antigas, devido à resistência diferencial dos processos erosivos, governam o traçado da rede de drenagem. "Nos planaltos, há que se lembrar de ainda a rede densa e onipresente de sistemas de juntas e falhas que conforme RICOMINI (1989) há evidências de falhamento tectônico em camadas sedimentares do Quaternário (pleistoceno) ou até mesmo mais novas".

Nestes ambientes naturais o relevo é escarpado, os vales são profundos e encaixados, as vertentes têm declividades elevadas, as rochas ígneas e metamórficas de gênese diversas são muito fraturadas e xistosas (bandeamentos) e sobre as quais os solos são pouco desenvolvidos e muito instáveis. Estes materiais, associado às condições climáticas tropicais muito úmidas e com chuvas torrenciais, somadas ao efeito orográfico, compõem o cenário natural para ocorrência de eventos de deslizamentos e de avalanches que via de regra se manifestam em acidentes catastróficos.

A morfodinâmica e os deslizamentos na Serra do Mar

Os deslizamentos acompanhados de desastres catastróficos se acentuaram no sudeste brasileiro e, sobretudo, na escarpa da Serra do Mar. Com expansão das atividades econômicas veio o adensamento populacional, a construção de inúmeras obras de infraestrutura (rodovias, ferrovias, barragens, polidutos, linhas de transmissão de energia elétrica), e principalmente a industrialização e a intensificação da urbanização na segunda metade do século XX. Os deslizamentos nas vertentes, acompanhados de avalanches compostas por muita água, lama, rochas, vegetais, que até então eram processos naturais da dinâmica do relevo regional, tornaram-se grandes problemas sócio-ambientais a partir da configuração de verdadeiras catástrofes que se manifestam através destes desastres.

Dentre os primeiros trabalhos sistemáticos de pesquisa envolvendo a dinâmica dos deslizamentos e avalanches na serra do Mar e seus efeitos, frente à ocupação humana foi desenvolvido pela

Profa Dra.Olga Cruz, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. O desastre catastrófico provocado pela extensividade dos deslizamentos e avalanches ocorridos na escarpa da serra do Mar em Caraguatatuba, litoral norte do estado de São Paulo, foi objeto de minucioso mapeamento e análise dos processos que ali ocorreram em março de 1967. Os resultados foram disponibilizados em 1974 na tese denominada "A Serra do Mar e o Litoral da Área de Caraguatatuba: Contribuição à geomorfologia Tropical", desenvolvida pela referida professora pesquisadora.

A pesquisa de CRUZ (1974) põe em evidência que algumas variáveis são fundamentais para um melhor entendimento dos processos morfogenéticos associados aos deslizamentos na escarpa da Serra do Mar na faixa costeira do Brasil-Sudeste, com destaque para o litoral norte de São Paulo. Entre as variáveis de destaque utilizadas por Cruz (*op cit*) estão as classes de declividades das vertentes, as características dos materiais de alteração das litologias, a dinâmica das chuvas e o tipo de cobertura vegetal dominante.

As classes de declividades das vertentes da Bacia do rio Santo Antônio apresentam os seguintes intervalos: inferior a 5%, de 5 a 10%, de 10 a 20%, de 20 a 30%, de 30 a 40% e acima de 40% ou o equivalente a 20º. Ao confrontar-se este mapa clinográfico com o mapa das cicatrizes dos escorregamentos. Observa-se uma grande coincidência destas com as declividades igual ou superior aos 40% ou 20º e uma ocorrência menor para a classe de 30 a 40% e muito menor para as classes inferiores a 30% ou 17º. Fica evidente que o fator relevo, ou seja, vertentes escarpadas e suas declividades são determinantes para entenderem-se os processos morfodinâmicos da Serra do Mar que está em ambiente climático Tropical Úmido.

Em relação a variável litológica e os produtos de alteração, ou seja, solos, colúvios e alteritos (manto de alteração), o Mapa Geológico utilizado indica que prevalece na bacia do rio Santo Antônio no Município de Caraguatatuba-SP as rochas metamórficas de elevado metamorfismo com destaque para os Gnaisses Facoidais, e secundariamente Migmatitos e diques de Diabásio. Sobre essas rochas, dependendo do grau de declividade das vertentes, ocorrem solos residuais in situ ou remanejados e, depositados em setores diversos das vertentes, os denominados colúvios, cujos materiais são dominantemente caracterizados por fragmentos de rochas parcialmente intemperizados, areia fina micácea, areias médias e grossas quartzosas e argilas vermelhas micáceas/siltosas.

Os dados de sondagens constantes no trabalho de Cruz (1974), e que foram gerados pela Petrobras, indicam que a espessura dos solos residuais e os colúvios oscilam entre alguns poucos centímetros, passando por valores como 5,5m sobre o diabásio, 3,4m e 10,5m nos gnaisses facoidais ou até 44 m sobre os gnaisses recobertos por espessos colúvios. Entretanto, o alterito ocorrente entre as finas camadas de solos e colúvios rasos e a rocha sã, têm espessuras que variam entre 42 e 80 metros, ou que chega a 176,4 metros em um ponto na base da escarpa. Tem-se solos rasos e pedregosos, atualmente denominados de Neossolos Litólitos e Cambissolos Háplicos, entretanto os mantos de alteração, também conhecidos por alteritos, regolitos, ou ainda solos de alteração são espessos e quando expostos extremamente instáveis.

Conforme registra Cruz (1974), os escorregamentos/deslizamentos se desenvolvem a partir dos alteritos (horizonte C), onde também se concentram as águas do lençol freático. Esses alteritos são mais arenosos e com menos argilas caulinitas. Esse material de alteração, como ressalta a autora, é o ambiente onde a água infiltrada das chuvas se acumula em função da impermeabilidade da rocha sã subjacente. Assim os escorregamentos são induzidos pelo forte acúmulo temporário de água (saturação do alterito) aumentando o peso do material e também aumentando a plasticidade e liquidez dos materiais pedo-litológicos.

