

Infiltração – uma variável geomorfológica

Infiltration – a geomorphological variable

Fernando De Moraes

Professor Adjunto do Departamento de Geografia da
Universidade Federal do Tocantins - Porto Nacional

morais@uft.edu.br

Artigo recebido para revisão em 16/08/2012 e aceito para publicação em 5/10/2012

RESUMO

Os estudos clássicos de evolução do relevo, costumeiramente, apontam este como resultante da disputa antagonista entre forças endógenas e exógenas. Estas últimas estão ligadas às condições climáticas pretéritas e atuais, responsáveis pela relação entre os processos pedogenéticos e morfogenéticos. Nessa relação, a infiltração assume um papel importante para a esculturação do relevo, tendo em vista que ela é responsável pela disponibilização de água proveniente da atmosfera para os horizontes superficiais do solo, possibilitando a atuação dos mais diversos processos pedogenéticos. O presente trabalho constitui uma revisão do atual estágio do conhecimento acerca desta variável, vista da perspectiva geomorfológica. Busca-se aqui ressaltar que além de ser vista como componente perpendicular nos modelos de formação do manto de alteração, a infiltração da água no solo é importante para a recarga dos aquíferos e para a manutenção do fluxo de base dos rios, sendo, portanto, muito relevante para a gestão dos recursos hídricos. O comportamento dinâmico desta variável depende de fatores tanto intrínsecos ao perfil pedológico quanto àqueles ligados às demais características fisiográficas locais.

Palavras-chave: Infiltração; Geomorfologia; Hidrologia do Solo

ABSTRACT

The classical studies of the evolution of relief usually, indicate this as a result of antagonistic competition between endogenous and exogenous forces. The latter are linked to preterit and current climatic conditions, which are responsible for the relationship between pedogenic and morphogenetic processes. In this respect, the infiltration plays an important role for the sculpturing of the relief, considering that it is responsible for, the availability of water from the atmosphere for surface soil horizons, enabling the performance of various pedogenic processes. This paper is a review of current knowledge about this variable, perspective view of geomorphology. We seek to emphasize that in addition to being seen as perpendicular component in models of the weathered mantle formation, water infiltration in soil is important for aquifer recharge and maintain the base flow of rivers, therefore, very relevant to the management of water resources. The dynamic behavior of this variable depends on factors both intrinsic to the pedological profile as those linked to other local physiographic features.

Keywords: Infiltration; Geomorphology; Soil Hydrology

1. INTRODUÇÃO

A água tem sido talvez o recurso natural mais discutido nos últimos anos, sobretudo no que tange ao seu uso, sua quantidade e qualidade. O reabastecimento dos aquíferos

depende diretamente das condições de preservação ambiental das localidades em que os mesmos se encontram. Tais condições estão intimamente relacionadas às componentes do ciclo hidrológico.

A infiltração da água no solo é importante para a recarga dos aquíferos e para a manutenção do fluxo de base dos rios, sendo, portanto, muito relevante para a gestão dos recursos hídricos. A infiltração também é importante para propiciar maior permanência da água na bacia hidrográfica, proporcionando, assim, uma maior disponibilidade de água para desenvolvimento e manutenção da sua cobertura vegetal. Muitos dos problemas relacionados à erosão, movimentos de massa, assoreamento, e a qualidade da água são afetados pela taxa de infiltração, pois quanto maior a capacidade do solo absorver a água da chuva, menor a intensidade do escoamento superficial e, por conseguinte, menor será a erosividade deste fenômeno (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990).

O termo infiltração foi proposto por Horton para expressar a água que entra no solo ou rocha (DAVIS; DE WIEST, 1966; COELHO NETO, 1998). Considerando-se um solo seco submetido a taxas de precipitação maiores que de infiltração, a entrada de água no solo é máxima no início do evento chuvoso e sofre um decréscimo exponencial, até atingir uma taxa constante de entrada de água no solo (infiltração básica).

A exemplo de Sousa Pinto et al. (1976) e Brandão et al. (2002), o processo pelo qual a água circula pelo solo, sem que obedeça necessariamente um fluxo descendente, é aqui entendido como percolação. Uma vez infiltradas, as águas começam a percolar pela zona vadosa ou de aeração, podendo atingir a

zona de saturação. A percolação de água nestas zonas representa o fluxo saturado e o fluxo não-saturado, respectivamente, e serão abordados mais detalhadamente ainda neste capítulo. A água que ultrapassa a zona radicular constitui a drenagem profunda que tem a função de recarregar os aquíferos.

