
Fatores Que Influem Na Análise De Vertentes E No Movimento De Massa Em Encostas

*Factors of influence in the analysis of slopes and
mass movements*

Alberto Pio Fiori*

RESUMO

No presente trabalho são examinados diversos fatores que influem na evolução natural das vertentes e nos movimentos de massa das encostas. A análise da estabilidade requer um entendimento dos processos de intemperismo, da hidrologia das vertentes, do papel desempenhado pelas águas das chuvas, de conhecimentos acerca do fluxo e dos processos de infiltração da água no subsolo, da função pela vegetação e da espessura, estrutura e propriedades geotécnicas dos solos. Esses aspectos, por sua vez, dependem do conhecimento de diversos fatores geológicos condicionantes e da história geológica recente da área. A água infiltrada no solo origina diversas forças que influem decisivamente no movimento de massa. Assim é o caso dos fenômenos capilares, da força de percolação e da pressão neutra. Movimentos tectônicos recentes desempenham papel preponderante na estabilidade das vertentes, mas no Brasil, têm recebido pouca atenção.

ABSTRACT

This work is concerned with the examination of slope analysis and mass movements. Mass movements play an important role in the development of slopes in southern Brazil and are specially connected with humid climatic conditions, deep chemical weathering, loss of vegetation, slope inclination and height. Slope stability analysis requires an understanding of slope hydrology, rainfall regime, weathering processes, thickness, structure (figure 1) and geotechnical properties of soils. These in turn, depend on several geological and geomorphological parameters in the recent geological history. One of the most important considerations about slope process are the effects of water in the soil. As the water percolates through permeable material, gives rise to several forces, among which the effective and neutral pressure, capillary action (figures 2, 3 and 4) and seepage forces (figure 5). These forces in turn, play an important role in the slope evolution and stability. Recent tectonic movements are apparently another important factor to be taken into consideration in Brazil.

* Departamento de Geologia - Universidade Federal do Paraná.

MOVIMENTO DE MASSA

O movimento de massa representa um importante papel no desenvolvimento de vertentes no Sul do Brasil pelo fato de estar ligado a condições climáticas úmidas e a um intenso processo de intemperismo das rochas. Trata-se de um fenômeno essencialmente ligado à força da gravidade, pelo menos no nosso país, onde movimentos tectônicos recentes são, presumivelmente, de pequena monta. A força da gravidade origina tensões cisalhantes e normais dentro da massa de solo ou de rocha, que atuam principalmente ao longo de planos inclinados. O esforço cisalhante, responsável pela movimentação da massa, aumenta com a inclinação e a altura da vertente, com o peso específico do solo e com a quantidade de água que se infiltra e se acumula no solo. Papel de importância fundamental desempenha a água que se aloja nos planos potenciais de ruptura ou de deslizamento do solo, quando esta induz a uma diminuição da resistência mecânica do solo, pelo efeito da pressão neutra. Além disso, a água tem influência na lubrificação dos planos potenciais de escorregamento, principalmente em solos argilosos, pela diminuição da rugosidade natural ao longo desses planos.

O movimento de massa constitui um sério problema em áreas degradadas pela atividade humana irracional ou obras de engenharia, que não atentam para a preservação do meio ambiente, levando à intensificação dos processos de escorregamento ou de erosão acelerada.

Os vários tipos de movimentos de massa têm sido referidos como rastejos (creep), escorregamento (landslide) e solifluxão (solifluction). Como rastejo entende-se um movimento muito lento do solo, causado pela força da gravidade. O movimento é praticamente imperceptível, sendo normalmente evidenciado pela inclinação de árvores, postes ou rachaduras em paredes de casas (GUIDICINI & NIEBLE, 1976). Quando o movimento é relativamente rápido, com ruptura do terreno, é referido como escorregamento.

Solifluxão é um termo que tem sido usado para descrever movimento de solo nas encostas, de caráter essencialmente hidrodinâmico, em virtude da destruição da estrutura do solo, em presença de excesso de água. A saturação com água da camada de solo escorregada, caracteriza esse tipo de movimentação de massa, que quando atinge um certo grau de plasticidade e viscosidade, movimenta-se ao longo de planos de cisalhamento. Para desencadear esse processo, não é necessário que as formas topográficas sejam abruptas, pois nisso influem muito as características de resistência do material. Materiais argilosos, de baixa resistência, poderão eventualmente ser mobilizados, mesmo em vertentes com inclinações inferiores a 6 graus. (BIGARELLA & BECKER, 1975).

Um exemplo típico de solifluxão é o escorregamento ocorrido na Serra das Araras, na Via Dutra (próximo à Usina Hidrelétrica da Light), em Ribeirão das Lages, que aconteceu na noite de 22 a 23 de janeiro de 1967, durante chuvas com intensidade de 200 mm em 4 horas, atingindo um máximo de 85 mm/hora. Segundo COSTA NUNES (1983), houve um verdadeiro desmonte hidráulico da cobertura da rocha, com os detritos indo acumular-se no sopé da Serra. Fenômeno semelhante ocorreu em Caraguatatuba, dois meses depois, com precipitação de 586 mm em 48 horas (cerca de 300 mm/dia).

O fenômeno da solifluxão é o resultado de chuvas intensas e concentradas sobre áreas relativamente pequenas, produzindo exagerada erosão das encostas dos morros, formando avalanches de barro, matacões e troncos de árvores, que escorrem encosta abaixo, formando depósitos muito heterogêneos no fundo dos vales.

A solifluxão é pois um importante processo de evolução de vertentes em regiões quentes, caracterizadas por chuvas pesadas (ROUSE, 1990). Para BIGARELLA & BECKER (1975), os espessos depósitos coluvionares brasileiros, presentes nos sopés de vertentes de regiões úmidas, representam o produto de movimentos de solifluxão que ocorreram no passado, de uma forma cíclica. Nos dias atuais, em áreas florestadas, os movimentos rápidos dos solos são restritos, ocorrendo somente em vertentes fortemente inclinadas ou em áreas degradadas pela atividade humana.

As condições que mais favorecem os movimentos de massa são devidas a fatores geológicos, formas topográficas, manto de alteração, regime das chuvas, perda da vegetação e atividade humana.

Dentre os fatores geológicos, devem ser considerados a litologia, o padrão de fraturamento, presença de foliação metamórfica, estratificação e estruturação da área, inclinação das camadas, presença de falhas, dobras, etc. Como é bem conhecido, as litologias têm comportamento diferencial frente ao intemperismo. Assim, nas áreas metamórficas, quartzitos, granitos e migmatitos, são as rochas geralmente mais resistentes ao intemperismo, ao contrário de filitos, micaxistos e ardósias. Nas áreas não metamórficas, as rochas mais resistentes são geralmente os arenitos e as menos resistentes os siltitos. O padrão e densidade de fraturamento, de falhamento, a presença de foliação metamórfica e a estratificação, que representam planos de descontinuidade, desempenham importante papel na infiltração e circulação da água, e portanto, no processo de alteração das rochas. O intemperismo é tanto mais rápido e profundo e, conseqüentemente, o manto de alteração é mais espesso onde o padrão de fraturamento das rochas é mais denso ou a rocha é menos resistente à alteração intempérica. A inclinação das camadas, fraturas, planos de falha ou de foliação, são outros fatores importantes no estudo da estabilidade das vertentes, especialmente nos casos em que esses planos têm o mesmo sentido de inclinação das vertentes. Em camadas metamórficas, os planos de xistosidade com inclinações da ordem de 15-30 graus, formam planos potenciais de deslizamentos, pois sua inclinação é da mesma ordem de magnitude do ângulo de atrito interno, esperado para esse tipo de rocha. Contatos de camadas de solos e rochas, e, entre litologias com comportamentos mecânicos muito diferentes, representam outros planos potenciais de deslizamento. São conhecidos casos de deslizamentos de grandes massas de rochas resistentes, sobre camadas de comportamento mecânico mais favorável à movimentação, quer por ação da infiltração da água, como por ação de vibrações ou tremores de terra (GUIDICINI & NIEBLE, 1976).

