

Os Parâmetros de Resistência ao Cisalhamento e a Estabilidade das Encostas no Planalto de Paraibuna e Serra de Caraguatatuba

Antonio Carlos Colangelo¹

Abstract: *The central aim of this work is to confront spatial behavior of shear strength parameters of soil and regolith materials at Paraibuna Plateau, with those of Caraguatatuba Scarps. The behavior of slope stability and its correlated variables in the soil-regolith transition along slope profiles was evaluated, for granite, migmatite and micaschist parent materials. For this propose, we had making measures of shear strength for residual soils and regolith materials with soil “Cohron Sheargraph” apparatus and evaluated the shear stress tension behavior at soil-regolith boundary along slope profiles, in each environment and lithology. When we compeer the results for the two areas, a compensation mechanism appears. At Paraibuna plateau, the major part of the shear resistance is attributed to cohesion, when at Caraguatatuba scarps is the friction angle the major strength component. An important question here is the change of soil bulk-density variable along slope profile evolution, because the intense clay production, mainly Kaolinite and Gibbsite at B and C-horizons, in the plateau tropical environment. We detected too, at threshold conditions, that slight change in soil bulk-density may changes drastically the equilibrium of stress-strength tensions at potential rupture surface with its consequent loss of stability and landslide event production. At Caraguatatuba scarps, the extremely humid environment would dissolves Kaolinite and promotes the shut down of cohesion.*

¹ Graduação em Geografia pela Universidade de São Paulo, mestrado em Geografia (Geografia Física) pela Universidade de São Paulo e doutorado em Geografia (Geografia Física) pela Universidade de São Paulo. Professor Associado da Universidade de São Paulo. E-mail: accolang@usp.br

A Área de Estudo

As encostas escarpadas da Serra do Mar em Caraguatatuba-SP apresentam características muito peculiares. Declividades muito elevadas, extensos perfis retilinizados, grandes amplitudes topográficas (até 800m), substrato rochoso dominado por migmatitos oftálmicos e intensa e densa drenagem pluvio-fluvial (fig. 1). O efeito orográfico das escarpas somado à influência oceânica, resulta num regime de chuvas intensas e frequentes. No dia 18 de março de 1967 a área sofreu escorregamentos



Figura 1

● Pontos de amostragem: ensaios com o aparelho "Cohen Sheargraph" e coleta de amostras.
Limite planalto - escarpas

Fonte: folhas base Caraguatatuba (IBGE-1974) e Fico do Papagaio (IBGE-1974)

0 0,5 1 1,5 2 Km

catastróficos, em prancha e em avalanche, provocados por chuvas de grande magnitude e intensidade, que atingiram mais de 420 mm antecedidas por um verão muito úmido (Cruz,1974). Houve mais de 110 vítimas fatais, tendo sido o vale do rio Santo Antonio, próximo ao sopé das escarpas, totalmente entulhado por materiais detríticos com mais de 10 metros de espessura.

No reverso dessas escarpas, os planaltos de Paraibuna e de Paraitinga apresentam serras em escarpas retilinizadas e morros mamelonados, convexizados, com substrato rochoso formado principalmente por granitos-gnaise, migmatitos e micaxistos. Suas amplitudes topográficas são menores (até 400m), com predomínio das de 80 a 200 metros e suas médias pluviométricas alcançam em geral cifras entre 1200 e 1600 mm anuais. Um evento chuvoso com magnitude de cerca de 280mm em 24 horas, registrado na área do Núcleo

Santa Virgínia do Parque Estadual da Serra do Mar em São Luis do Paraitinga, ocorreu em março de 1996, desencadeando grande número de escorregamentos planares, ou em prancha, nesta área serrana do Planalto Atlântico. Houve registro de apenas 2 vítimas fatais, graças à baixa densidade demográfica existente na área. Entretanto, o rio do Chapéu, pequeno tributário do Paraitinga, por algumas horas, apresentou vazão superior à do Paraitinga, o que lhe conferiu competência para o transporte de matacões com mais de 2 metros de diâmetro e a produção de um ressalto hidráulico com mais de 6 metros, que atingiu os baixos terraços do rio Paraitinga, causando inundações na cidade de São Luiz do Paraitinga. A serra do Alto Grande, divisor de águas entre as Bacias do Paraibuna e Paraitinga, cuja cumeeira eleva-se a 1600 metros, foi atingida por um evento pluviométrico, com ocorrência de inúmeros escorregamentos (Colangelo, 1997).

O jogo das tensões de resistência e de cisalhamento

As encostas dos maciços, morros e colinas nos planaltos, nas escarpas e nas planícies compõem formas do relevo, considerando suas declividades, extensão, amplitudes topográficas e altitudes. Na escala local, as formas de relevo podem ser convexas, retilíneas e côncavas, nos dois planos de planta e perfil, resultando, segundo Ruhe (1975), nove tipos básicos de formas. Colangelo (1995) atribui a cada um desses tipos um “status” geológico distinto, afirmando que isto fica patente quando confrontamos as formas “policonvexas” e “policôncavas”, porque elas são antagônicas, não apenas do ponto de vista geométrico, mas também da hidrodinâmica de superfície, dos processos pedo-geoquímicos dominantes, das formações superficiais e solos, da composição florística da cobertura vegetal e também com relação aos fatores microclimáticos. Sob outro aspecto, Gregory (1978) forneceu uma equação, também adotada, dentre outros, por Derbyshire et al (1979), onde a forma do relevo (F) aparece como uma variável dependente dos processos (P) e dos materiais (M) no tempo, conforme a expressão: $F = (P, M) dt$.