Outra variável determinante para compreender os processos catastróficos dos deslizamentos nas escarpas de clima tropical úmido, são as intensidades e volumes de chuvas de verão. Na serra do Mar no litoral de São Paulo, os volumes anuais de chuvas oscilam entre 1750 a 2500 mm/ano em alguns trechos como na região de Caraguatatuba e em outros 4000 a 4500mm/ano como na região de Bertioga/Santos e Cubatão. Isto significa que podem ocorrer ao longo do ano em cada metro quadrado até 4500 litros de água de chuva. Na planície costeira os volumes são mais baixos oscilando entre 1750-2500mm/ano.

Conforme CRUZ (1974), em três meses ocorreram 75 dias com chuvas, sendo que em março de 1967 as chuvas foram ininterruptas nos dias 16, 17 e 18. O total pluviométrico do mês de março/1967 registrado em duas Estações de Caraguatatuba indicam que os volumes totais foram de 945,6mm/m (Posto da Cia. Light) e de 851mm/mês (Posto Fazenda dos Ingleses). Desses totais mensais 420mm/dia ocorreram em 24 horas do dia 18/3/1967.

Algumas conclusões de CRUZ (1974) são extremamente significativas, tais como:

1- As bacias costeiras que individualmente são de pequena expressividade territorial, adquirem por ocasião dos grandes eventos pluviais enorme poder destrutivo nas vertentes escarpadas com os deslizamentos e nos fundos de vales com o vigor das avalanches de elevada energia.

2- Os escorregamentos são mais frequentes acima das declividades de 20º ou 40% e com vertentes esculpidas em rochas metamórficas.

3- Os escorregamentos associam-se também à presença de solos pouco evoluídos, mas com manto de intemperismo profundo.

4- Para desencadear os escorregamentos é preciso muita chuva ao longo de vários dias, com grandes volumes acumulados e episódios de chuvas em 24 horas de excepcionals volume, como o de 18/3/1967 que ultrapassou 420 mm em 24 horas.

Outra pesquisa foi desenvolvida na Serra do Mar, motivada por nova catástrofe promovida pelos deslizamentos nesta serra no município de Cubatão-SP em janeiro de 1985. Em uma noite chuvosa de verão quase que instantaneamente fez surgir 583 pontos de deslizamentos deixando suas marcas na escarpa em forma de grandes cicatrizes de deslizamentos.

A pesquisa teve suporte financeiro e técnico da CETESB e desenvolveu-se nos anos de 1990 e 1991 sob a responsabilidade dos geógrafos Luiza Saito Junqueira Aguiar, Roney Perez dos Santos e orientação técnico-científica do Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross, a partir de uma parceria estabelecida entre a CETESB e o Laboratório de Geomorfologia do DG/FFLCH-USP – Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

Desde início o principal objetivo foi estabelecer uma avaliação do comportamento morfodinâmico da escarpa da serra do Mar nas vertentes das bacias dos rios Moji, Quilombo e Cubatão (margem esquerda), visando avaliar a fragilidade do meio natural e estabelecer os diferentes níveis de instabilidade potencial aos processos de deslizamentos. O suporte teórico-metodológico adotado foi baseado nos princípios da Ecodinâmica de TRICART- (1977) e ROSS (1992).

Os deslizamentos ocorridos no ano de 1985 nas bacias supracitadas foram mapeadas com auxílio de fotografias aéreas e imagens de satélite e controle de campo, identificando-se 583 cicatrizes que foram plotadas. A partir dos registros dos pontos de deslizamentos, construiu-se um conjunto de mapas temáticos tendo como suporte o mapa topográfico que permitiu a construção dos mapas hipsométrico, clinográfico, orientação de vertentes e rede hidrográfica. Com o auxílio das fotos aéreas, imagens de satélite e controle de campo, elaborou-se o mapa de uso e ocupação da terra e o mapa morfológico setorizando as tipologias de vertentes. As informações sobre a

geologia foram extraídas do Mapa Geológico-Folha Santos, escala 1:50.000, compilado pelo IPT (1987) a partir do trabalho de SADOWSKI (1974). A inexistência na época de um Mapa Pedológico de semidetalhe, ou seja, em escala compatível com a pesquisa, inviabilizou a combinação da variável solo no processo de análise integrada. As informações de solos foram extraídas das observações de campo e de dados genéricos retirados da bibliografia disponível. As informações sobre a pluviometria foram extraídas de relatórios do IPT (1985) e CETESB (1985) que têm como suporte os dados de Estações Meteorológicas de Saboó (Santos), Cubatão Residencial, Usina Henri Borden, Caixa 10 (Cubatão).

Os dados de chuvas foram tabulados para cada uma das Estações Meteorológicas e sintetizados em médias Normais anuais por períodos de 42 a 56 anos e o volume total para o ano de 1985, que foi muito chuvoso e com isso induziu as ocorrências de deslizamentos.

Os dados mostram valores elevados de precipitação, tanto para as médias anuais como para todo ano de 1985. Na Estação Caixa-10- a média de 42 anos apresentou valor de 2267,8mm/a e total de 3225,7 mm/a para 1985. Na Estação Henry Borden, a normal de 56 anos apresentou valores de 2953,9mm/a e o total de 1985 de 3346,7mm/a. Os estudos do IPT (1985), indicam que os maiores volumes de chuvas anuais ocorrem na borda da escarpa, da meia altitude para o topo, onde registra-se mais de 4000mm/a. Na base da escarpa as médias anuais estão entorno de 2500mm/a. A pesquisa de NUNES (1990), que analisa o Impacto Pluvial na Serra do Mar e Baixada Santista, ao examinar dados de Estações localizadas na escarpa e na baixada apontam para totais pluviométricos anuais que com relativa frequência ultrapassam valores acima de 3000 e 4000mm/a., ocorrendo eventualmente nos meses de verão, totais que podem atingir de 800 a 1000mm/mês, sendo, entretanto, frequentes valores acima de 400mm/mês para dezembro, janeiro, fevereiro e março.

AB`SABER (1987), para analisar o evento dos escorregamentos/deslizamentos ocorridos em 22 de janeiro de 1985, utilizou os dados dos Postos de Paranapiacaba da RFFSA, da Eletropaulo e da Divisão de Serviços de Hidrometeorologia para os anos de 1984 e 1985. No período de julho de 1984 a junho de 1985 ocorreram 4121 mm/ano de chuvas, sendo o mês mais chuvoso o de janeiro de 1985 com volume de 871,8mm/m. Especificamente no dia em que ocorreram os deslizamentos, o volume foi de 280,4mm/dia, ou seja valor semelhante aos totais mensais dos meses de outono e primavera, quando os valores para essa área oscilam entre 200 e 300mm/m.