A taxa de infiltração básica é equivalente à condutividade hidráulica dos solos (SELBY, 1993). Em função da grande quantidade de trabalhos relacionados à condutividade hidráulica, encontra-se na literatura uma infinidade de definições que apresentam grandes semelhanças entre si. Mayhew (1997) e Rawls et al. (1992) descrevem-na como a habilidade de um meio em conduzir água. Freeze e Cherry (1979) citam que o coeficiente de permeabilidade (permeabilidade intrínseca ou específica) é dependente somente das características do meio, enquanto a condutividade hidráulica relaciona-se não somente ao meio percolado, mas também à densidade e à viscosidade do fluido.

Feitosa e Manoel Filho (1997) e Vieira (2001) ressaltam que em estudos de movimento da água no solo, a viscosidade, a densidade da água e a aceleração da gravidade são frequentemente consideradas constantes, tornando a condutividade hidráulica do solo sinônimo de permeabilidade intrínseca.

Mais adiante serão feitas considerações mais detalhadas referentes a cada uma dessas variáveis e processos, tendo-se o cuidado de abordar tanto a condutividade hidráulica saturada como a não-saturada; serão ainda

abordados alguns fatores condicionantes e/ou processos que compõem o ciclo hidrológico na escala de encosta (Figura 1).

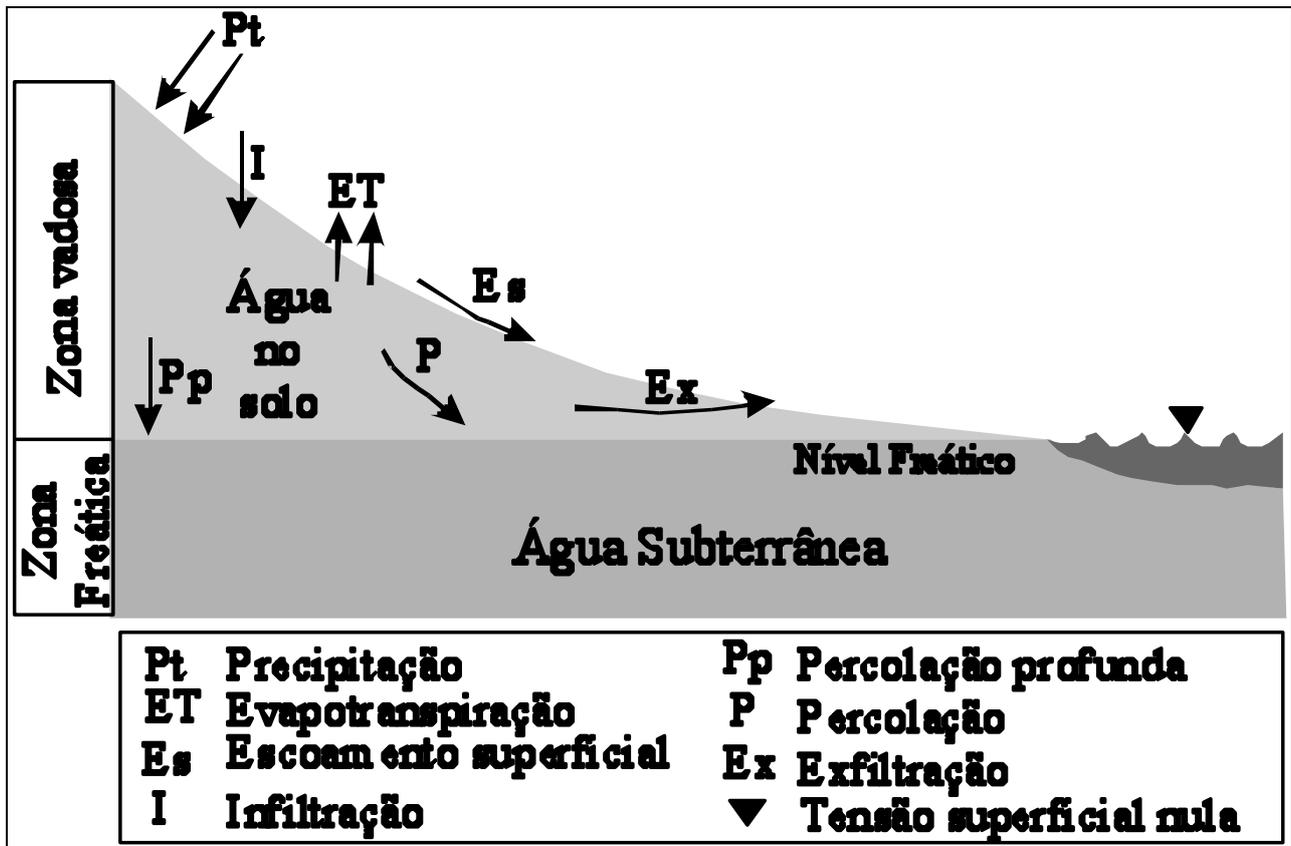


Figura 1 – Ciclo hidrológico no perfil do solo (SCHOENEBEGER; WYSOCKI, 2005)