A dinâmica das encostas é comandada por um jogo de tensões (força aplicada por unidade de área) que interage diretamente com os processos geomórficos. Há um permanente confronto entre as tensões passivas, de sustentação dos materiais superficiais e as tensões ativas de cisalhamento. Todo e qualquer processo é sempre desencadeado a partir da superação de tensões passivas por tensões ativas, quando a resistência, vinculada às

tensões passivas, atinge seu valor limiar. No caso dos materiais superficiais, por serem materiais inconsistentes são sustentados por coesão, proveniente principalmente das argilas, e pelo atrito, ou fricção interna, associado em sua maior parte à fração arenosa. Obviamente, uma série de fatores intervêm sobre estas variáveis, ora favorecendo a tensão de resistência ao cisalhamento, ora favorecendo a tensão cisalhante. Num sistema geomórfico, uma série de fatores, entre os quais devem ser ressaltados a pluviosidade e o escoamento pluvial, promove periodicamente a queda da resistência, a qual pode atingir valores críticos, próximos ou mesmo superiores aos seus limiares, o que pode levar à mobilização dos materiais nas encostas. Os movimentos de massa, dentre os quais se destacam os escorregamentos, correspondem a uma resposta desses sistemas à convergência de inúmeros fatores. Sem dúvida, em meio tropical úmido, devemos enfatizar também a participação do escoamento subsuperficial. Em áreas tropicais úmidas, a água é o grande fator de dinamização das encostas. Assim como o escoamento superficial (pluvial e fluvial), o escoamento subsuperficial é, em grande parte, controlado pela magnitude, intensidade e frequência dos eventos pluviométricos. Sua qualidade e, secundariamente, sua quantidade são controladas pela morfologia do terreno, estrutura lito-tectônica, profundidade, textura, estrutura e composição do material superficial, incluídos os horizontes de solo, quantidade e qualidade da matéria orgânica, atividade biológica, sistema radicular, estrutura da porção subaérea da vegetação e intervenção da ação humana. O algoritmo da função que correlaciona as duas componentes da resistência ao cisalhamento foi proposto por Coulomb em 1776 (apud Carson e Kirkby, 1972), expresso pela equação:

$$S = C + \sigma \cdot \tan \varphi$$

sendo S a resistência ao cisalhamento, C a coesão, σ a tensão normal ao plano de cisalhamento e φ o ângulo de fricção interna. Terzaghy (1950) modificou a equação original de Coulomb, a qual passou a contemplar também a intervenção da tensão neutra da água (u) sobre a coesão e a tensão normal, ficando a equação modificada expressa da seguinte maneira:

$$S = C + (\sigma - u) \cdot \tan \varphi$$

O modelo de Terzaghy indica que as pressões da água nos poros levam à redução da resistência ao cisalhamento, interferindo negativamente sobre os dois termos da equação, conseqüentemente, reduzindo o atrito e a coesão aparentes dos materiais de solo.

Temple e Rapp (1972) afirmaram que chuvas intensas podem causar movimentos rápidos, os quais, em condições normais, levariam de 25 a 50 anos para ocorrer. De Ploey e Gabriel (1980) referem-se às corridas de lama, por ocasião de fortes chuvas, como conseqüência de rápido decréscimo do coeficiente de fricção interna aparente ($\tan \phi'$) que leva à liquêfação do material. Para Carson e Kirkby (1972), os escorregamentos são “...uma expressão dramática da tensão cisalhante sobre a resistência dos materiais na encosta...”. Favorecer a resistência ao cisalhamento é o papel desempenhado pela tensão normal ao plano de cisalhamento, porque ela mobiliza, ou melhor, torna efetivo o atrito, que é propriedade intrínseca dos materiais. O atrito se manifesta em termos de um aumento da resistência ao cisalhamento proporcional ao aumento da tensão normal, numa razão que é definida pela tangente do ângulo de fricção interna aparente. Fica claro que, embora seja o atrito interno uma característica intrínseca do material, sua manifestação depende da aplicação de tensão externa cisalhante.

No caso da ocorrência de escorregamentos em encostas escarpadas de perfis retilinizados, onde a superfície de ruptura é paralela à superfície do terreno, com profundidade muito menor (de 1m a 3m) que o comprimento da encosta (de 100m a 600m), é frequentemente utilizado “o modelo de vertente infinita”. Chowdhury (1978), ao aplicar a “análise de limite de equilíbrio” na avaliação da estabilidade de encostas, separa o corpo relativamente estático do solo do corpo dinâmico que constitui a água de percolação. O autor supõe também em sua análise, quatro situações hidrodinâmicas bem definidas: solo submerso, solo totalmente drenado, solo parcialmente saturado com fluxo paralelo à superfície e solo totalmente saturado com fluxo paralelo e atingindo a superfície. Além disso, cumpre salientar a importância que representa para esta análise a sobrecarga adicional referente à cobertura vegetal, tratada em pormenores por Sidle et al. (1985). Embora estes autores considerem o aumento de coesão (ΔC) representado pelo sistema radicular da cobertura florestal, não levam em consideração o favorecimento da percolação da água por acréscimo da condutividade hidráulica do solo (K) promovido por micro-raízes, raízes mortas e mesmo a matéria orgânica em decomposição, como no caso de De Ploey & Cruz (1979). Qualquer

sobrecarga adicional sofrida pela superfície de ruptura potencial Estaria assim a cobertura florestal promovendo um aumento da instabilidade do terreno, em função de uma maior percolação da água promovida pelo sistema de raízes. Sob este aspecto, também De Ploey (1981) refere-se aos efeitos contrários ambivalentes de alguns fatores erosivos, através de um grande número de exemplos, dentre os quais, o referente a um tipo específico de matéria orgânica que estaria, ao contrário das expectativas, dificultando a infiltração da água no solo, favorecendo assim o escoamento superficial.