Conforme dados extraídos de AB´SABER (1987) constantes em CETESB (1991) os 4221 mm/a do período 1984/85 foram assim distribuídos: julho/1984-257 mm; agosto 365,4mm; setembro 177,2mm; outubro 283 mm; novembro 217,8; dezembro 407,2mm; janeiro 871,8mm; fevereiro 387,6mm; março 350,2mm; abril 527,6mm; maio 113,6mm; e junho/1985 162,8mm. Percebe-se, portanto, que o mês de janeiro apresentou valores totais que correspondem ao dobro do que normalmente ocorre neste mês em anos de normalidade pluviométrica.

Os valores apresentados pelas pesquisas sobre a dinâmica das chuvas na Serra do Mar, deixam claro o importante papel das "excepcionalidades pluviométricas" nos processos geomorfológicos que desencadeiam os deslizamentos e as avalanches na escarpa, o que Ab`Saber chamava de processos espasmódicos.

De acordo com ROSS *et alii* (2014), ao se confrontar o Mapa das Cicatrizes de Deslizamentos com os outros mapas temáticos elaborados pelo projeto, revelou os resultados que se seguem. A combinação com o Mapa Geológico, supracitado, constatou-se o seguinte: dos 583 pontos de ocorrência de deslizamentos, 120 estavam sobre rochas de tipo Micaxistos, 57 em rochas cataclásticas, 31 em rochas ígneas/granito, e 375 em rochas de diferentes tipos de Migmatitos, com destaque para os Migmatitos estromatiticos.

Em síntese, fica evidente a relação de maior quantidade de ocorrências de deslizamentos sobre rochas metamórficas de diversas composições e gêneses. Isto certamente se explica em função da maior heterogeneidade do material lítico de origem, dos planos de xistosidade, das linhas de fraqueza (falhas/fraturas/juntas) que são mais abundantes nestes tipos de litologias.

A relação entre as cicatrizes dos deslizamentos e as tipologias de vertentes identificadas e registradas no Mapa Morfológico, pôs em evidência que algumas formas de vertentes são mais propicias e indutoras ao desencadeamento dos processos de deslizamentos do que outras. Constatou-se que das 583 cicatrizes, 42 ocorreram nos setores convexos para os retilíneos das vertentes e 541 foram registradas nos setores retilíneos para os côncavos e nenhuma marca de deslizamentos foi registrada nos setores côncavo para a rampa coluvial, bem como também nos patamares de rampa coluvial. Fica evidente que dos setores retilíneos para os côncavos em cabeceiras com anfiteatros côncavos se caracterizam pelas formas de relevo mais vulneráveis aos processos de deslizamentos.

A comparação da localização das cicatrizes com a clinografia representada em cinco classes de declividades mostrou que: na classe de menor declividade das vertentes, ou seja, inferior a 5° não

ocorreu nenhum registro de deslizamentos. Na segunda classe entre 5° e 15° ocorreram 26 cicatrizes, na classe 15° a 25° registra-se 120 cicatrizes, na classe 25° a 35° ocorreram 246 cicatrizes e na classe acima de 35° encontrou-se 191 cicatrizes de deslizamentos. Como é possível perceber as maiores ocorrências estão entre 25° e 35°, entretanto os processos têm maior potencial de ocorrência a partir dos 15° de declividades ou 28%.

Associando a localização das cicatrizes com a hipsometria, notou-se que as ocorrências foram mais frequentes à medida que os valores altimétricos se elevam. A distribuição das ocorrências pelas classes altimétricas mostram que: até 20m de altitude não ocorreu nenhum deslizamento, na classe de 20 a 150m ocorreram 20 deslizamentos, na classe 150 a 300m registra-se 119 cicatrizes, de 300 a 450m, observaram-se 158 cicatrizes, 450 a 600m. Ocorreram 132 cicatrizes, de 600 a 750m ocorreram 122 cicatrizes e acima de 750m apenas 32 marcas de ocorrências. Assim sendo, nas altitudes entre 150 e 750m está o intervalo de maior frequência de ocorrências, também é o intervalo altimétricos com maior incidência de chuva anuais.

Confrontou-se espacialização das 583 cicatrizes com o Uso da Terra e da Cobertura Vegetal, obtiveram-se os seguintes dados: Nas áreas cobertas com Matas Nativas Primárias, registrou-se 16 cicatrizes, nas Matas Degradadas ocorreu a maior parte dos eventos, ou seja, 384 ocorrências, nas diferentes categorias de Capoeiras registraram-se 170 eventos, e nos campos apenas 4 eventos e em áreas de manutenção ocorreram 9 deslizamentos. Os dados revelam que nas áreas mais protegidas por cobertura florestal primária e nos campos são as coberturas vegetais que menos apresentam potencial aos processos de deslizamentos.

A morfogênese das planícies costeiras

As planícies costeiras foram formadas, sobretudo no período Quaternário, cujo limite inferior tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, embora nenhum acontecimento significativo marque essa transição, isto ocorreu quando os processos de deposição marinha se iniciaram.

As variações relativas do nível do mar ao longo do Quaternário constituem-se no principal fator a ser considerado na formação das planícies costeiras paulistas. A formação das mesmas está intimamente ligada ao processo de isolamento e de colmatagem de braços de mar e de fechamento de antigas lagunas “As flutuações do nível relativo do mar, associadas às mudanças

paleoclimáticas, foram as principais causas da formação das planícies costeiras do sudeste e sul do Brasil, segundo uma sequência de camadas estudadas" (SUGUIO & MARTIN, 1978-b).

As variações do nível marinho durante o Quaternário foram caracterizadas por várias fases transgressivas e regressivas. De acordo com SUGUIO *et al* (1985), a maior parte das planícies do litoral paulista é formada por depósitos arenosos originados durante a última fase transgressiva (Holocênica, c. 5.100 anos A.P). Em alguns outros trechos do litoral, também foram identificados depósitos ligados às transgressões mais antigas, como a Transgressão Cananéia do Pleistoceno (120 mil anos A.P.).