2. FLUXO SATURADO

Sabe-se que o solo é um sistema trifásico, uma sólida, uma líquida composta por água em diversas condições e uma terceira gasosa, sendo esta assim denominada por diferir do ar atmosférico quanto à proporção percentual de seus elementos (NAIME, 2001; KOZCIAK; FIORI, 2004). Quando as fases líquida e sólida dominam o sistema, o solo é denominado saturado e os líquidos no seu interior passam a obedecer a um fluxo homônimo. Esse movimento é determinado pelo gradiente hidráulico, que é uma unidade adimensional, e pela condutividade hidráulica saturada do solo (CASTANY, 1971; SELBY, 1993).

Conhecendo-se os níveis piezométricos H_1 e H_2 em duas seções transversais e a distância (L) entre elas, pode-se determinar o gradiente hidráulico, dado pela seguinte equação:

$$i = (H_1 - H_2) / L = \Delta H / L$$

onde:

H = nível piezométrico também chamado de potencial ou carga hidráulica (RAWLS et al., 1992), fornecido pela equação:

$$H = h + z$$

onde:

h = carga de pressão da água no solo;
 z = carga gravitacional (em relação a um *datum* arbitrário).

É importante lembrar que há outras fontes de energia da água, como a energia osmótica, cinética e térmica. Contudo, na maioria das situações hidrogeológicas estas componentes são desprezíveis (FREEZE; CHERRY, 1979).

O fluxo saturado foi empírica e pioneiramente estudado pelo engenheiro hidráulico francês Henry Darcy em 1856 (FEITOSA; MANOEL FILHO, 1997), em seus experimentos de percolação em colunas de areia saturada, para estudos sobre o abastecimento público na cidade de Dijon, França (VIEIRA, 2001; MELO FILHO, 2002). Como resultado desses estudos, Darcy concluiu que a vazão (Q) era proporcional à condutividade hidráulica, à seção transversal e ao gradiente hidráulico (FETTER, 1988; RAWLS et al., 1992). Estabeleceu-se, assim, a equação do fluxo saturado, que descreve o movimento de um fluido em um meio poroso, homogêneo e saturado sob condições de regime laminar:

$$Q = -K.i.A$$

O sinal negativo da equação deve-se ao sentido do fluxo ser inverso ao gradiente. Segundo Botelho (2001), essa equação deixa de ser aplicável quando a velocidade de fluxo excede um determinado valor crítico, conhecido como velocidade crítica (v_c), que ocasiona turbulência e o fluxo deixa de ser laminar.

A transição entre o fluxo laminar e turbulento foi definida em 1883 por Osborne Reynolds (CAVICCHIA e PEIXOTO 1999), baseado na teoria do regime de escoamento em condutos forçados. Através desta experiência, Reynolds relacionou teoricamente o valor da velocidade de transição para fluxos turbulentos de um fluido no tubo, com algumas grandezas intervenientes através da equação:

$$Re = \frac{v.d}{\nu}$$

onde:

Re – Número de Reynolds;

d – diâmetro característico do tubo;

ν - viscosidade cinemática do líquido.

Uma limitação, ressaltada por Brandão et al. (2002), para aplicação da equação de Darcy, refere-se às condições em que a velocidade de escoamento é muito baixa, ou seja, quando a condutividade hidráulica ou o gradiente hidráulico são muito pequenos.

Condições de fluxo saturado são raras e pouco duradouras nos eventos de infiltração, acontecendo somente quando a disponibilidade natural de fluido, no caso a intensidade da chuva, é exatamente igual ou maior que a capacidade de infiltração. Selby (1993) relata que isto pode ocorrer em solos mal drenados e mesmo em solos bem drenados imediatamente após uma forte precipitação que condicione a formação de superfícies inundadas (*ponded state*).