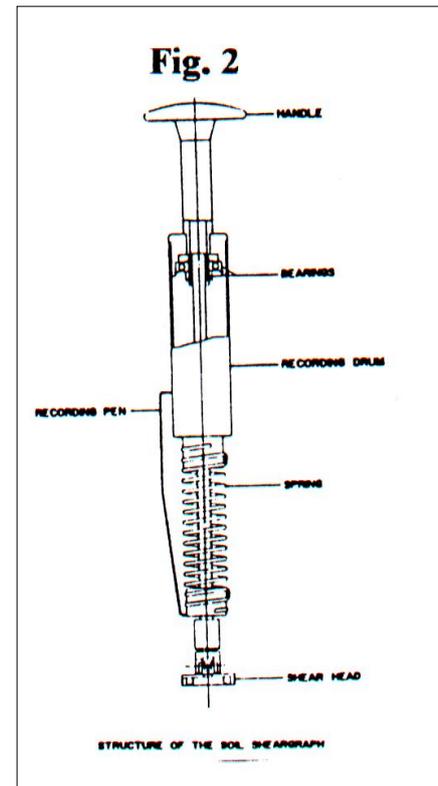
Limiares de declividade

Ao ser estabelecida uma razão entre a tensão de resistência (S) e a tensão cisalhante (τ), haverá condições de determinar uma análise de estabilidade de encostas. Na aplicação desta análise, um dos objetivos deste trabalho é estabelecer os limiares de declividade para a condição de estabilidade, devendo ser consideradas as propriedades dos materiais superficiais de alteração e de colúvio. Para isso, deve-se conhecer, conforme Vargas (1968), textura, porosidade, índice de vazios, teor de umidade, condições de saturação dos materiais e índice de atividade mecânica (tab. 1 e 2). Os limiares de declividade, empiricamente estabelecidos por Cruz (1975) para áreas escarpadas, como na Serra de Caraguatatuba, situam-se aproximadamente a 22° ou 40%, obtidos a partir da relação entre mapa de declividades e o mapeamento dos escorregamentos. Estes resultados são aproximadamente concordantes com os resultados obtidos com os ensaios de cisalhamento feitos posteriormente (década de 80, vide tabela 1, última coluna). Nas áreas planálticas de morros e serras de Paraibuna e Paraitinga, os limiares de declividade, obtidos dos ensaios rápidos de campo aplicados à “análise de limite de equilíbrio” (Colangelo, 1990, 1995 e 1996), indicam valores de 18°, 20° e 22°, respectivamente encostas sobre embasamentos rochosos Micaxisto, Migmatito e Granito-Gnaisse.

Outro objetivo deste trabalho é confrontar os resultados obtidos a partir da aplicação da análise dos limiares de declividade, dos materiais superficiais das baixas encostas escarpadas da Serra de Caraguatatuba com os do seu reverso planáltico de Paraibuna. Neste sentido, são levados em conta os condicionantes topogeomórficos, as características mecânicas dos materiais e a hidrodinâmica de superfície das duas áreas referenciadas.

Movimentos de Massa e Experimentação

Muito se tem estudado a respeito dos processos que dinamizam as encostas para entender seus mecanismos de gênese e evolução, observando, medindo, experienciando e experimentando. Um experimento tem por objetivo testar um par de variáveis, sob controle das demais, na tentativa de se obter um algoritmo que descreva do modo mais satisfatório possível a relação entre elas. Atualmente, a busca por um melhor entendimento sobre fenômenos como os de movimentos de massa, objetiva principalmente o prognóstico. Na verdade, o mais importante é tentar entender os movimentos de massa no seu contexto geomorfodinâmico, ou seja, como um componente do sistema de erosão que, por sua vez está associado a um



dado sistema de relevo. Os resultados dos experimentos sobre a resistência ao cisalhamento foram aqui interpretados principalmente sob esta prismática.

A partir dos ensaios rápidos de campo, realizados com o aparelho sheargraph, em material de alteração e de colúvios (fig.2), são medidos os parâmetros coesão e os ângulo de fricção interna aparentes. Para isto é realizado um experimento, onde o material é levado à ruptura a partir da aplicação de uma tensão cisalhante para um nível de tensão normal conhecido. O experimento é repetido para dez níveis distintos de tensão normal de modo que, a partir de regressão linear simples, obtém-se a curva da resistência ao cisalhamento. Uma curva que representa o envoltório de resistência de Mohr-Coulomb (fig.3 a 14).

Com a aplicação dos resultados deste experimento na *análise de limite de equilíbrio*, e com base no *modelo de vertente infinita*, é possível determinar os limiares de declividade das encostas, a partir dos quais passa a haver risco iminente de ocorrência de escorregamentos. Nesta análise, é possível avaliar as diferentes condições de estabilidade e seus limiares de declividade, para distintas situações de drenagem interna dos materiais. Interessa sobretudo supor estar o material na iminência de sofrer ruptura, portanto a coesão deve estar próxima de zero, sendo neste caso de valor desprezível (Skempton & Delory, 1957

apud Carson, 1975). Um detalhamento sobre o método adotado pode ser encontrado em Colangelo (1995 e 1996).

Conforme De Ploey, Cruz e Modenesi (1978), o limiar de declividade do terreno, para a condição de equilíbrio limite, considerados os pressupostos acima referidos e um fluxo paralelo à superfície, percolando os materiais superficiais da encosta, é dado por:

$$\beta l = \text{arc tan} \{ (1 - m \cdot \gamma_w / \gamma_s) \tan \varphi' \}$$

onde:

βl = limiar de declividade

m = posição relativa do nível de saturação

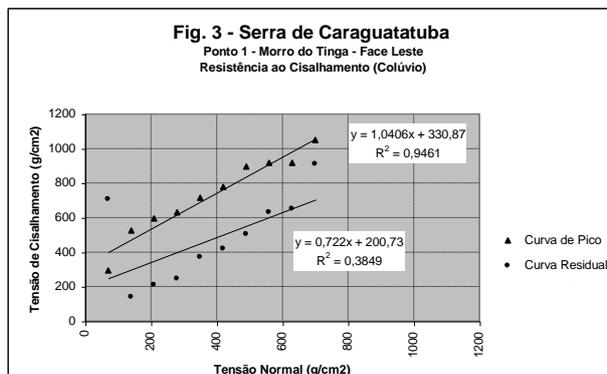
($m=1$, saturação completa; $m=0$, material totalmente drenado)