Por ocasião do máximo da Transgressão Cananéia o mar atingia o sopé da Serra do Mar, quando foram depositadas areias transgressivas. Na regressão do nível do mar, essas areias foram mais ou menos erodidas. O mar parece ter praticamente destruído os depósitos arenosos restantes durante a última fase transgressiva (SUGUIO & MARTIN, 1990).

Durante a oscilação holocênica, o mar atingiu novamente o sopé atual da Serra do Mar, depositando sedimentos arenosos litorâneos. Quando ocorreu uma pequena regressão, aqueles depósitos foram recobertos por cordões litorâneos. No decurso do evento transgressivo holocênico, o mar penetrou nas zonas baixas e depositou argilas ricas em restos orgânicos, destruindo, ao mesmo tempo, uma parte dos depósitos precedentes. Os cordões litorâneos devem ter sido formados durante o retorno do nível marinho para o seu nível atual, alguns morros do litoral foram unidos ao continente durante a última fase regressiva, conforme apontam Suguio & Martin (1978).

O rebaixamento do mar até seu nível atual e os efeitos da tectônica cenozoica condicionaram a erosão regressiva das cabeceiras dos rios serranos sobre o planalto atlântico, assim como o entalhamento dos depósitos mais antigos, estabelecendo-se os terraços marinhos, as planícies de maré e planícies fluviais, bem como, as praias e os morros isolados que outrora se configuravam como ilhas continentais..

A gênese da Planície Costeira no litoral paulista é explicada conforme Fúlfaro *et al* (1974) que o correlacionam à formação de largos anfiteatros, atualmente ocupados pelas planícies marinhas condicionadas pelo domínio de linhas estruturais, tais como a Falha de Cubatão, Itatins, e o alinhamento estrutural do Paranapanema e posteriormente uma ampla erosão fluvial durante o Cenozóico condicionada pelos alinhamentos estruturais.

Assim sendo a planície costeira é formada por depósitos de sedimentos advindos da plataforma continental e/ou diretamente do continente. Esse material é depositado pelas correntes de deriva litorânea atuantes na linha de costa e das variações do nível do mar. Em suma, as características de cada planície dependem da época em que foi construída e das oscilações marinhas que ocorreram no período.

De acordo com Almeida *et al*., 1992, nas planícies ocorre uma interação de processos e ambientes de deposição diferenciados, nos quais atuam diversos fatores geomorfológicos, litológicos, tectônicos e sedimentares.

Evidências históricas, tais como a datação de materiais biogênicos, comprovam a época de formação das planícies costeiras. Dessa forma, alguns autores, em estudos realizados, elaboraram classificações de períodos de formação das planícies e chegaram à conclusão de que as transgressões e regressões podem ser definidas por dois períodos principais, denominados de Formação Cananéia e Formação Santos.

De acordo com os autores citados anteriormente, os sedimentos correspondentes a Formação Santos, ocorrem em terraços mais baixos que os da Formação Cananéia, estes depositados aproximadamente na elevação máxima da Transgressão Santos, ocorrida há cerca de 5.100 anos A.P. Esses sedimentos são representados por depósitos arenosos litorâneos e cordões regressivos dispostos sobre depósitos lagunares, representantes dos primeiros depósitos formados no início da subida do mar ou, em alguns casos, sobre o embasamento cristalino.

De acordo com estes mesmo autores, as fontes de areias no processo de formação das planícies costeiras podem ter origens às escarpas arenosas da Formação Barreiras, dos rios que provêm do interior e desembocam no oceano, às escarpas cristalinas da Serra do Mar e às areias reliquiares que recobrem a plataforma continental interna.

Entre os fatores importantes na formação das planícies costeiras estão as correntes de deriva litorânea, *longshore currents*, que são correntes aproximadamente paralelas à costa, originadas por incidência oblíqua das frentes de ondas nas praias. Com a diminuição da profundidade próximo à praia, as ondas arrebentam, liberando grande quantidade de energia que atua parcialmente na colocação de sedimentos em suspensão e na formação das correntes de deriva litorânea: “quando as ondas incidem paralelamente às praias não ocorre nenhum transporte de areia ao longo da costa” (SUGUIO & MARTIN, 1978, 1990).

Outro importante contribuinte para a formação das planícies costeiras está representado pelas armadilhas de retenção dos sedimentos. Essas armadilhas, que podem atuar como um obstáculo de retenção ou bloqueio das areias carregadas pelas correntes litorâneas e provocar a acúmulo dos sedimentos durante o transporte paralelo à costa (SUGUIO & MARTIN, 1978; 1990).

A enseada da Baixada Santista localizada no litoral centro-sul apresenta características geomorfológicas típicas da região litorânea. O relevo baixo, com superfícies planas e pequenas variações altimétricas, sendo classificado como formas de agradação. Essas formas são elaboradas pelo acúmulo de material sedimentar, pelas diversas regressões marinhas que originaram a planície costeira. Os terraços marinhos pleistocênicos e os terraços fluviomarinhos constituem, de maneira geral, os níveis mais elevados da planície.

Dentre os compartimentos (subsistemas) mais baixos do relevo, ao longo do litoral estão os terraços fluviais, as planícies fluviais, as planícies intertidais (de mangue), e as praias. Ao longo de toda a planície costeira na região de Peruíbe e Itanhaém, estão presentes os cordões litorâneos (depósitos quaternários holocênicos) e depressões intercordões, que abriga a vegetação típica, denominada de mata paludosa.

Conhecendo-se, a formação e a composição dos materiais que definem o relevo ao longo da planície costeira, procurou-se diferenciar as fragilidades ambientais em cada compartimento, também aqui denominados subsistemas geomorfológicos, tomando como exemplo a Planície Costeira Peruíbe-Itanhaém no litoral sul paulista.

As fragilidades na planície costeira: Peruíbe-Itanhaém

A fragilidade ambiental e os riscos potenciais da planície costeira, que se manifestam através das inundações, dos encharcamentos, das erosões marinhas e fluviais, bem como a movimentação e recalque do solo. Tais ocorrências têm relações diretamente associadas às características das formas do relevo e à resistência dos materiais. As planícies litorâneas do norte do estado de São Paulo são, geralmente, de menor dimensão territorial, e têm pequenas variações de relevo, bem como de material sedimentar. Já a planície costeira de Peruíbe-Itanhaém que se estende por mais de 40 km, possui diversidade de compartimentos e maior quantidade e diversidade de materiais. Para avaliação das fragilidades e estabilidade dos materiais elaborou-se o mapa geomorfológico Figura 1, da planície em escala de detalhe, fez-se análises granulométricas, ensaios ou testes com

o equipamento denominado de penetrômetro de impacto e levantamentos com radar de solos-GPR-Ground Penetrating Radar.