O movimento de massa é fortemente condicionado pela morfologia da vertente. O ângulo de inclinação e a altura da vertente são importantes na análise da estabilidade da mesma. No Brasil, todos os eventos catastróficos relacionados a movimentos de massa, ocorreram em áreas onde o relevo apresenta vertentes com alto ângulo de inclinação. Áreas críticas para o movimento de massa são as da Serra do Mar, especialmente aquelas próximas a zonas urbanas.

Outro importante fator condicionante do movimento de massa é a distribuição de chuvas. A precipitação anual de chuvas no Sul do Brasil varia usualmente entre 1.200 a 1.800 mm, mas na Serra do Mar, atinge valores da ordem de 3.000 a 5.000 mm (BIGARELLA & BECKER, 1975). A alta pluviosidade constitui um dos principais fatores do movimento de massa em vertentes que apresentam condições precárias de equilíbrio. Para COSTA NUNES (1983), as chuvas que provocariam tais movimentos seriam aquelas que ocorrem nos meses de fevereiro a março (no fim da estação chuvosa), com precipitação de no mínimo 100 mm/dia. As chuvas prolongadas e de alta intensidade, causam a elevação da pressão de poros e induzem o surgimento de

forças de percolação, que facilitam sobremaneira o processo de escorregamento do solo. Importante nesse aspecto, é a presença de uma espessura considerável de solo.

A perda de vegetação é outro importante fator condicionante do início do processo de movimento de massa nas vertentes. A presença de vegetação controla o escoamento superficial e a excessiva infiltração da água no subsolo. A perda da mesma expõe o solo à erosão e permite um excesso de infiltração de água no subsolo, favorecendo a diminuição da resistência ao cisalhamento e iniciando o processo de escorregamento. É bem verdade que para USSELMANN (1968), a vegetação pode não ser um obstáculo ao movimento de massa, podendo inclusive favorecer o movimento. Os movimentos de massa em áreas florestadas ocorrem somente em vertentes de alto ângulo devido principalmente à alta pluviosidade, com a água diminuindo a resistência ao cisalhamento, no plano de contato do solo com a rocha subjacente.

Segundo BIGARELLA & BECKER (1975), o perfil de alteração das rochas difere de acordo com a inclinação da vertente. Em vertentes de baixo ângulo, o perfil inclui rocha fresca, uma zona de transição para rochas completamente alteradas, *in situ*, referida como elúvio, e uma outra zona, com solo transportado, conhecida como colúvio. De acordo com a nomenclatura pedológica, o perfil inclui os horizontes A, B e C.

O perfil de alteração de vertentes de alto ângulo de inclinação, começa geralmente com uma secção de rocha exposta, que vai sendo gradualmente colonizada por vegetação. Esta última permite o acúmulo e retenção de detritos que caem das partes superiores da vertente, e a contínua acresção de detritos leva ao espessamento do solo e ao desenvolvimento de árvores, formando uma cobertura florestal. Entre o solo e a rocha pode haver um contato abrupto, permitindo sua separação por critérios de fotointerpretação (SOARES & FIORI, 1976). O mesmo pode ocorrer entre os solos eluvionar e coluvionar, cujo contato pode ser identificado por uma quebra de relevo negativa.

O balanço entre a produção de solo e a retirada do mesmo por erosão, é outro importante fator que influencia decisivamente o processo de evolução das vertentes. Se a produção de solo é maior que a capacidade de remoção, há um gradativo acúmulo de material ao longo da vertente, com o conseqüente aumento do esforço cisalhante sobre um plano potencial de escorregamento. Quando é atingido o limite de resistência ao escorregamento, ocorre a movimentação de massa da vertente, deslocando geralmente grande quantidade de material, não raramente, com conseqüências catastróficas.

HIDROLOGIA DE VERTENTES

Como vertente, entende-se o espaço físico situado entre o fundo do vale e o topo da crista ou divisor de água. As formas geométricas do relevo - convexas, côncavas, retilíneas ou composições desses tipos, que resultam da ação de processos erosivos e/ou deposicionais, condicionam a evolução das vertentes e do relevo como um todo. Entre o topo e o fundo do vale transitam sedimentos detriticos ou elementos solúveis associados à água e/ou ao vento, com interação com as forças gravitacionais. Os fundos dos vales coletores podem, então, transferir esses materiais retirados das encostas para jusante, e por meio de fluxos concentrados em canais, interconectar-se com outros sistemas coletores ou de drenagem.

O reconhecimento, a localização e a quantificação dos fluxos de água nas vertentes são de fundamental importância para o entendimento dos processos geomorfológicos responsáveis pela evolução do relevo. As rotas preferenciais dos

fluxos superficiais ou subsuperficiais, definem os mecanismos erosivo-deposicionais preponderantes que compõem o ambiente de drenagem. Alterações na composição desses fatores podem induzir modificações significativas na dinâmica espaço-temporal dos processos hidrológicos atuantes nas vertentes, e conseqüentemente, na evolução da paisagem.

CHORLEY (1962), discutindo sobre o uso do pensamento sistêmico em Geomorfologia, enfatizou a analogia direta entre a operação dos sistemas abertos clássicos e os sistemas geomorfológicos. A bacia de drenagem, enquanto uma unidade hidrogeomorfológica, constitui um típico exemplo de sistema aberto, na medida em que recebe impulsos energéticos das forças climáticas e das forças tectônicas atuantes sobre sua área, e perde energia por meio da água, dos sedimentos e dos solúveis exportados pela bacia no seu ponto de saída. A organização interna do sistema bacia de drenagem influencia as relações de entrada e saída, e assim, mudanças externas no surgimento de energia e massa conduzem a um auto-ajuste das formas e dos processos de modo a se adaptar a essas mudanças.

As bacias de drenagem podem ser desmembradas em um número qualquer de sub-bacias, dependendo do ponto de saída considerado ao longo do canal coletor principal. Segundo o conceito de auto-ajuste mencionado, pode-se considerar que alterações significativas de uma certa porção da bacia de drenagem poderão afetar outras áreas situadas a montante. Significa, portanto, que os efeitos hidrológicos e geomorfológicos de processos naturais ou antrópicos irão se refletir em última análise, num determinado ponto de saída de uma bacia de drenagem, podendo inclusive, propagar-se a outras bacias de drenagem. Tais aspectos devem ser levados em conta no planejamento das formas de intervenção humana, mesmo que o interesse do planejador recaia sobre uma área restrita da bacia de drenagem. A bacia de drenagem, revela-se sem dúvida, como uma unidade conveniente ao entendimento da ação dos processos hidrológicos e geomorfológicos e das ligações espaciais entre áreas distintas, que podem afetar tanto o planejamento local como o regional.

A ÁGUA DAS CHUVAS

A precipitação é um importante fator no controle do ciclo hidrológico e, portanto, da regulação das condições geomorfológicas de uma determinada região. As quantidades relativas de precipitações, seus regimes sazonais ou diários e as intensidades das chuvas individuais são algumas das características que afetam a natureza e a magnitude do trabalho geomorfológico em bacias de drenagem e, portanto, do planejamento de áreas urbanas, industriais ou rurais.

As precipitações podem ser mensuradas por meio de pluviômetros ou pluviógrafos, sendo expressas em unidades de profundidade (geralmente em milímetros). Assume-se que a profundidade ou altura da água coletada pontualmente por esses instrumentos representa a mesma profundidade ou altura de chuva precipitada sobre a área circundante. Os pluviômetros são instrumentos cilíndricos, coletores da chuva que se precipita sobre a área do anel superior do cilindro, durante intervalos regulares de tempo (usualmente de 1,6 a 24 horas). A água acumulada no interior do cilindro é lida por meio de provetas graduadas.

Os pluviógrafos, por outro lado, são instrumentos gráficos automatizados, que registram continuamente as alturas das chuvas, sua distribuição no tempo e intensidade (altura/tempo). As intensidades de chuva podem ser lidas diretamente nos pluviogramas, seguindo os intervalos de tempo desejados. Para maiores esclarecimentos sobre mensuração de precipitações, os interessados devem consultar o relatório da Organização Meteorológica Mundial (1971).