γ_w = peso específico da água

γ_s = peso específico do solo úmido

φ' = ângulo de fricção interna aparente

$\tan \varphi'$ = índice de fricção aparente

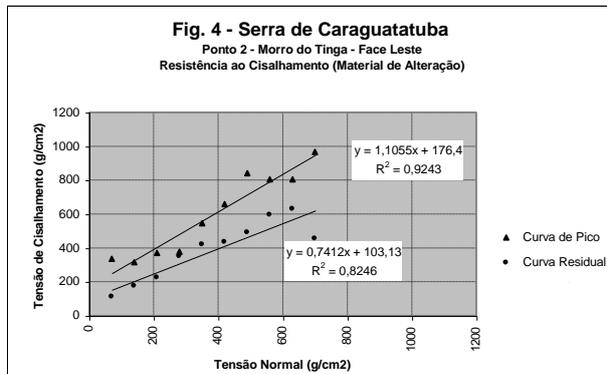


Nas encostas escarpadas da serra de Caraguatatuba, muitos ensaios foram efetuados durante a década de oitenta, em pontos acessíveis e disponíveis, escolhidos em função dos materiais coluviais e de alteração, sendo realizados preferencialmente nos horizontes B dos

solos. Os horizontes C, quando sua alteração se apresentava incipiente, com grande quantidade de partículas maiores que 4 mm, não permitiam em geral a realização dos testes. No Planalto de Paraibuna e Paraitinga, os ensaios vêm sendo efetuados até os dias atuais. Certamente o material ótimo para a execução dos testes é aquele que se apresenta muito pobremente selecionado, com mais de 30% de finos (silte + argilas + ferro) e com uma certa percentagem de umidade próxima ao limite de plasticidade. Daí a necessidade de se

proceder a um umedecimento artificial do material, quando este se apresentar muito ressecado.

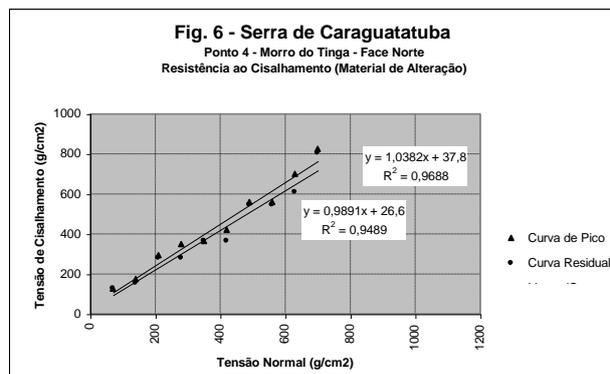
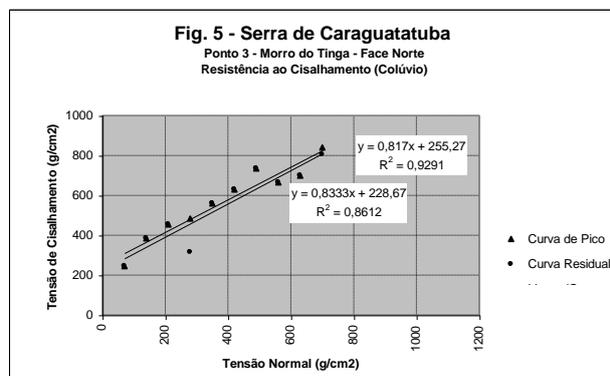
DISCUSSÃO E RESULTADOS



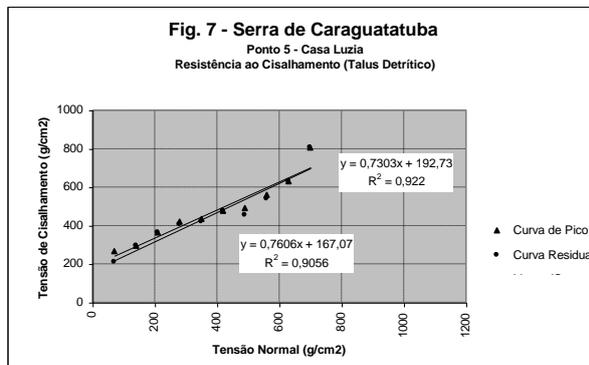
Dentre os múltiplos ensaios, foram selecionados os referentes aos materiais superficiais nas faces leste e norte das baixas e médias encostas do morro do Tinga, nas escarpas de Caraguatatuba, em migmatitos oftálmicos. Foram então confrontados com os materiais coluviais de

taludes ou leques detríticos na planície do rio Santo Antônio, formados por ocasião dos escorregamentos de 1967 e aos referentes ao planalto de Paraibuna (fig. 1). As curvas de regressão linear simples expressam os limiares de pico e residuais da resistência ao cisalhamento. Neste trabalho, porém, foram apenas considerados os valores de pico. As curvas demonstram um comportamento diferenciado da resistência ao cisalhamento pela coesão de ângulo de atrito, em função da composição textural e estrutural dos materiais nos contatos entre os horizontes e entre o material de alteração e o coluvial. Foram feitos os ensaios geralmente nos cortes de baixas e médias encostas, coletadas amostras retiradas do cabeçote do sheargraph e dos perfis de solo para exame granulométrico e determinação dos limites de liquidez e plasticidade de Atterberg.