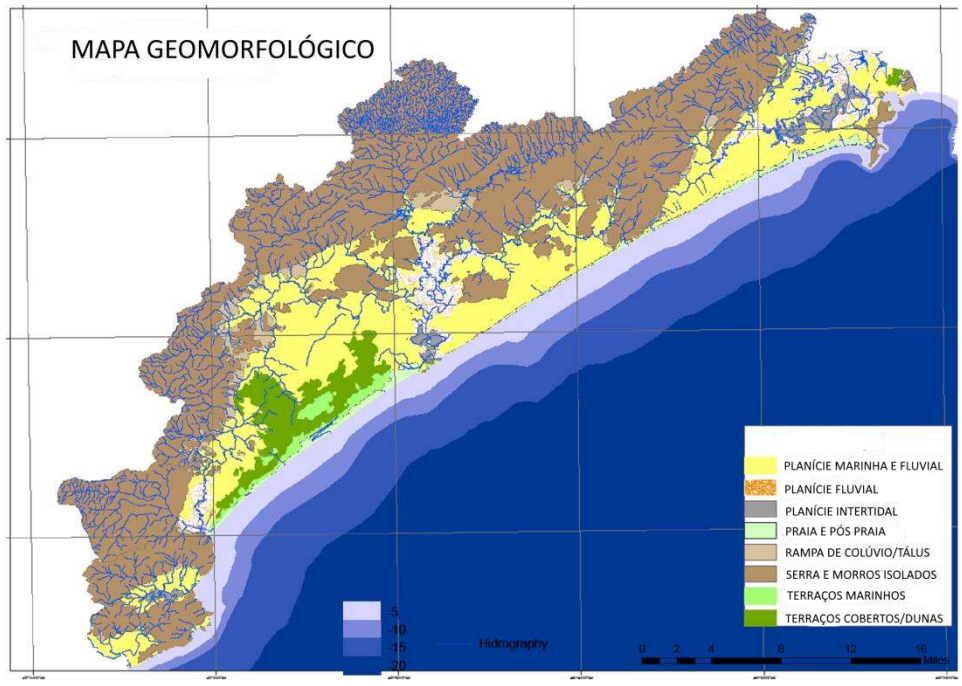

Figura 1: Geomorfologia da Serra do mar e Planície Costeira no Litoral Sul de São Paulo

Ao associar-se a fragilidade ambiental e riscos às variações altimétricas das formas e a resistência dos materiais notou-se que quanto mais alta for a forma do relevo menor é a fragilidade e mais estável, devido a maior resistência dos materiais de suporte.

Para a determinação da fragilidade ambiental relacionada aos subsistemas geomorfológicos delimitados na planície costeira, baseou-se nas contribuições de BRUNSDEN & THORNES (1979) para criar o modelo em que o relevo costeiro pode ser dividido em dois fatores de propensão a mudanças: a fragilidade intensa e a fragilidade não intensa. Os subsistemas de **fragilidade intensa,** são de grande sensibilidade aos impulsos de mudança, com a transição rápida a outros estados, filtros de mudanças repentinas e de *inputs*, pela variação do clima e do nível do mar; entre eles, estão os canais fluviais e, com eles, as planícies fluviais, planícies intertidais, e praias que apresentam equilíbrio dinâmico efêmero e instável. Os subsistemas de **fragilidade não intensa** são mais resistentes por serem mais afastados das áreas de embate direto de *inputs.* Estes por serem mais resistentes e mais afastados dos embates diretos às variações repentinas sofrem mudanças em longos períodos e apresentam equilíbrio dinâmico estável.

No que concerne à fragilidade ambiental na região litorânea, tomando-se como referencial os autores supracitados que consideram as planícies intertidais, as planícies fluviais e as praias como subsistemas de resposta rápida, ou seja, de fragilidade intensa, enquanto que os subsistemas de resposta lenta estariam associados às formas de relevo mais elevadas, onde *inputs* e *outputs* de matéria e energia são menos intensos, ou seja, de fragilidade não intensa, tais como as formas de relevo correspondentes aos terraços marinhos mais elevados, bem como os cordões litorâneos, as Dunas Fixas, os terraços fluviais interiores. Estas formas se caracterizam por serem mais destacadas no relevo em termos altimétricos e mais distantes dos *inputs* diretos, entre os quais, as variações do nível do mar, os embates das ondas e as oscilações dos níveis de marés. As formas do relevo mais distantes dos inputs diretos e, portanto mais estáveis ou menos frágeis, estão neste trabalho representado pela planície marinha com cordões arenosos e com presença de Espodossolos com camada endurecida pela diagênese na mistura de matéria orgânica e areia fina.