3. FLUXO NÃO-SATURADO

Na zona vadosa, o movimento da água ocorre quase sempre sob condições de fluxo

não-saturado, caracterizado pela presença de ar no sistema. A carga total de um meio não-saturado é composta pelas mesmas componentes do fluxo saturado e, similarmente, as mais importantes são a gravitacional (z) e de pressão (h) (FREEZE; CHERRY, 1979).

A carga exercida na água na superfície freática é, por definição, considerada nula, sendo positiva na zona saturada e negativa na zona não-saturada. Nestes casos, a carga de pressão é também denominada carga matricial ou sucção (CASTANY, 1971; BAVER et al., 1973; SELBY, 1993; SOTO, 1999).

Segundo Castany (1971), uma partícula sob pressão nula significa, de fato, que esta partícula está sujeita à pressão atmosférica padrão (1 atm ou 1013 mbar). Em solos não saturados, o potencial matricial representa a força de adesão da água às partículas do solo. Quanto menor for a umidade, mais fortemente a água será retida pelas partículas do solo. Cada solo, dependendo de sua textura e porosidade, possui uma curva de retenção característica que relaciona o conteúdo de umidade e seu potencial matricial.

Fetter (1988) e Carvalho (2002) ressaltam que mudanças no estado e no teor de água no solo são variáveis que tornam a investigação do fluxo não saturado um pouco mais complicada que os fluxos saturados no solo.

O fluxo não-saturado também é descrito pela lei de Darcy, ressaltando-se que para isso, a condutividade hidráulica considerada é a não-saturada $K(\Theta)$ (SOTO, 1999), que não é

constante, variando em função do grau de saturação (FETTER, 1988; SELBY, 1993).

A lei de Darcy para o fluxo não saturado toma a seguinte forma de acordo com Richards apud Soto (1999):

$$Q = - K(\Theta).i A$$

onde:

Q = vazão do fluxo não-saturado;

$K(\Theta)$ = condutividade hidráulica não-saturada;

Θ = teor de umidade volumétrica;

i = gradiente hidráulico;

A = área da seção.

Como já comentado, a mais importante diferença entre o movimento de um líquido em meio saturado e não-saturado refere-se à condutividade hidráulica (HILLEL, 1972; POULSEN et al., 1998). Quando os poros do solo encontram-se totalmente preenchidos pela água tornando o sistema bifásico, ou seja, composto apenas por líquido e sólido (KOZCIAK; FIORI, 2004) a condutividade hidráulica é máxima (condutividade hidráulica saturada).

Na natureza, o solo pode ficar momentaneamente saturado próximo à superfície quando as taxas de precipitação são maiores que a taxa de infiltração. Assim, à medida que a chuva diminui, ocorre a entrada de ar no sistema, que volta a ser trifásico, caracterizando o fluxo não-saturado, com a conseqüente diminuição da condutividade hidráulica, que agora passa a ser denominada não-saturada.

Para Fredlund apud Cunha (1997), o coeficiente de condutividade hidráulica de um solo não saturado ($K(\theta)$) é na maioria das vezes expresso como função da condutividade hidráulica saturada (K), podendo ser obtido através de equações empíricas das mais variadas formas ou através de modelos estatísticos, que estimam a condutividade hidráulica não-saturada a partir da determinação experimental da curva de retenção de água do solo (BRANDÃO et al., 2002).

Algumas das formas de se determinar a condutividade hidráulica saturada e não-saturada serão expostas mais adiante.

4. FATORES QUE INFLUENCIAM NO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO

As taxas de infiltração e de percolação pelos horizontes superficiais do perfil de solo dependem das condições de fluxo. O fluxo de qualquer líquido é dependente de suas características e também das propriedades do meio, favorecendo ou dificultando sua passagem (BENSON, et al., 1994). Para a água não é diferente e diversas propriedades influenciarão diretamente na sua entrada e circulação pelos horizontes do solo, dentre as quais:

Fatores Associados ao Líquido Percolante

A condutividade hidráulica depende das condições físicas do fluido, tendo em vista que a densidade e viscosidade são propriedades dinâmicas que variam de acordo com a

temperatura e natureza do percolante. Desta forma, pode-se considerar, por exemplo, que o tempo gasto para uma pluma de contaminação atingir o lençol freático de uma determinada localidade vai depender, dentre outras coisas, da composição do fluido contaminante. Nesta linha, Aguiar (2001) observou que os valores de condutividade hidráulica, obtidos com água destilada, são menores que aqueles obtidos com solução salina, o que deve estar ligado a interações solo/solução durante o processo de infiltração.