As curvas referentes aos materiais na face leste de um dos interflúvios do morro do Tinga mostram sua maior resistência ao cisalhamento, tanto na componente coesão como na de atrito ou fricção. A maior coesão pode ser atribuída à grande

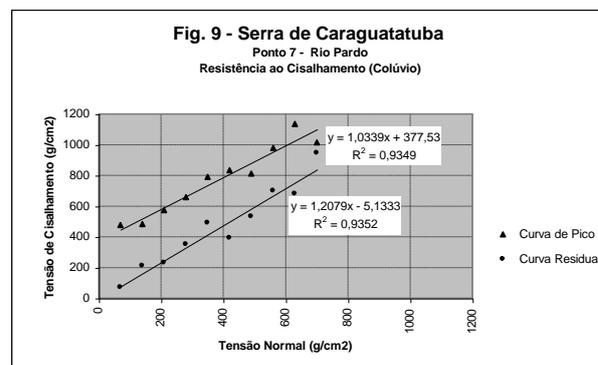
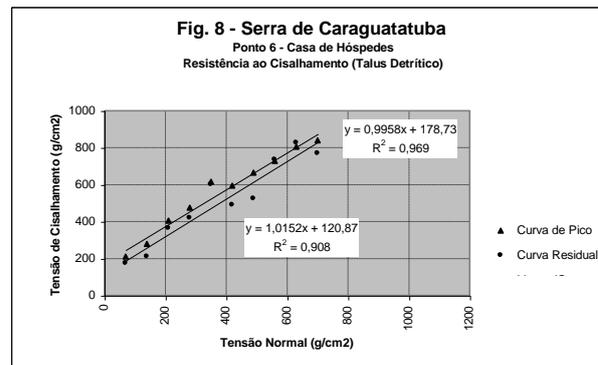


quantidade de finos (72%, na maior parte argilas) no ponto n.1 de topo de interflúvio (fig.3). Os maiores ângulos de atrito na face leste (45° e 48,5°) devem estar associados à presença de uma certa quantidade de grânulos (pontos n.1 e n.2, figs.3 e 4). Nesta face leste, quase voltada para o mar, o material de alteração apresenta uma coesão maior (180g/cm², fig.4) se comparado com o da face norte, que apresenta coesão de 40g/cm² (fig.6). Tal fato seria explicado pela maior profundidade dos ensaios realizados a 7 metros e mais argilosos; na face norte, foram menos profundos (5 metros), portanto, mais alterados. Nas duas faces, os materiais coluviais são mais coesos (340 e 250g/cm²) que os de alteração, mas apresentam menores ângulos de atrito (40 e 45°). Isto se deve à maior quantidade de fração arenosa (49% e 52%) nos de alteração. Os ensaios realizados na face norte (fig.5, n.3 e fig.6, n.4) apresentam valores aproximados, com a coesão menor no ponto n.4 (fig.6), certamente pela presença de maior quantidade de areia.

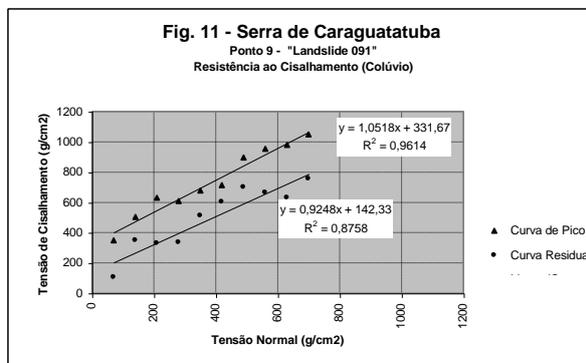


a resistência ao cisalhamento equivalente em quantidade nos dois tipos de material, embora diferente do ponto de vista qualitativo (Colangelo, 1995-96). Isto é, o material de alteração oferece menor coesão, porem maiores valores de ângulo de atrito, enquanto material coluvial possui maior coesão e menores ângulos de atrito, controlados pela magnitude e a frequência de eventos pluviométricos. Dois dos ensaios realizados em taludes ou leques detríticos, depositados pelos escorregamentos de 1967, mostram, através

À vista do exposto, pode-se crer na possibilidade de haver um mecanismo de compensação quanto aos escorregamentos, garantindo uma relativa estabilidade nas encostas escarpadas, mesmo sob intervenção dos agentes já referidos, sendo



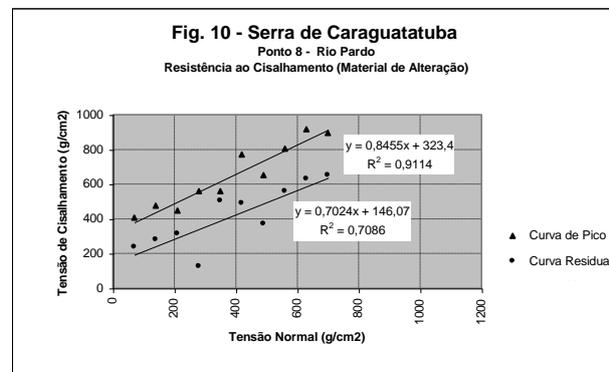
das curvas das figuras 7 e 8, serem esses depósitos menos resistentes ao cisalhamento que os coluviais das encostas acima consideradas: sua recente deposição é certamente responsável pela sua menor coesão. O ponto n.6 (fig.8) apresenta 180g/cm² de coesão e elevada quantidade de areia (66,69%), devendo ser esta última relacionada ao ângulo de atrito de 45,5°, bem maior que o do ponto n.5 (fig.7), com 35° e menor quantidade de areia. Isto é devido ao fato de ser a resistência ao cisalhamento nos taludes detríticos atuais fortemente vinculada à composição textural, diferenciada em função da localização dos ensaios; de acordo com as distâncias de deposição entre as baixas encostas e a parte distal desses taludes, os materiais menos grosseiros tendem a se distanciar e a se espalhar na planície.



maiores condições de umidade. O material de alteração (fig.16, n.14), por sua vez, apresenta bem menor coesão, mas com ângulo de atrito mais elevado (200g/cm², 41°). No planalto (pontos de amostragem n.7 a n.12 da tabela 2), os materiais apresentam-se mais coesos que os