A intensidade da chuva tem papel importante nas taxas de infiltração da água no solo. De acordo com STOCKING (1977), a partir do encharcamento do solo, a infiltração diminui rapidamente. Este fato depende das propriedades do solo, características das encostas, cobertura vegetal e do próprio tipo de chuva. A intensidade da chuva, indicada por HORTON (1933), influencia no escoamento superficial quando a capacidade de infiltração é excedida. A intensidade também é enfatizada por KIRKBY (1980), quando destaca sua importância no escoamento superficial, relacionando-a com as propriedades do solo e a cobertura vegetal.

A ÁGUA NO SOLO

A infiltração é o movimento da água para dentro do solo. Os solos definem a quantidade de água das chuvas que infiltra, ou que excede, para escoar na superfície do terreno. Considerando que o movimento da água sobre a superfície do terreno é mais rápida, tornando-se cada vez mais lenta em profundidade, pode-se dizer que os solos determinam o volume do escoamento da chuva, a sua distribuição temporal e as descargas-máximas, tanto em superfície como em subsuperfície.

O entendimento da geração e produção do escoamento superficial é importante para orientação de obras de engenharia, como construção de pontes e represas; é igualmente importante para o manejo e conservação dos solos, na medida em que os fluxos de água superficiais podem erodir o topo dos solos e além de remover os nutrientes básicos para o crescimento dos vegetais, expor as camadas mais profundas e menos protegidas a processos erosivos que podem às vezes serem bastante rápidos. O conhecimento sobre as taxas e distribuições espaço-temporais do escoamento da água na superfície do terreno ou no subsolo é de interesse por se tratar de um importante modelador do relevo.

O nível situado na porção extrema superior da zona subterrânea saturada é chamado de lençol d'água. Abaixo desse nível, a água é mantida nos poros intergranulares dos solos e das rochas. Logo acima desse nível, aparece uma zona úmida, conhecida como franja capilar, que resulta da ação da força capilar sobre a água, na zona de aeração imediatamente sobrejacente à zona saturada. A franja pode elevar-se apenas poucos centímetros em solos cascalhentos ou atingir vários metros em solos argilosos, uma vez que depende do diâmetro dos poros, como será visto mais adiante. Na zona não saturada, as forças capilares permitem a retenção da água na interface ar - água sob pressões neutras negativas, de modo que a água não consegue fluir como na zona saturada, onde as forças capilares não existem.

A zona saturada pode aumentar o volume de água estocada em períodos de chuva, elevando o nível freático, que por sua vez, implica no aumento da velocidade do fluxo. Este fato pode ser facilmente constatado pelo aumento da vazão em fontes naturais nos períodos de chuva. A velocidade do fluxo da água subterrânea é muito lenta em relação à velocidade dos fluxos superficiais: CLERY (1989) considera que um fluxo subterrâneo rápido é da ordem de 1 m/dia, enquanto num rio de alta velocidade, o valor fica em torno de 1 m/s. Onde o lençol d'água intersecta a superfície topográfica, a água drenará para fora do sistema subterrâneo, numa certa quantidade, originando as chamadas fontes ou olhos de água.

O escoamento da água sobre a superfície é produzido com o excedente de precipitação em relação à capacidade de infiltração, conforme foi dito anteriormente. HORTON (1945) integrou o modelo de hidrologia superficial com o modelo de erosão pela ação desses fluxos, enfatizando o processo de formação de canais, rede e bacias de drenagem em seus múltiplos hierárquicos. Em sua concepção, assumiu que em solos homogêneos, a capacidade de infiltração é uniforme ao longo das encostas,

permitindo a produção simultânea do fluxo em todo o seu perfil. A continuidade da chuva permitiria um aumento da descarga desse fluxo, segundo as taxas de chuva, acarretando atraso mínimo do pico de descarga em relação à intensidade máxima da chuva. Cessada a chuva, o fluxo decresce rapidamente e acaba.

A dinâmica hidrológica subsuperficial varia de uma área a outra em função das características geográficas locais, tais como: topografia, descontinuidades no perfil dos solos, tipos de solo, etc. O escoamento subsuperficial predomina em regiões úmidas pelo fato da vegetação proteger o solo, e junto com a fauna endopodônica, favorecer a infiltração.

A água percola em profundidade, em taxas proporcionais à condutividade hidráulica. As camadas de baixa permeabilidade que funcionam como impedimento à percolação propiciam a saturação do solo até certa altura das camadas de solo sobrejacentes. Estas faixas podem ser temporárias ou permanentes em função da distribuição das chuvas e capacidade de drenagem dos solos.

As áreas adjacentes aos canais que drenam os fundos de vales representam as principais fontes dos fluxos de chuva porque recebem os fluxos d'água provenientes das partes mais elevadas das encostas (HEWLETT, 1961; WHIPKEY, 1967). Esta formulação é igualmente válida para os fundos de vales não canalizados que se desenvolvem próximos às cabeceiras de drenagem por serem zonas côncavas e portanto, de convergência dos fluxos d'água subsuperficiais (ANDERSON & BURT, 1978, COELHO NETO & FERNANDES, 1990).

As variações nas condições hidráulicas do solo devidas às mudanças sazonais do clima, é outro fator a ser considerado no estudo da estabilidade de vertentes. Os esforços e as deformações na massa de solo variam de acordo com os diferentes ciclos de cargas hidráulicas, favorecendo o progresso dos mecanismos de escorregamento de uma forma irreversível (GIRAUD *et al.*, 1990; HODGE & FREEZE, 1977; VAN GENUCHTEN & NIEWENHUIS, 1990). As condições hidráulicas mais favoráveis aos escorregamentos aparecem onde a direção de percolação da água é paralela à inclinação da vertente.

CARACTERÍSTICAS DOS SOLOS

As rochas situadas próximo à superfície estão sujeitas à ação de processos físicos, químicos e biológicos, coletivamente denominados de processos do intemperismo, produzindo os chamados mantos de alteração. Os mantos de alteração são chamados de solos residuais ou elúvios, quando *in situ*, ou ter sido transportados de uma área a montante, por mecanismos diversos, e nesse caso, são chamados de solos transportados que tanto podem ser depósitos de encosta, ou colúvios, se o agente principal de transporte é a força de gravidade, ou depósitos fluviais (aluviões), se o agente principal de transporte é a água. Os materiais depositados no sopé das encostas tendem a espessar-se em direção às zonas representadas nas cartas topográficas por curvas de níveis côncavas, que correspondem aos fundos dos vales.

Os solos são constituídos por partículas de composições mineralógicas e tamanhos diferentes, podendo variar entre seixos, areias, siltes a argilas, parte dos quais podem estar como grãos soltos ou agregados por matéria orgânica ou argila. Os espaços vazios entre as partículas do solo são chamados de poros e podem estar parcialmente ou totalmente preenchidos por água, nos casos de solos não saturados e saturados, respectivamente. Os poros com diâmetro inferior a 0,2 mm são denominados de microporos e os de diâmetro superior, de macroporos. A razão entre o volume de vazios (ou poros) e o volume total do solo corresponde à porosidade do solo, geralmente expressa em percentual.

O arranjo espacial dos materiais do solo, que corresponde à sua estrutura, tem influência no direcionamento e na velocidade de infiltração da água, como é indicado por KNAPP (1978). Os solos com estrutura granular (figura 1a) possuem um grande número de poros, que permitem o fluxo da água em todas as direções, as estruturas em blocos (figura 1b), também permitem a formação de um grande número de poros, porém estes são de menor tamanho e permitem a movimentação do fluxo da água em todas as direções; estruturas prismáticas (figura 1c), geralmente associadas aos agregados maiores e com poros maiores e bem definidos no sentido vertical, favorecem o fluxo nessa direção, e finalmente, nas estruturas em placa (figura 1d), os fluxos se distribuem preferencialmente nos planos das placas.