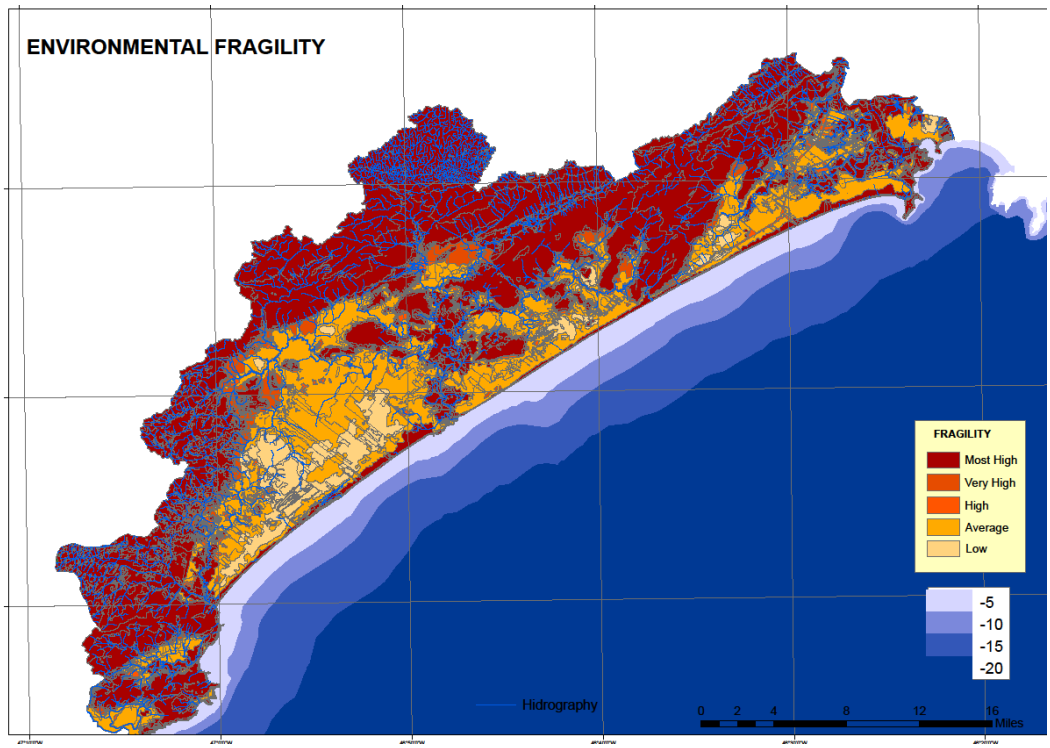

Figura 2: Fragilidade Ambiental dos Sistemas Geomorfológicos – Serra do Mar e Planície Costeira –Litoral Sul de São Paulo

A figura 3 mostra os perfis do GPR (*Ground Penetrating Radar*) mostram a profundidade da camada endurecida do solo classificado como espodossolo pela Embrapa (1999) e “piçarra” por

Silveira (1954), Freitas (1952) e Ab'Saber (1954), ou blocos de arenito friável por Navarra (1982). Esta camada mais rígida, formada por diagênese, apresenta teor de matéria orgânica entre 6-7% desempenhando forte influência sobre a formação desta camada/horizonte.

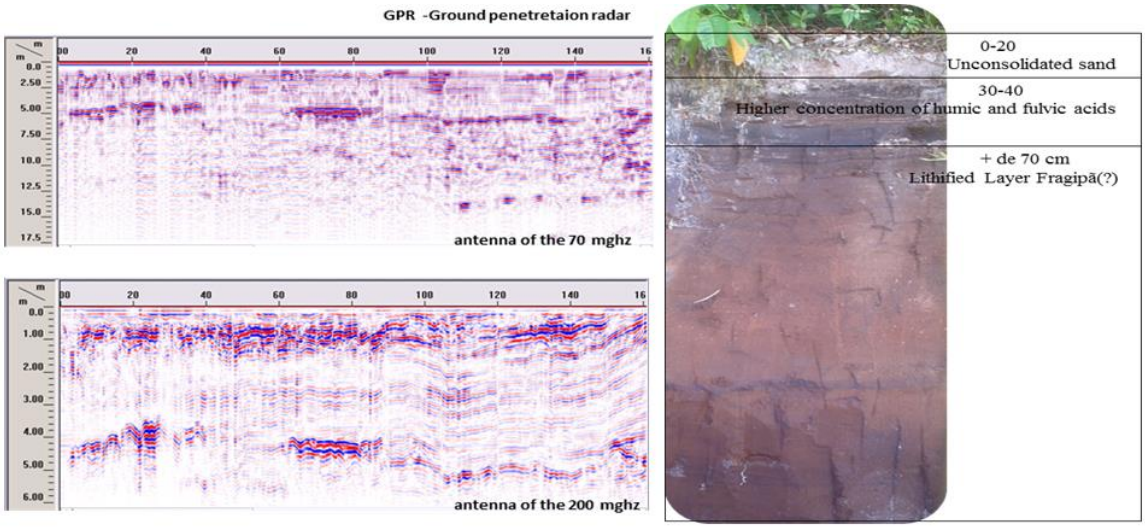

Figura 3: GPR Imagens e Perfil de camada endurecida do espodossolo

Fonte: *Fierz, (2008).*

A presença dessa camada rígida influencia na manutenção de altitude mais elevada do relevo da planície em função da maior resistência desse material. Tal camada poderia ser classificada tal como um terraço marinho que ficou preservado na planície costeira pela sua posição, gênese e resistência do material.

O método geofísico GPR (*Ground Penetrating Radar*), que funciona com propagação de ondas eletromagnéticas, foi utilizado para investigar a profundidade da camada espódica, bem como, o comportamento desse material endurecido ao longo da área amostral.

O GPR nesta pesquisa foi utilizado no levantamento de cinco perfis no setor da planície onde há a ocorrência contínua da camada rígida e cuja altimetria representa os níveis mais altos do relevo da planície costeira. Entretanto, a ocorrência dessa camada ao longo do litoral de São Paulo é frequente. Segundo Navarra (1982), são encontradas "piçarras escuras em todo o litoral estudado formando bancos de extensões variáveis".

A importância da realização destes registros com GPR na área amostral escolhida, mais especificamente, em Peruíbe, consiste em melhorar a aferição dessa camada espessa e de cor marrom escura, de caráter endurecido composta de material arenoso e matéria orgânica. Este material denominado pela Embrapa *de horizonte espodossolo, ou B espódico*, com espessura que

pode atingir 2 metros ou mais tem presença e extensão variada no litoral brasileiro nas planícies costeiras de origem marinha. Neste registro utilizou-se no GPR duas antenas de captação de dados, sendo uma com 70 mghz, que tem maior alcance em profundidade dos pulsos eletromagnéticos e outra com 200 mghz, que proporciona a obtenção de informações detalhadas, mas os pulsos eletromagnéticos atingem profundidades menores.

De acordo com HACK (1960), os terraços marinhos e fluviais são preservados por serem constituídos de materiais mais resistentes que os compartimentos de seu entorno; portanto, esses terraços proporcionam classificações diferentes entre os diversos compartimentos geomorfológicos ao longo da planície costeira. A presença do horizonte B espódico endurecido, no solo denominado de espodossolo, encontrado no litoral do estado de São Paulo, sobretudo no litoral sul, confere um caráter diferenciado na classificação da fragilidade ambiental. Essa camada de maior resistência, quando ocorre, é determinante para conferir à planície costeira, condições de maior estabilidade geomorfológica e fragilidade mais baixa.