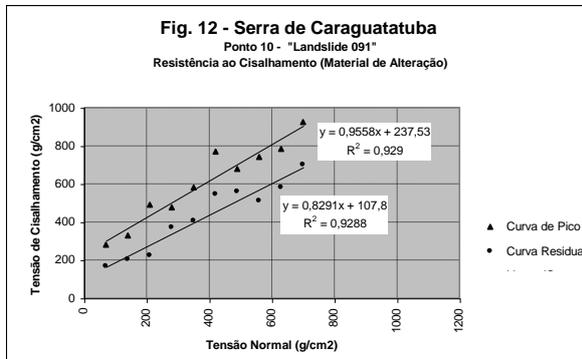
materiais nas escarpas de Caraguatatuba. Isto se deve principalmente a uma elevação nos teores de argila. Por outro lado, assim como ocorre nas escarpas, os materiais mais superficiais em geral são mais coesos que em profundidade. Tais materiais correspondem geralmente aos horizontes B dos solos, sendo mais argilosos que os materiais de alteração mais profundos, podendo haver sido também desenvolvidos em colúvios. Embora menos argilosos, foi inferido que os tipos de argila presentes nos materiais das alteritas são mecanicamente mais ativos, o que deve compensar, em parte, no que se refere à estabilidade da encosta, uma descontinuidade textural, a qual sob outras circunstâncias,

No vale do rio Pardo do planalto de Paraibuna, ainda em migmatitos oftálmicos, os materiais coluviais apresentam-se mais resistentes ao cisalhamento pela coesão muito elevada (570g/cm²), como no ponto n.13 (fig.15), porem com ângulo de atrito (35°) inferior aos das encostas do Tinga, sob



poria estes materiais na condição de risco iminente de sofrer colapso coesivo, mesmo em condições pluviométricas habituais (Colangelo, 1995).

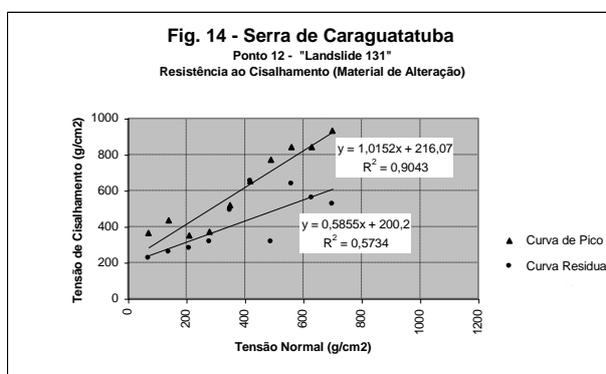
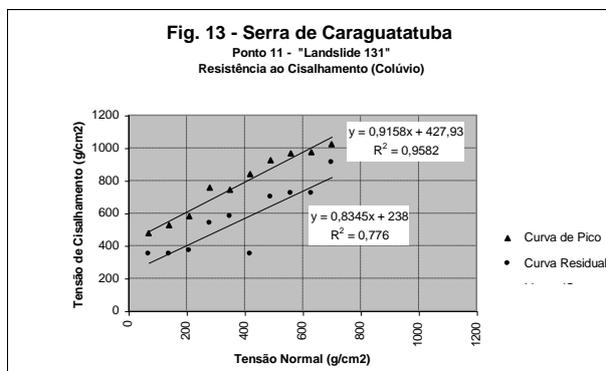
Quanto aos limiares de declividade para estabilidade de encosta, considerando a ocorrência de eventos pluviométricos extremos com saturação completa dos materiais superficiais, é



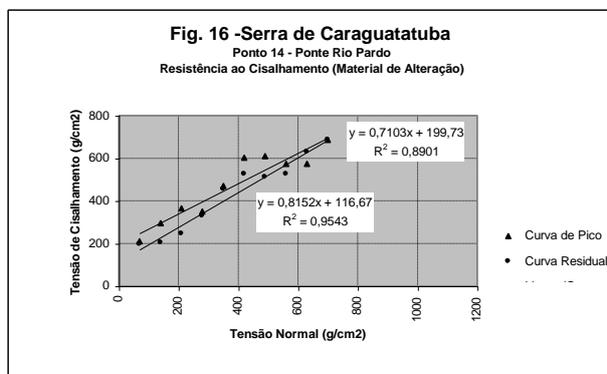
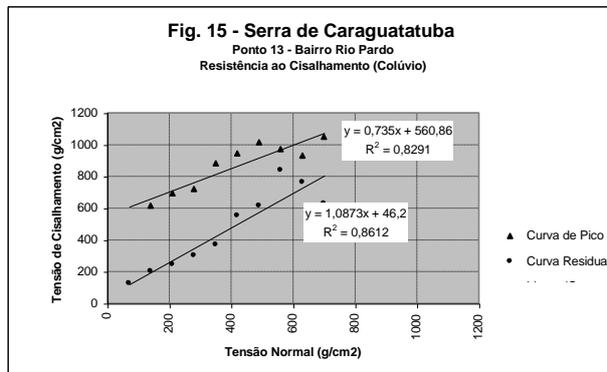
importante salientar que, enquanto nas escarpas foram encontrados valores entre 20° e 29°, no planalto de Paraibuna eles ficaram compreendidos entre 24° e 28°. Isto significa que áreas de alto risco, nas encostas da serra de Caraguatatuba, podem ser

encontradas a partir do limiar de 20° de declividade do terreno (22° em Cruz, 1975), enquanto que, no planalto, as condições de risco iminente poderão ser observadas quando a declividade for superior a 24°. Por outro lado, o teto dos limiares de declividade nos dois sistemas de relevo apresentam-se bastante próximos (29° e 28°), o que pode estar relacionado a um fator limitante imposto por parâmetros climáticos. Esta é uma hipótese que esta sendo testada por Colangelo.