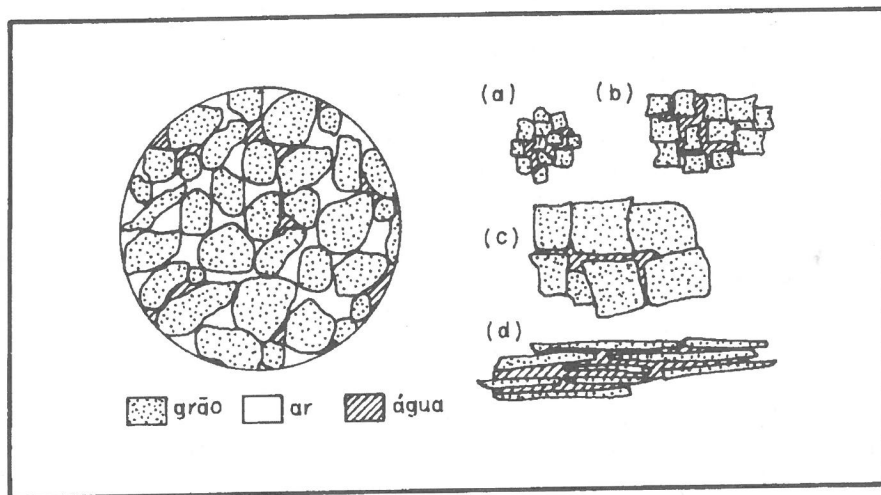


Fig. 1

Componentes e estruturas de solos: (a) estrutura granular; (b) estrutura em bloco; (c) estrutura prismática; (d) estrutura em placa. (In: COELHO NETO, 1994) *Components and structures of soils. (a) granular, (b) flocculent, (c) prismatic and (d) planar.* (In: COELHO NETO, 1994).

Em solos homogêneos, a porosidade total do solo tende a decrescer com a profundidade, sendo acompanhada por aumento relativo da densidade aparente. ROSAS (1991), estudando os solos recobertos pela Floresta da Tijuca, ressalta que descontinuidades podem ocorrer em profundidade pela ocorrência, por exemplo, de um paleo-horizonte (A) soterrado por sedimentos mais recentes, onde a porosidade tende a aumentar. Outros casos de descontinuidade podem estar associados à ocorrência de camadas diferenciadas em suas características mineralógicas, texturais ou morfológicas, como indica FERNANDES (1990) em seus estudos hidrológicos no médio vale do Rio Paraíba do Sul.

A macroporosidade do solo inclui feições produzidas por rachaduras do solo ou ainda, pela atividade biológica associada à presença de raízes mortas e/ou animais escavadores os quais mostram que, mesmo nas camadas superficiais, ocorrem variações significativas na distribuição da fauna endopodônica: as camadas orgânicas da serrapilheira (horizontes O₁ e O₂) abrigam uma população média de 14.500 animais/m²; logo abaixo, nos primeiros 5 cm do solo, a população média aumenta para 23.500/m² e, entre 15 e 20 cm de profundidade, cai para 4.500/m². Essa distribuição é acompanhada pela variação vertical dos macroporos no topo do solo:

entre 0 e 5 cm de profundidade, 63% da porosidade são maiores que 0,2 mm; entre 15 e 20 cm, este percentual cai para 30% (NUNES *et al.* 1991).

BONNEL *et al.* (1991) indicaram que também as raízes têm importante participação na estruturação física do solo, ampliando a transmissão de água. COELHO NETO (1985) demonstrou experimentalmente que o adensamento de raízes no topo dos solos florestados permite a infiltração da água em poucos minutos, após a água atravessar o dossel e antes mesmo de preencher o déficit de água da serrapilheira. A serrapilheira é a porção extrema superior do solo, que comporta os detritos orgânicos que caem da vegetação como folhas, galhos, sementes e flores. (COELHO NETO, 1994).

A porosidade do solo está relacionada de maneira inversa com a densidade aparente, ou seja, à medida que a densidade aparente do solo aumenta, a porosidade diminui e, em consequência, ocorre a redução de infiltração da água no solo. MORGAN (1984), destaca a redução na infiltração, de 420 mm/h para 83 mm/h, em solo arenoso na localidade de Bedfordshire, Inglaterra, onde houve aumento da densidade aparente e redução da porosidade.

Também a presença de blocos de rocha de diversos tamanhos, imersos numa matriz de solo transportado, principalmente nas áreas próximas a escarpamentos rochosos, interfere no comportamento da água em subsuperfície. Dados de campo obtidos por CASTRO JR. (1992), sustentam a idéia de que os blocos funcionam como barreiras à percolação das águas subsuperficiais, divergindo lateralmente o fluxo e induzindo uma erosão em túnel ao redor dos blocos.

O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO

O termo infiltração foi proposto por HORTON (1933) para expressar a água que molha ou é absorvida pelo solo. Características da superfície e da cobertura dos solos limitam a infiltração no solo, e, por isso, HORTON (1933) propôs o termo percolação, para referir-se ao fluxo em subsuperfície que atravessa a zona de aeração em direção ao nível freático.

Duas forças devem ser consideradas no entendimento da infiltração no meio poroso: a atração capilar e a força gravitacional. Enquanto a força gravitacional direciona a água verticalmente no perfil de solo, a força capilar impulsiona a água em todas as direções, especialmente para cima. A água, ao percolar o solo como fluxo livre gravitacional, sofre a resistência da força capilar, que aumenta na medida em que os diâmetros dos poros se tornam menores. Nos poros maiores, especialmente naqueles associados à fauna escavadora e às raízes mortas, a força capilar torna-se negligenciável.

O processo de infiltração resulta das relações de interdependência dos mecanismos de entrada na superfície do solo, de armazenamento dentro do solo, e, de transmissão de umidade do solo. Sob determinadas condições, o solo possui uma taxa máxima de absorção de água, a qual HORTON (1993) denominou capacidade de infiltração. A relação entre a intensidade da chuva e a capacidade de infiltração define a quantidade de água que infiltra: quando a intensidade de chuva é menor que a capacidade de infiltração, a taxa de infiltração é igual à taxa de chuva; porém quando a intensidade de chuva ultrapassa a capacidade de infiltração, o solo absorve parte da água de acordo com a sua capacidade, com o excedente escoando sobre a superfície em direção aos canais.

FENÔMENOS CAPILARES

Capilaridade é a propriedade pela qual a água do solo (ou outro líquido qualquer) alcança pontos situadas acima do lençol freático, através de tubos de pequeno diâmetro, conhecidos como tubos capilares. Na realidade, nos solos, esses tubos são irregulares e não uniformemente distribuídos.

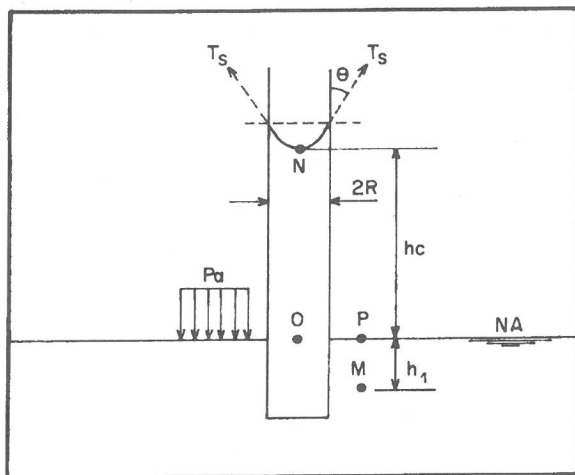


Fig. 2

Ascensão da água em tubo capilar. R = Raio do tubo, θ = ângulo na interface líquido-sólido, h_c = elevação capilar, P e O são pontos sob pressão atmosférica, N é um ponto sob pressão neutra negativa e M está submetido a uma pressão atmosférica menor que a pressão hidrostática. P_a = pressão atmosférica, NA = nível de água do lençol freático, T_s = tensão superficial. (modificado de MELLO & TEIXEIRA, 1971). Rise of water in capillary tube. R = tube radius, θ = contact angle, h_c = height of capillary rise, P and O = points at atmospheric pressure, N = point at negative neutral pressure, and M = point at atmospheric pressure more than 1. P_a = atmospheric pressure, NA = water level, T_s = surface tension.