No âmbito da composição dos materiais que sustentam o relevo da planície, conforme os preceitos de Hack (1960), sobre a estrutura e resistência dos materiais que compõem a paisagem, a fragilidade ambiental estaria muito mais relacionada às respostas dos subsistemas por meio das medidas de resistências dos materiais aos *inputs* de energia, que foram testadas e confirmadas nos levantamentos de campo. Nos inúmeros testes efetuados com o penetrômetro de impacto, e com o Radar de Solos-GPR foi possível verificar que nos setores dos terraços marinhos onde estão presentes os horizontes ou "camadas" de espodossos endurecidos, a resistência à penetração da haste do equipamento é maior a partir do momento que atinge o horizonte espódico do solo. A quantidade de impactos na haste para atingir o limite de 70 cm se dá com menos de dez impactos. Nas demais formas de relevo, como as Planícies Fluviais costeira e Praias, basta entre 5 e 10 impactos para total penetração da haste, conforme revelou a pesquisa de FIERZ (2008).

Os dados da granulometria corroboraram para a comprovação dos resultados obtidos por trabalhos de outros autores que também analisaram o padrão granulométrico dos materiais da planície costeira. Especificamente a análise granulométrica de amostras da camada de espodossolo resultou em 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila, o que ratifica os resultados das pesquisas anteriores, onde a predominância de areia fina sobrepõe caracteristicamente às quantidades de quaisquer outros materiais.

Considerações finais

A partir da análise integrada das componentes físico-naturais, foi possível apreender um pouco sobre as fragilidades aos processos morfodinâmicos na escarpa da serra do Mar e na planície costeira que possibilitam prever em quais condições ambientais é possível desencadear processos de deslizamentos, avalanches, encharcamentos e inundações. Em síntese considera-se que:

1- As águas das bacias hidrográficas costeiras que drenam as vertentes da escarpa da serra do Mar, embora sejam de pequena dimensão territorial, tem um grande poder de erosão, transporte e deposição de material detrítico heterogêneo nos eventos climáticos extremos.

2- As ocorrências dos deslizamentos associam-se com grandes volumes de chuvas acumulados ao longo de alguns dias consecutivos, seguidos de episódios de longa duração em um só dia (acima 150/200 mm/d) e no acumulado de três ou quatro dias, valores que somam entre 250 a 400 mm.

3- Chuvas acumuladas levam a saturação do manto de alteração (solo mais alterita), elevando o nível do lençol freático, aumentando o peso do material solido pelo acréscimo da água, aumento a plasticidade e liquidez dos materiais, desestabilizando a vertente e desencadeando os deslizamentos.

4- Os pontos de ocorrência dos deslizamentos tendem a estar associados aos locais onde o lençol freático aflora em superfície, nas áreas de transição das vertentes retilíneas para as côncavas, com frequência nas cabeceiras de drenagem de formato espacial côncavo.

5- As declividades das vertentes exercem importante papel nos processos de deslizamentos. Acima de 15º, 17º, 20º e 25º as ocorrências são crescentes.

6- Nas rochas metamórficas muito xistosas com bandeamentos bem definidos, acompanhados de juntas/contatos litológicos e com elevada concentração de fraturas e falhas, são fatores que definem, linhas de fraqueza que contribuem, ao longo do tempo para os processos erosivos e os deslizamentos.

7- Mantos de alteração ou de intemperismo profundos que se desenvolvem principalmente sobre rochas metamórficas, caracterizados por solos rasos, instáveis e pedregosos (Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos), facilitam os processos de deslizamentos.

8- O arranjo estrutural das rochas metamórficas quando as vertentes são coincidentes com os planos de mergulho dos alinhamentos estruturais, os deslizamentos são mais frequentes.

9- A cobertura com Florestas Tropicais Primárias, que estejam em áreas de alto potencial à ocorrência de deslizamentos, tendem a fornecer maior estabilidade às vertentes em função da densa rede de raízes profundas que ajudam a reter os processos erosivos e de deslizamentos. Nas Florestas muito degradas, os resíduos de raízes e troncos mortos induzem a infiltração e acúmulo temporário de água pluvial, potencializando os processos de deslizamentos.

10- As intervenções humanas também promovem deslizamentos, tais como:

- cortes profundos e aterros para implantação de sistema viário;
- desmontes totais ou parciais de vertentes ou de morros isolados gerando aterros com material detrítico muito siltoso ou arenoso com baixa compactação.
- construções de residências *uni* ou *plurifamiliares* em vertentes muito inclinadas que exigem cortes profundos e aterros;
- instalação de grande densidade de fossas para disposição das águas servidas em vertentes muito inclinadas
- descarte de águas servidas em superfície saturando os solos;
- depósitos a céu aberto de resíduos sólidos domésticos (matéria orgânica) e entulhos são propícios à desestabilização das vertentes;

A determinação da fragilidade ambiental da planície costeira de São Paulo, seguiu a ordem taxonômica apresentada por Fierz (2008) ao executar pesquisa de detalhe e elaboração do mapa geomorfológico dessa planície. A morfodinâmica e a fragilidade estão diretamente relacionadas com as características das formas do relevo, dos materiais de suporte, das influencias diretas e indiretas dos *inputs* e *outputs* de energia representados pela dinâmica das águas marinhas, fluviais e pluviais.

Conforme anteriormente exposto, é preciso considerar que ao longo da planície costeira existem diferentes subsistemas geomorfológicos e cada um apresenta morfodinâmica e níveis de fragilidade variados como se podem constatar ao se analisar os aspectos de resistência dos seus materiais por meio dos níveis de compactação da superfície do solo com o uso do penetrômetro. Na planície costeira Peruíbe-Itanhaém, a pesquisa revelou que a área mais elevada e mais resistente, apresenta-se com arranjo estrutural dos materiais diferenciada do restante da planície, com destaque para a maior espessura e resistência da camada espódica. A dinâmica geológica-geomorfológica, as características físico-químicas e a resistência dos materiais são decisivas para

entendimento das diferenças entre as formas do relevo e o estabelecimentos das fragilidades ambientais de cada subsistema.