Fatores importantes como pluviosidade, fluxo superficial e subsuperficial, raízes e declividade ajudam a entender as diferenças entre a dinâmica geomórfica nas escarpas e no planalto. As escarpas apresentam declives abruptos e são muito atingidas por elevadas, frequentes e intensas chuvas; isto favorece o comportamento mecânico e a descida dos materiais superficiais por movimentos de massa, com menor coesão no caso dos migmatitos oftálmicos granulares-arenosos. São necessários altos índices de atrito para que os materiais não se movimentem. Com



grande quantidade e alta intensidade pluviométrica e predominância de fortes declividades, as escarpas da serra de Caraguatatuba tornam-se permanentemente áreas de risco, mesmo recobertas pela mata do parque florestal.



Observando os dados apresentados na tabela 2, para o planalto, notamos que os teores de argila e os índices de plasticidade são maiores para os materiais de horizontes B, quando comparados aos de horizontes C, o que está de acordo com os elevados índices argila/silte observados naqueles horizontes. Quanto aos limiares de declividade, ao confrontarmos os resultados obtidos para as escarpas da serra e o planalto, observamos que há uma inversão: enquanto nas escarpas os materiais de horizontes B, na condição de saturação completa, apresentam limiares

mais baixos (27°, 23°, 20°) que os de horizontes C (29°, 27°, 27°), no planalto os seus valores são geralmente mais altos (27°, 27°, 24°) que os apresentados pelos horizontes C (24°, 26°, 28°). Estes valores mais elevados nos limiares de declividade das alteritas em relação aos horizontes B nas escarpas da serra, são devidos aos elevados teores de areia e grânulos (48%, 52%, 67%) nelas encontrados, os quais são bastante mais baixos nas alteritas do planalto (27%, 46%, 43%). Isto está de acordo com as condições extremas de declividade e pluviosidade encontradas nas escarpas da serra. Entretanto, as argilas que compõem os horizontes C são sempre mecanicamente mais ativas, como já referido com relação às escarpas da serra de Caraguatatuba. No planalto, os resultados apresentados por Colangelo (1995), 18°, 20° e 22°, foram obtidos a partir das curvas da função ângulo de fricção interna aparente e teor de umidade para as alteritas em micaxistos, migmatitos e granitos e pela subsequente plotagem dos valores dos limites de plasticidade nestas curvas, de modo a obter-se os respectivos ângulos de fricção. Então, a partir da aplicação da “análise de limite de equilíbrio”, combinada ao “modelo de vertente infinita” sobre estes ângulos de atrito, o autor chegou aos valores dos limiares de declividade acima referidos. Com a aplicação desta

metodologia, os limiares de declividade são mais baixos que os apresentados pelo método tradicional. A validade desta metodologia ainda está sendo testada a partir do confronto com os casos emergentes, nas áreas de estudo.

Local - Ponto de Amostragem	Material Variáveis texturais						Índice de Plastic idade. %	Ativid ade Mecâ nica	Limite de Plastic idade. %	Resistência ao Cisalhamento		Decliv e Limiar
	Horiz. Prof. (cm)	Areia+ Grân. %	Silte %	Argila %	Silte + Argila %	Razão Argila /Silte				Coesã o (g/cm 2)	Atrito φ (graus)	
Massaguaçu 1	C - 550	46	33	21	54	0,63	16	0,76	34	201	50°	31°
Horto 2	B - 60	49	36	15	51	0,42	28	1,87	25	133	44°	26°
Mata Média Encosta 3	B - 38	42	08	50	58	6,25	35	0,70	35	304	42°	24°
Mata Média Encosta 4	C - 48	51	25	24	49	0,96	09	0,38	34	73	43°	25°
Dep. Antigo Baixa Encosta 5	B - 19	44	13	44	57	3,38	17	0,39	25	255	45°	26°
Dep. 1967 Baixa Encosta 6	B - 09	41	13	46	59	3,53	20	0,43	34	317	36°	20°
Borda Cicatriz Média Encosta 7	B - 19	50	15	35	50	2,33	29	0,83	31	154	40°	23°

Fundo Cicatriz										
Média Encosta 8	C-76	52	40	08	48	0,20	Muito areno-siltoso	22	37°	21°

Sabe-se que boa parte dos escorregamentos, principalmente os do tipo planar, em áreas tropicais úmidas escarpadas, têm suas superfícies de ruptura no contato entre os horizontes B e a rocha alterada (Cruz, 1974 e 1975, De Ploey & Cruz, 1979), pelas fortes discontinuidades de caráter mecânico, textural e estrutural, existentes na passagem entre os citados horizontes. Por esta razão foram feitos nestes horizontes os ensaios de resistência ao cisalhamento, bem como a coleta de amostras para os ensaios de granulometria e limites de Atterberg (Liquidez e Plasticidade).

Cumprir lembrar que os resultados obtidos por Cruz (1975), a partir da superposição da carta de declividades com o mapa dos escorregamentos de 1967, estão muito próximos (22° ou 40%) dos obtidos com os ensaios de campo. Do ponto de vista textural, todos os materiais apresentaram-se muito pobremente selecionados, com teores de areia entre 27% e 67%, silte entre 4% e 34% e argila entre 14% e 66%. Os horizontes B sempre se apresentam mais ricos em argila quando comparados com os horizontes C, embora os teores de finos (silte + argila + ferro) sejam equivalentes. Aplicando o índice argila/silte, observa-se também uma relação direta e proporcional entre este índice, a coesão do material e a proporção da redução do ângulo de atrito em função de um dado aumento, seja no teor de umidade, seja no teor de finos. Cumprir ressaltar também que, embora menos argilosos, os materiais de horizontes C possuem tipos de argilas com maior atividade física e química, como no caso das vermiculitas ou das montmorilonitas (Colangelo, 1990, 1995), o que compensa, em parte, os baixos montantes de argila (Tabelas 1e2).