O lençol freático é onde a pressão neutra é igual à pressão atmosférica, sendo tomada como nível de referência zero das pressões neutras em trabalhos de Mecânica dos Solos (MELLO & TEIXEIRA, 1971). Pelo fenômeno da capilaridade, há uma ascensão da água no interior do tubo até uma altura (h_c) acima do nível do lençol freático, pela ação da tensão capilar (T_s).

A figura 2 mostra a distribuição de pressões absolutas: os pontos (P) e (O), situados à mesma cota que o nível freático, estão submetidos à pressão atmosférica (P_{atm}), enquanto que no ponto (M) situado dentro do líquido, a uma profundidade (h_1), atua, além da pressão atmosférica, a pressão hidrostática ($\gamma_a h_1$), estando portanto submetido a uma pressão maior que a atmosférica e igual a ($P_{atm} + \gamma_a h_1$). Por outro lado, o ponto (N), situado na superfície do menisco, no interior do tubo capilar, a pressão hidrostática é menor que a atmosférica de uma quantidade igual a ($\gamma_a h_c$), ou seja, sua pressão atmosférica é negativa e vale ($-\gamma_a h_c$).

A água contida nos vazios capilares está pois sob tensão, cuja intensidade é inferior à pressão atmosférica (ou seja, a pressão neutra é negativa) tendo um efeito de sucção. Em todos os pontos de contato dos meniscos com os grãos do solo, atuam tensões capilares, provocando uma pressão efetiva do tipo intergranular interna no solo, responsável por uma maior resistência do solo. Esta parcela de resistência é conhecida como coesão aparente ou fictícia. (MELLO & TEIXEIRA, 1971). A coesão

aparente é pois decorrente do fenômeno da capilaridade: a água intersticial estando com uma pressão neutra negativa, haverá necessidade de um aumento da pressão efetiva para se manter constante a pressão total, ou seja: ($P_{total} = P_{efetiva} + P_{neutra}$).

O corte da figura 3 mostra a distribuição típica da umidade no solo. Verifica-se que o solo não se apresenta saturado ao longo de toda a altura de ascensão capilar, mas somente até um certo nível, denominado de saturado.

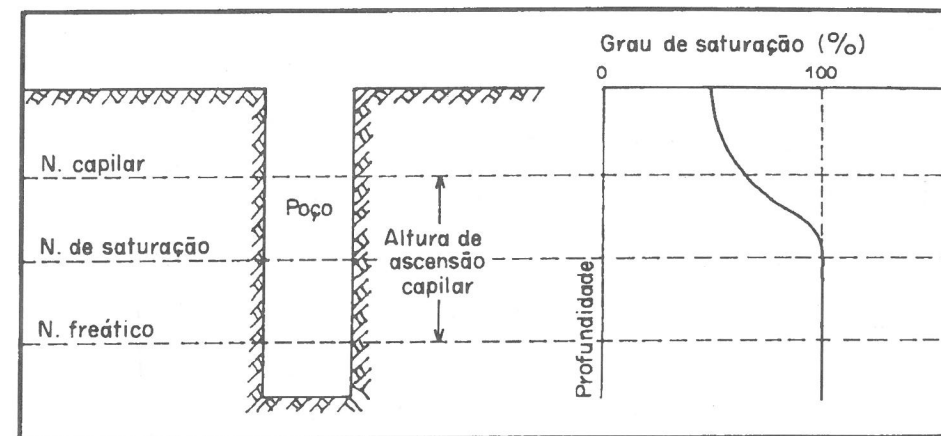


Fig. 3

Distribuição típica da umidade do solo. (In: CAPUTO, 1988, v. 1). Typical distribution of water content in soils. (In: CAPUTO, 1988, v.1)

ASCENSÃO CAPILAR DA ÁGUA NOS SOLOS

Ao contrário dos tubos capilares, os vazios nos solos se comunicam uns com os outros em todas as direções e formam uma intrincada rede de vazios. Se tal rede de vazios é invadida por água, por baixo, a parte inferior da rede torna-se completamente saturada. Na parte superior, porém a água ocupa somente os vazios mais estreitos, enquanto os mais largos permanecem cheios de ar.

A altura da ascensão capilar (h_c) é dada pela seguinte equação:

$$h_c = \frac{4T_s \cos \theta}{D\gamma_a}, \text{ onde } (T_s) \text{ é a tensão capilar, } (T_s) \text{ é o ângulo entre a superfície do líquido e a parede do tubo, } (D) \text{ é o diâmetro do tubo e } (\gamma_a) \text{ é o peso específico da água.}$$

A partir da relação acima, pode-se notar que a altura atingida por um líquido em um tubo capilar é inversamente proporcional ao diâmetro do tubo (Lei de Jurin). Isto quer dizer que em siltes e argilas a ascensão capilar da água é maior que nas areias e nos conglomerados.

O valor do ângulo (θ) depende da aderência do fluido nas paredes do tubo. Se a superfície do tubo for perfeitamente limpa e em se tratando de água em contato com o ar, após atingindo a condição de equilíbrio, $\theta \cong 0^\circ$ e logo:

$$h_{c_{\max}} = \frac{4T_c}{D\gamma_a}$$

A tensão superficial da água, por unidade de linha de contato entre a água e o tubo é de aproximadamente 75 dinas/cm = 0,0764g/cm $\approx$ 8mg/mm (CAPUTO, 1988). Substituindo-se esse valor na equação anterior, e fazendo-se ($\gamma_a = 1$) pode-se obter finalmente:

$$h_{c_{\max}} = \frac{0,306}{D}$$

IMPORTÂNCIA DOS FENÔMENOS CAPILARES

Os solos possuem uma estrutura porosa, sendo que seus vazios interligados funcionam como tubos capilares. Isto explica por exemplo, a ocorrência de solos com alto grau de saturação, acima do nível freático. Teoricamente, a altura de ascensão capilar (h_c) para os diferentes tipos de solo é, segundo MELLO & TEIXEIRA (1971):

areias grossas	$h_c = 3\text{cm}$
siltos	$h_c = 30\text{cm}$
argilas	$h_c = 60\text{cm}$

A contração dos solos é explicada pelos fenômenos capilares, quando toda a superfície de um solo esta submersa em água, não há força capilar pois $\theta = 90^\circ$. À medida que a água vai evaporando, vão se formando meniscos entre os grãos, e conseqüentemente, irão surgindo forças capilares que aproximam as partículas. De fato, a força que arrasta a água em um tubo capilar, corresponde uma componente que comprime as paredes do tubo (f_{ch}). Existe assim, agindo em todas as direções, uma pressão chamada capilar, que cresce à medida que se evapora a água. Esta compressão explica a contração do solo durante a sua perda de umidade. (figura 4).

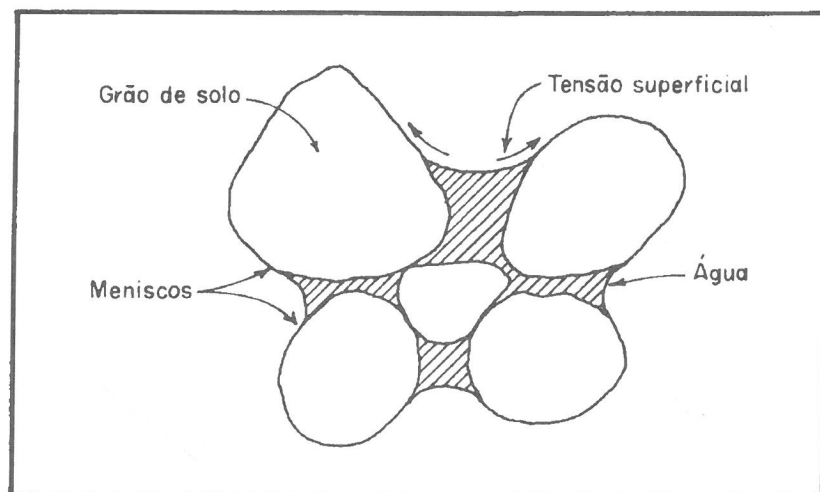


Fig.4

Aspecto dos meniscos e tensões superficiais desenvolvidas entre grãos de minerais componentes do solo. (BOWLES, 1984). Meniscus aspect and surface tension effects in pulling soil grains together. (BOWLES, 1984).