A identificação da fragilidade ambiental nesta planície de Peruíbe-Itanhaém seguiu o padrão da compartimentação dos sistemas onde as planícies fluviais e intertidais, bem como as praias foram classificadas como subsistemas cuja fragilidade ambiental é muitíssimo alta. Essas formas de relevo são as primeiras a serem atingidas ao receberem os *inputs* de energia, ou seja, seu estado de equilíbrio dinâmico é de ordem temporal menor do que dos subsistemas mais resistentes como o são os terraços marinhos com camadas rígidas espodossólicas.

Os terraços marinhos com camada espódica rígida e de espessura que pode chegar a dois metros e ao mesmo tempo serem os mais elevados da formação marinha nesta área estudada, foram classificados como subsistemas de fragilidade ambiental baixa. Os demais subsistemas, tais como terraço fluvial, terraço marinho recoberto por dunas e rampas de colúvio enquadram-se em fragilidade ambiental média. Estes por estarem localizados em níveis altimétricos pouco mais elevados e, de maneira geral, possuem materiais mais resistentes são menos suscetíveis aos *inputs diretos* de energia das águas oceânicas. Os compartimentos do relevo na planície costeira que se encontram mais elevados são os terraços marinhos, terraços fluviais, as planícies marinhas com cordões arenosos e as rampas de colúvio da base da encosta da Serra do Mar.

É possível concluir que os dados gerados pela pesquisa sobre a resistência dos materiais, a composição granulometria, os gráficos gerados pelo GPR, juntamente com o mapeamento geomorfológico de detalhe, forneceram a segurança necessária aos resultados que permitiram a classificação das fragilidades ambientais em cada subsistema geomorfológico da planície costeira. Essas análises são de grande utilidade para o planejamento mais adequado aos usos antrópicos futuros.

Referências bibliográficas

AB'SABER, A. N. "A geomorfologia do estado de São Paulo" In Aspectos geográficos da terra bandeirante. Rio de Janeiro: IBGE, 1954, p. 1- 97.

AB´SABER, A.N. 1987. A Serra do Mar na Região de Cubatão: Avalanches de janeiro de 1985: A ruptura do equilíbrio ecológico na Serra de Paranapiacaba e a Poluição

Industrial: in: Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira. São Paulo-Academia de Ciências do Estado de São Paulo, v. 2

ALMEIDA, F.F.N.de & CARNEIRO, C. D. R. “Origem e evolução da Serra do Mar”. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 28 (2), p. 135-50, 1998.

BRUNSDEN, D. & THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. Transactions of the Institute of British Geographers, n. 4, 40, p. 463-484, 1979.

CETESB- Cia de Tecnologia de Saneamento Ambiental-1991-Carta Morfodinâmica da Serra do Mar na Região de Cubatão-SP. Rel. Interno. 36pg e mapas anexos. São Paulo-SP

CRUZ, O. A Serra do Mar e o Litoral na Área de Caraguatatuba: Contribuição à geomorfologia litorânea tropical. São Paulo-Instituto de Geografia-USP- 1974. Série Teses e Monografias -11

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1999. 412 p.

FLEXOR, J. M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In International

Symposium n Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo, 1979, p. 232-253. (Anais.)

FÚLFARO, V. J. & PONÇANO, W. L. “Recent tectonic features in the Serra do Mar region, state of São Paulo, Brazil and its importance to Engineering Geology”. In International Congress of the I.A.E.G., 2. São Paulo, ABGE, 1: II-7.1-II-7.7, 1974.

HACK, J. T. “Interpretation of erosional topography in humid temperate regions”. American Journal of Science. Bradley, v. 258, p. 80-97, 1960.

FIERZ, M.S.M. As abordagens Sistêmica e do Equilíbrio Dinâmico na Análise da Fragilidade Ambiental no Litoral do Estado de São Paulo: Uma Contribuição à Geomorfologia da Planícies Costeiras. Tese de Doutoramento, 2008, 410p.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**.** São Paulo, v. 1-2 (Monografias),1985.

NAVARRA, C.T. (1982). ‘Piçarras’ e ‘Tabatingas’ do Litoral Paulista. Atas IV Simpósio do Quaternário no Brazil**,** pp. 259–74.

NUNES, L.H. 1990. Impacto Pluvial na Serra do Paranapiacaba e Baixada Santista. Dissertação de Mestrado-FFLCH-USP- pag126 e anexos- São Paulo

PORSANI, J. L. – 2002- Método GPR: Aplicações em geologia, geotecnia, médio ambiente e planejamento urbano, IV Escola de Verão de Geofísica – Apostila de curso – IAG – Universidade de São Paulo.

RICOMINI, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil-Tese de doutorado-Instituto de Geociencias-USP- São Paulo 1989.

ROSS, J. L. S, JUNQUEIRA, L.S.,SANTOS, R.P.dos Morfodinâmica:Serra do Mar-Brasil-in VI Congresso Iberoamericano de Estudos Territoriales y Ambientales, São Paulo-, 2014 p.299p

ROSS, J. L. S. “O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo”. Revista do Departamento de Geografia**.** São Paulo: FFLCH /USP, n. 6, p. 17-29, 1992.

SILVEIRA, J. D. “Morfologia do litoral”. In Azevedo, A. (Ed.). Brasil: a terra e o homem. São Paulo. Cia. Editora Nacional, 1954, p. 253-305.

SUGUIO, K &,MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. São Paulo, IGCB/CGUSP, 1978a (Publicação Especial).

SUGUIO, K & MARTIN, L. “Formações quaternária marinhas do litoral paulista e sul fluminense”. In International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary—the Brazilian National Working

Group for the IGCP – Project 61, São Paulo Instituto de Geociências/USP, v. 1, p. 1-55, 1978b. (Special Publication.)

SUGUIO, K &,MARTIN, L. & FLEXOR, M. R. - Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira". Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 15 (4), p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K &,MARTIN, L. "Formação das planícies costeiras". In II Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul-Sudeste Brasileira, estrutura, função e manejo. Anais. Águas de Lindóia, 1990, p. 201-45.

SADOWISK, G R. Tectônica da Serra de Cubatão, São Paulo. Tese de doutoramento, 1974 159 p.

TRICART, J. Ecodinâmica. IBGE- Supren pag.91, Rio de Janeiro- 1977.