Os materiais referentes à área do Planalto apresentam-se, em geral, mais resistentes ao cisalhamento, principalmente quanto à coesão, graças aos horizontes B, coluviais bastante argilosos. A grande incidência de escorregamentos nas escarpas da serra de Caraguatatuba deve-se a uma convergência de fatores, dos quais devemos ressaltar: maior umidade, pluviosidade, energia dos fluxos hídricos, de superfície e de subsuperfície, e calor na área da Serra de Caraguatatuba, além do embasamento rochoso formado por migmatitos oftálmicos, os quais apresentam, como produto de alteração, material muito pouco

consistente (“arena”). Neste confronto de unidades de relevo, devemos lembrar que as diferenças morfológicas, por condicionarem os fluxos de superfície e subsuperfície, comportamento da declividade das encostas e o tipo de superfície de escoamento a jusante, condicionam também, em boa parte, a textura, estrutura e composição dos materiais superficiais inconsolidados e, conseqüentemente o comportamento mecânico destes materiais (Colangelo, 1995). Nas encostas escarpadas fortemente retilizadas, com perfis de horizonte B pouco profundos (1m), os escorregamentos são translacionais, paralelos à superfície do terreno. Quando o relevo é “mamelonado” fortemente convexizado, com perfis de solo mais profundos (>2m), os escorregamentos são rotacionais, sendo as superfícies de ruptura conchoidais. Portanto, os modelos a aplicar em cada caso devem contemplar a morfologia do sistema geomórfico em questão.

Local - Ponto de Amostragem	Material Variáveis texturais						Índice de Plasticidade. %	Atividade Mecânica	Limite de Plasticidade. %	Resistência ao Cisalhamento		Decliv e Limiar Mater ial Satur ad (graus)
	Horiz. Prof. (cm)	Areia+ Grân. %	Silte %	Argila %	Silte + Argila %	Razão Argila /Silte				Coesão (g/cm 2)	Atrito ϕ (graus)	
Alto da Serra 9	B - 100	54	33	14	46	0,42	25	1,78	30	321	43°	26°
Entrada Usina 10	B - 140	44	30	26	56	0,87	18	0,69	37	188	37°	21°
Entrada Paraibuna 11	B - 340	45	16	39	55	2,44	34	0,87	31	304	50°	31°
Entrada Paraibuna 12	C - 430	44	15	41	56	2,73	27	0,66	36	311	47°	28°
Trevo Jambeiro 13	B - 240	56	25	20	44	0,80	23	1,15	59	86	48°	29°

Trevo Jambeiro 14	C - 300	50	28	23	50	0,82	24	1,04	25	344	44°	26°
Deslizam. 131 15	B - 150	43	09	48	57	5,32	33	0,70	37	428	42°	24°
Deslizam. 131 16	C - 200	43	29	28	57	0,99	20	0,71	31	216	45°	27°

BIBLIOGRAFIA

CARSON, M. A. - Thresholds and characteristic angles of straight slopes. in Mass Wasting, 4th Ghelph symposium on Geomorphology, Ontario, 1975.

CARSON, M. A. and KIRKBY, M. G. - Hillslope, form and process. Cambridge University Press, 1972.

CHOWDHURY, R. N. - Slope analysis, Elsevier, New York, 1978.

COLANGELO, A. C. - Movimentos de massa e evolução geomorfológica das vertentes marginais no lago de barragem do Paraibuna, Mun. de Paraibuna - S.P. Dissertação de Mestrado, DG - FFLCH - USP, 1990.

COLANGELO, A. C. - Movimentos de massa e evolução geomorfológica das vertentes no alto vale do Paraíba do sul - São Luis do Paraitinga - SP. Tese de Doutorado, DG - FFLCH - USP, 1995.

COLANGELO, A. C. - Os Mecanismos de Compensação e o Equilíbrio de Forças na Dinâmica dos Materiais de Vertente, Revista do Departamento de Geografia, n. 9, FFLCH-USP, 1995.

COLANGELO, A. C. - Evolução de Vertentes em Meio Tropical Úmido: avaliação e mapeamento de limiares, Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia, Uberlândia – MG, 1996.

CRUZ, O. - A serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba - SP. Série teses e monografias, IGEOG - USP, 1974.

CRUZ, O. - Evolução das vertentes nas escarpas da serra do Mar em Caraguatatuba - SP. An.Acad.Bras.Ciênc., Suplemento, nº 47, Rio de Janeiro, 1975.

DE PLOEY, J. and CRUZ, O. - Landslides in the Serra do Mar, Brazil, Catena nº6, 1979.

DE PLOEY, J., CRUZ, O. e MODENESI, M.C. - Resistences au Cisaillement et Conditions de Glissements de Terrain à Caraguatatuba et à Campos de Jordão. Colóquio Est. e Cart. de Form. Sup., São Paulo, vol.1, 1978.

DE'PLOEY, J. and GABRIELS, D. - Measuring soil loss and experimental studies. In: Kirkby, M. J. and Morgan, R. P. C., Soil erosion, J. Wiley & Sons, 1980.

DERBYSHIRE, E.; GREGORY, K. J.; HAILS, J. R. - Geomorphological processes. Danson Westview Press, 1979.

GREGORY, K. J. - A physical geography equation. National Geographer, nº 12, 1978.

RUHE, R. V. - Geomorphology, Houghton Mifflin Co., Boston, 1975.

SIDLE, R. C.; PEARCE, A. J.; O'LOUGHLIN, C. L. - Hillslope stability and land use. Am. Geogr. Union, Washington, 1985.

TEMPLE, P. H. and RAPP, A. - Landslides in the Mgeta area, W. Uluguru mountains, Tanzania. Geogr. Ann., 50A (3-4), 157-194, 1972.

TERZAGUI, K. and PECK, R. B. - Soil mechanics in engineering practice. Wiley & Sons, 1967.

VARGAS, M. - Mecânica dos solos. McGraw - Hill do Brasil, 1970.