Quando o solo seca totalmente, desaparecem os meniscos e com isso, desaparece a força capilar.

Na verdade, esforços compressivos bastante elevados parecem se desenvolver durante o secamento do solo, devido ao grande número de poros de solo que são submetidos simultaneamente aos efeitos dos meniscos de água. Não é possível avaliar a magnitude do esforço compressivo desenvolvido durante o processo de secamento de um solo, porém seus efeitos podem ser observados. O processo de secamento, que pode ocorrer repetidas vezes durante longos períodos de tempo, alterou a estrutura de muitos solos coesivos, como se estes tivessem sido soterrados a grandes profundidades, e posteriormente, a carga retirada por erosão. Submetido a esse tipo de fenômeno, o solo acaba por sofrer um processo de compactação, tendo sido chamado de solo preconsolidado. Em diversas partes dos Estados Unidos, solos preconsolidados parecem ter sofrido uma sobrecarga da ordem de 200 a 800kPa, mas valores de até 900kPa foram registrados no vale do Nilo, no Egito (BOWLES, 1984).

O efeito da capilaridade da água é bem evidenciado nas areias, especialmente quando são de granulometria fina. Quando a areia apresenta-se totalmente seca ou saturada, as forças compressivas devido à capilaridade não existem, e os grãos são facilmente deslocados. Por outro lado, quando a areia apresenta valores intermediários de umidade, os efeitos da capilaridade se fazem presentes, e devido à quantidade de partículas presentes, o efeito cumulativo dos esforços compressivos exercidos pelos meniscos, são grandes o suficiente para permitir a areia se manter firme em escavações verticais. Quando a areia está seca, é totalmente impossível fazer uma escavação vertical na mesma. É também bem conhecido o fato de ser muito mais fácil caminhar, ou mesmo, transformar uma areia de praia em pista para veículos motorizados, quando esta está úmida em contraposição à areia seca.

Outro importante efeito relacionado às forças capilares é chamado de sifonamento. Por esse processo, a água pode fluir, por exemplo, por sobre a crista de um núcleo impermeável em uma barragem ou dique, apesar da água livre estar situada abaixo da crista do núcleo. O sifão capilar foi considerado como causa da perda de 1.700 litros de água por minuto, em uma extensão de 19 quilômetros, no canal entre Berlim e Stettin, na Alemanha (TERZAGUI & PECK, 1967).

FORÇA DE PERCOLAÇÃO

Em virtude do atrito viscoso que aparece no escoamento da água através do solo, há transferência de energia da água para o meio poroso, que é medida pela perda de carga entre os pontos de entrada e de saída da água (figura 5). Essa perda de carga é denominada de "força de percolação", e se desenvolve nos solos onde existe fluxo de água. A força de percolação tem o sentido do fluxo da água e deve ser somada vetorialmente à componente da pressão efetiva devida ao peso do solo, que atua paralelamente à inclinação da vertente.

O estudo da força de percolação é de vital importância na estabilidade das vertentes e de obras de terra, pois fenômenos como a areia movediça, levantamento hidráulico e o "piping", decorrem do desbalanceamento entre forças de percolação e as forças peso atuantes em certos pontos.

Considere-se a situação da figura 5, onde (H) é a perda de carga da água ao atravessar a amostra de solo de comprimento L, colocada dentro de um tubo de vidro de seção A. A força de percolação é igual à perda de carga ou de pressão entre os pontos de entrada e saída da água na amostra, ou seja:

$$F_p = P_a, \text{ onde } P_a \text{ é o peso da água na altura H.}$$

$F_p = \gamma_a V_a$, onde V_a é o volume da água. Logo:

$F_p = \gamma_a A H$, sendo (A) a área transversal do tubo.

Considerando-se o valor da (F_p) por unidade de volume (V) do solo a ser percolado, tem-se:

$$\frac{F_p}{V} = \frac{H A \gamma_a}{L A} = \frac{H}{L} \gamma_a = i \gamma_a, \text{ onde } H/L = i \text{ é o gradiente hidráulico. Conseqüentemente:}$$

$$F_p = i \gamma_a V$$

Como o valor de (γ_a) é constante, a força de percolação por unidade de volume é proporcional ao gradiente hidráulico. A existência ou não da força de percolação influencia sobremaneira o grau de estabilidade das vertentes.

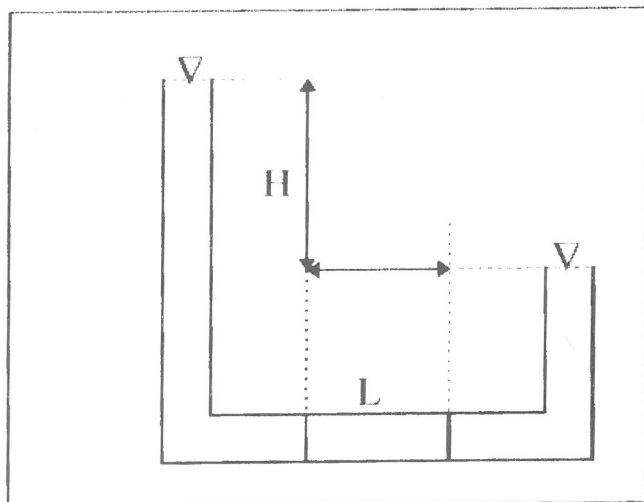


Fig.5

Diagrama ilustrando a percolação de água através de uma amostra de solo de comprimento L. Diagram illustrating the linear flow of water through a soil sample of length L.

ENTUBAMENTO OU "PIPING"

Conforme visto acima, a força de percolação (F_p) é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico (i), e tende a arrastar os grãos de areia no processo de percolação da água. Quando a força de percolação supera a força resultante do atrito entre as partículas do solo, inicia-se o processo de carreamento das partículas de solo, o que ocorre na saída livre da água, no sopé de uma vertente por exemplo, onde a carga atuante nas partículas é reduzida. O processo se inicia a jusante, com a formação de um duto ou dutos (pipes) em subsuperfície, com diâmetros que variam de poucos centímetros até vários metros, que se vão alargando e aumentando de comprimento para montante pela remoção e transporte de material. Rapidamente, o fluxo da água tende a convergir para esses dutos; o gradiente hidráulico aumenta, uma vez que o comprimento (L) diminui, resultando numa aceleração do processo.

Os dutos são responsáveis pela erosão subterrânea e transporte de grande quantidade de material em subsuperfície e, à medida em que vão se ampliando, podem dar origem a grandes voçorocas ou até mesmo a colapso do teto, situado acima desses túneis. A produção de sedimentos ao longo dos dutos é evidente, podendo ser constatado pelos leques aluviais que se formam na saída dos mesmos. Se o fluxo da água é ascensional, a força de percolação pode dar origem ao fenômeno da areia movediça. (TERZAGUI & PECK, 1967; VARGAS, 1978; JOHNSON & DE GRAFF, 1988).

PRESSÃO NEUTRA

A pressão neutra, ou de poros, se desenvolve em um solo que contém água, podendo esta ser estática. Por ser uma pressão exercida por um líquido, tem como característica principal a de atuar com igual intensidade em todas as direções. Dessa forma, a pressão que realmente atua sobre um ponto qualquer de um solo saturado não é igual à pressão vertical, devida ao peso do solo sobrejacente ao ponto e ao peso da água contida no mesmo, mas sim à chamada pressão efetiva, que é obtida pela diferença entre pressão vertical e pressão neutra.

Segundo MOHR (1882), a ruptura só ocorre quando a tensão cisalhante ao longo dos planos potenciais de deslizamento alcança determinado valor, que depende do ângulo de atrito interno e da coesão do material interessado. Para materiais coesivos, tem-se a seguinte relação:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi,$$

onde (τ) é a resistência ao cisalhamento, (σ_n) é a tensão normal ao plano de ruptura, (c) é a coesão do material e (ϕ) o ângulo de atrito interno. A coesão e o ângulo de atrito interno variam de material para material, e dependem de diversos fatores, como granulometria, composição das rochas ou dos solos, grau de alteração, forma dos grãos, etc.

É interessante lembrar que não apenas a submersão do solo dá origem ao surgimento de pressão neutra. Também são responsáveis por esse fenômeno, o adensamento e as deformações do solo, que induzem o surgimento de pressões neutras e conseqüentemente, de pressões efetivas.

A tensão normal, em solos com presença de água intersticial, é reduzida de um valor igual à pressão neutra, e conseqüentemente, também diminui o valor da resistência ao cisalhamento (τ). O valor da pressão neutra depende da altura que a água sobe no perfil de solo, sendo maior nos períodos de chuva, quando a resistência ao cisalhamento atinge seus valores mais baixos, aumentando com isso os riscos de escorregamentos.

Ao mesmo tempo, nos períodos de chuva aumenta o processo de percolação da água no solo e, com isso, aumenta a força de percolação, e esta, por ser paralela ao fluxo, e portanto, paralela à inclinação das vertentes, aumenta ainda mais o risco de escorregamento do solo por se somar à força cisalhante. Assim, o efeito da água na diminuição da estabilidade das vertentes é de dois tipos diferentes: um devido ao surgimento da pressão neutra, que diminui a resistência ao cisalhamento do solo pela diminuição da tensão normal, e outro, devido ao surgimento da força de percolação, por causa do fluxo da água encosta abaixo. Esses dois efeitos inexistem em solos secos, mas se somam em solos saturados, e por isso, os escorregamentos

se concentram nos períodos de chuvas mais intensas, quando esses efeitos são maximizados.

MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS

Estudos detalhados de monitoramento de alguns escorregamentos de grande escala, ocorridos em algumas partes da Europa (SKEMPTON *et al.* 1989; GIRAUD *et al.* 1990), vêm mostrando evidências que os mesmos passam por fases de estabilização e de reativação, que podem durar diversos anos ou décadas, se não mais. Essas fases de atividade e de calma estão intimamente relacionadas à história geológica, especialmente no que diz respeito a movimentos neotectônicos e fatores climáticos. De um modo geral, os movimentos neotectônicos são responsáveis por soerguimentos e basculamentos de grandes áreas, causando rápida instabilização das encostas das áreas afetadas.

Para HASUI, neotectônica é um termo que engloba movimentos tectônicos ainda vigentes, relacionados aos processos da deriva continental sul-americana, remontando desde meados do Terciário. O início da deposição da Formação Barreiras (ARAI *et al.* 1988), o último pacote das bacias costeiras e o fim das manifestações magmáticas do terciário brasileiro (cerca de 12 Ma no nordeste) parecem marcar o início das manifestações neotectônicas, por volta do Mioceno Médio. Dessa forma, são consideradas como manifestações neotectônicas as manifestações tectônicas do Neógeno e Quaternário (HASUI, 1990). Outros autores têm encontrado evidências de movimentos neotectônicos no registro geológico, como por exemplo RICCOMINI, *et al.* 1989, COIMBRA, *et al.* 1983, LIMA & VIVIERS, 1990). Para FULFARO & PONÇANO (1975), a região de Caraguatatuba e a Serra das Araras mostram uma compartimentação estrutural limitada por grandes alinhamentos estruturais leste-oeste, com evidências de uma contínua atividade tectônica desde o Terciário. Parece haver nessas áreas uma sismicidade residual, provavelmente relacionada a grandes lineamentos leste-oeste, alguns dos quais ligados à Cadeia Mezoatlântica, podendo atingir o continente. No nordeste brasileiro, alguns desses alinhamentos inclusive, foram responsáveis por atividades vulcânicas em um passado recente.

Na realidade, no Brasil, os movimentos neotectônicos e sua importância nos processos de evolução das paisagens, não têm recebido a devida atenção por parte dos pesquisadores. A considerar pelo basculamento e soerguimento de superfícies de aplainamento, de formações superficiais recentes ou mesmo de terraços fluviais, esses movimentos parecem existir por todo o nosso território, ainda que de magnitudes muito menores que aqueles europeus, e têm influência na evolução do modelado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, M.G. ; BURT, T.D. *The role of topography in controlling runoff generation*. Earth Surface Process and Landforms, v.3, 1978. p.331-344.
- ARAI, M.; ROSSETTI, D.F. ; GOÊS, A.M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, (31.: 1988: Belém) *Anais*, Belém: v.2, 1988. p.738-752.
- BARATA, F.E. *Propriedades mecânicas dos solos. Uma introdução ao projeto de fundações*. Rio de Janeiro : Livros Técnicos e Científicos, 152 p. 1984.
- BIGARELLA, J.J. ; BECKER, R.D. Topics for discussion. In: BIGARELLA ; R. D. BECKER, R. D. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, SOUTHERN BRAZIL. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.33, 1975. p.171-276.
- BISHOP, A.W. ; MORGENSTERN, N. R. Stability coefficients for earth slopes. *Geotechnique*; v.10, p. 129-150, 1960.
- BONNEL, M.; GILMOUR, D. ; CASSELS, D. S. A preliminary survey of the hydraulic properties of rainforest soils in tropical north-east Queensland and their implications for the runoff processes. *Catena suppl.*, v.4, p. 57-78, 1983.
- BOWLES, J. E. Physical and geotechnical properties of soils. New York : McGraw-Hill Book Company, 1984. 578p.
- CAPUTO, H. P. *Mecânica dos solos e suas aplicações*. 3 ed. Rio de Janeiro : Livros Técnicos e Científicos, v. 2, 1973, 456 p.
- _____. *Mecânica dos solos e suas aplicações*. 6. ed. Rio de Janeiro : Livros Técnicos e Científicos, v. 1, 1988, 234 p.
- CASTRO JR. E. *O papel da fauna endopodônica na estruturação física do solo e seu significado para a hidrologia de superfície*. Tese de mestrado, IGEO/UFRJ, 150p.
- CHIOSSI, N.J. *Geologia aplicada à Engenharia*. São Paulo : Grêmio Politécnico, 1975. 427 p.
- CHORLEY, R.J. Geomorphology and the general systems theory. U.S. *Geol. Survey Prof. Paper*, 500-B: 1962. 10p.
- CLERY, R. Águas subterrâneas. In: RAMOS *et al.*, cap. 5; Editora da UFRJ. 1989. p.293-404.
- COELHO NETO, A. L. *Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin*. Rio de Janeiro, 1985. Tese de doutorado, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium, 181p.
- _____. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia, cap.3, p.93-148, In: GUERRA, A.J.T. (ed). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil S.A., 1994, 458p.
- _____. ; FERNANDES, N.F. Hillslope erosion, sedimentation and inversion in SE Brazil. In Res. Needs and applications to reduce erosion in tropical steepplands, Proceed. Fuji Symp., IAHS Publ. n 192, 1992.
- COIMBRA, A. M.; RICCOMINI, C. ; MELO, M. S. de. A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA (4.: 1983: São Paulo) *Atas*. São Paulo SBG 1983, p.253-266.
- COSTA NUNES, A. J. da. Contribuição ao encontro técnico sobre estabilização de taludes. In: "Encontro Técnico. Estabilização de Taludes". A. B. M. S., Núcleo Regional de São Paulo, IPT, SP, 1983. 117p.
- FERNANDES, N.F. *Hidrologia superficial e propriedades dos complexos de rampa, Bananal*. São Paulo, 1990. Tese de mestrado, IGEO/UFRJ, 120p.
- FULFARO, V. J. ; PONÇANO, W. L. Landslides and the tectonic setting in Brazil. In: BIGARELLA, J. J. ; BECKER, R. D. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, SOUTHERN BRAZIL. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.33, 1975, p.29-30.
- GIRAUD, A.; ROCHET, L. ; ANTOINE, P. Processes of slope failure in cristallophylian formations. *Engineering Geology*, v.29, p.241-253, 1990.
- GRAUX, D. *Fundamentos de mecânica del suelo, proyecto de muros e cimentaciones*. Barcelona : Editores tecnicos asociados, 1975. 414 p.
- GUIDICINIL, G. ; NIEBLE, C.M. *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. São Paulo : Edgard Blücher, 1976. 170 p.
- HAEFELI, R. The stability of slopes acted upon by paralel seepage. Proc. 2nd Int. Conf. Soil Mech. (Rotterdam), v.1, p. 57. 1948.
- HASUI, Y. (1990). Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, (1.: Belo Horizonte : 1990). *Anais...*, Belo Horizonte : Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p.1-31.
- HEWLETT, J.D. Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds, U.S. Forest Service, Southeastern Forest Exp. Station, Paper n. 132.
- HODGE, R. A. L. ; FREEZE, R. A. Groundwater flow systems and slope stability. *Can. Geotech. J.*, v.94, p. 466-476. 1977.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, v.14, 446-460. 1993.
- _____. Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* v.56, p.272-370. 1945

- JOHNSON, R. B. ; DE GRAFF, J.V. *Principles of Engineering Geology*. New York : John Wiley e Sons, 1988. 497 p.
- KIRKBY, M.J. Modelling water erosion process. In: KIRKBY, M. J. ; MORGAN, R. P. C. *Soil erosion*. 1980. p.183-216.
- KNAPP, B.J. Infiltration and storage of soil water. Cap. 2, In: KIRKBY, M. J. *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons: 1978. p.43-68, 389p.
- LIMA, C. C. de ; VIVIERS, M. C. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramento, estruturas pré-barreiras, e neotectonismo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, (36.: 1990 : Natal) *Anais...*, Natal, 1990. p. 607-620.
- MELLO, V. F. B. ; TEIXEIRA, A. N. *Mecânica dos solos*. São Paulo : Escola de Engenharia de São Carlos - USP, v.1, 1971. 205 p.
- MOHR, O. Über die Darstellung des Spannungszustandes eines Korpelements. *Zwil. Ingenieure*, v. 28: 113-156.
- MORGAN, R. P. C. Soil degradation and erosion as a result of agricultural practice. In: RICHARDS, R. R. ARMET ; ELLIS, S. *Geomorphology and soil*. London : George Allen and Unwin, 1984. p.370-395.
- NUNES, V. M. ; CASTRO JR., E. ; COELHO NETTO, A. L. Bioporosidade e infiltração em solos florestados: o papel da fauna endopodônica. In: SIMPÓSIO GEOG. FÍSICA APLICADA (4.: 1991) *Anais...* 1991.
- OLIVEIRA, L. M. DE ; RIBAS, S. M. *Caracterização do meio físico urbano de Guaraqueçaba*. Guaraqueçaba : Convênio Mineopar/Ibama/Prefeitura Municipal de Guaraqueçaba, 1993. 27 p., anexos, (inédito).
- ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL. *Guide to hydrometeorological practices*. Genebra : WMO Technical Publ. 23, 1971.
- ORTIGÃO, J. A. R. *Introdução à mecânica dos solos dos estados críticos*. Rio de Janeiro : Livros Técnicos e Científicos, 1993. 368 p.
- RICCOMINI, C. ; PELOGGIA, A. U. G. ; SALONI, J. C. L. ; KOHNKE, M. W. & FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *J. South American Earth Sciences*, v.2, n.2, p.191-197. 1989.
- ROGÉRIO, P.R. *Cálculo da estabilidade de taludes de terra pelo método de Bishop simplificado*. São Paulo : Edgard Blücher, 1977. 153p.
- ROSAS, R. O. *Formação dos solos em ambiente montanhoso florestal*: Maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, 1991. Tese de mestrado, PPGG-UFRJ, 100p.
- ROUSE, C. The mechanics of small tropical flowslides in Dominica, West Indies. *Engineering Geology*, v.29, p.227-239. 1990.
- SKEMPTON, A.W. ; LEADBEATER, A. D. ; CHANDLER, R. J. The Mam Tor Landslide, north Derbyshire. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A329, p. 503-547. 1984.
- SOARES, P. C. ; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, v.16, n.32, p.71-104. 1976.
- STOCKING, M. A. Rainfall erosivity in erosion: some problems and applications. *Research discussion paper*, v.13, University of Edinburgh, Dept. Geography, 29p. 1977.
- TAYLOR, D.W. Stability of earth slopes. *J. Boston Soc. Civil Engrs*, v.24, p. 197-246. 1937.
- TERZAGUI, K ; PECK, R.B. *Soil mechanics in engineering practice*. 2nd ed. New York : Wiley International Edition, 1967. 729p.
- USSELMANN, P. Comments. *Rev. Geomorph. Dyn.*, v.18, n.4, p.151-152. 1968.
- VAN GENUCHTEN, P. M. B. ; NIEUWENHUIS, J. D. On the stability of sesonally sliding soil mass in the French Alps. *Engineering Geology*, v.28, p.41-69. 1990.
- VARGAS, M. *Introdução à mecânica dos solos*. São Paulo : MacGraw-Hill do Brasil, 1978. 509 p.
- WHIPKEY, R. Z. *Storm runoff from forested catchments by surface routes*. Proceed of the Leningrado Symp. on Floods and their Computation Gent, Belgica Int. Assoc. Hydrological Sciences: 1967. p.773-779.

Estudo Da Estabilidade De Vertentes Da Área De Guaraqueçaba, Paraná

Study of Slope Stability in the Guaraqueçaba Area, Paraná State, Brazil

Alberto Pio Fiori*

RESUMO

O objetivo principal do presente trabalho é apresentar um estudo de fatores de segurança na análise da estabilidade de vertentes de área de Guaraqueçaba, litoral paranaense. Foram investigados três diferentes fatores de segurança, em função da presença ou não de água nas vertentes e superfície de ruptura plana. O mapa de risco foi elaborado em função do fator de segurança mais significativo, tendo-se cartografado diversos intervalos de segurança, levando-se em conta a natureza do solo, se coluvial ou residual.

ABSTRACT

The selected area for this study is located in the Paraná coastal plain, at the northern border of the Paranaguá Bay, in the Guaraqueçaba township. (figure 1) The area may be divided into two different geomorphological domains. The first one is characterised by a landscape in which very gentle slopes and floodplains, dominate and the second one is characterized by steep slopes and a typical mountain relief of the "Serra do Mar" mountain system. Successive layers of recent sediments brought from the land and distributed and accumulated by water currents are the main geological features of the first domain. In the second one, gneisses and migmatites largely dominate over interlayered schists. In the mountain domains, soils are residual, derived through weathering of the rocks from beneath. Colluvial soils accumulate at the slope base to form colluvium ramps. (figure 2)

In its equilibrium-limit condition, when the safety factor (Fs) is equal to unity and, in the case in which the soil cohesion (c) is zero, the angle (i) between the slope and the horizontal is equal to or smaller than the angle of internal friction(ϕ). In this case, the (ϕ) angle can be obtained by comparison with the (i) angle at the sites where evidences of new or old slides were found. We prefer to call this angle "angle of natural internal friction (ϕ)" so as not to be confused with the (ϕ) angle that can be obtained in laboratory. (figure 3)

The determination of the (ϕ) angle with the help of a topographic map can be performed by taking the horizontal (D) and the vertical distance (H) in the sites where sliding had occurred from the point where the slide occurred up to slope base, in the direction of maximum slope. The ratio H/D is equal to the tangent of (i). The (ϕ), determinated by linear regression, in the studied area was equal to 27° for residual, and 22° for colluvial soils. (figures 4 and 5)

* Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.