Fatores Pedológicos

A correlação entre as características do meio poroso e a hidrodinâmica tem adquirido importância como objeto de estudo em várias áreas, tais como: física e mecânica dos solos, engenharia aplicada a irrigação, hidrologia, geomorfologia, além de investigações voltadas para o problema da erosão.

A textura e estrutura são fatores importantes na determinação da condutividade hidráulica (BUENO; VILAR, 1980; SPRINGER, 1987; CHAPPELL; TERNAN, 1997; REYNOLDS et al., 2000). De fato, os valores dessa propriedade aumentam com a potência cúbica do índice de vazios e com o quadrado do diâmetro efetivo das partículas (CUNHA, 1997). Assim, quanto maior for o tamanho das partículas do solo, maior será a área de vazios entre as partículas e, por conseguinte, maior será a condutividade hidráulica, como pode ser observado na tabela 1.

Tabela 1 – Valores de condutividade hidráulica, em cm/s, para vários tipos de materiais (FETTER, 1988).

Argila	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte; Silte arenoso	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia argilosa	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa; Areia fina	$10^{-5} - 10^{-3}$
Areia bem distribuída	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem distribuído	$10^{-2} - 1$

Grandes fragmentos de rochas (pedregulhos ou calhaus) são muitas vezes vistos por alguns autores como de suma importância na predição das propriedades hidráulicas dos solos (BRAKENSIEK; RAWLS, 1994). Cousin et al. (2003) ressaltam que, quando negligenciados, a condutividade hidráulica pode ser subestimada em até 14,9%. Outro problema com solos ricos em fragmentos de rocha refere-se à amostragem, bastante prejudicada quando se necessitam de amostras indeformadas para predição da permeabilidade em laboratório (COUSIN et al., 2003). Quanto mais fragmentos de rocha menor será a quantidade de matéria orgânica. Assim, menor será a estabilidade dos agregados, que serão facilmente quebrados pelo impacto das gotas de chuva, formando uma crosta superficial, que se comportará como barreira à infiltração (SIDIRAS et al., 1984).

Guimarães et al. (2002) lembram ainda que, no caso de solos argilosos, se faz necessária uma avaliação da mineralogia das argilas, tendo em vista que um pequeno conteúdo de água adicionado no solo pode alterar suas condições estruturais,

principalmente, em se tratando de argilas expansíveis.

As características morfológicas das partículas também influenciam na condutividade hidráulica. De acordo com Santos (2004), *“partículas esféricas ou arredondadas tendem apenas a se tocar, de forma a constituir grandes vazios, enquanto partículas alongadas e irregulares tendem a se encaixar de maneira a criar trajetórias de fluxo mais tortuosas”*. O autor lembra ainda que a esfericidade também pode, de maneira sutil, exercer influência no fluxo de água no solo, uma vez que partículas mais ásperas apresentarão maior resistência à passagem do fluido que as mais arredondadas.

Contudo, na natureza os processos não são tão simples, e solos com uma maior presença de partículas finas, como os argilosos, podem apresentar valores de condutividade superiores aos esperados, devido ao arranjo de suas partículas. Este é o caso de muitos solos tropicais, cujas partículas podem estar agregadas por óxidos e hidróxidos de Fe e Al, como constatou Silva (2000) e Bacellar (2000) nas áreas gnáissicas do embasamento cristalino.

Assim, a condutividade hidráulica é mais dependente da estrutura que da textura do solo (BAIRD, 1997; CARVALHO, 2002), sobretudo por interferir na geometria do espaço poroso.

O espaço poroso de um solo normalmente é classificado conforme suas dimensões em macro, meso e microporos. A classificação dos poros varia de autor para autor (PERRET et al., 1999). Jongerius (1957), por exemplo, considera macroporos, aqueles com

diâmetro $>30 \mu\text{m}$, enquanto para Luxmoore (1981) seriam aqueles com $>1000 \mu\text{m}$ e tais divergências se estendem à definição de meso e microporos. Neste trabalho, a exemplo de Futai (2002), entende-se por macroporos aqueles com diâmetro entre $20 \mu\text{m}$ e $100 \mu\text{m}$, microporos aqueles com diâmetro $<10 \mu\text{m}$ e mesoporos os localizados numa posição intermediária aos dois anteriores. Poros com dimensões superiores a $100 \mu\text{m}$ são aqui entendidos como macroporos grossos. Em termos estruturais, a quantidade de vazios apresenta uma relação direta com as propriedades hidráulicas (Figura 2), já que a porosidade é um dos aspectos que melhor explica a capacidade de infiltração de um solo (BEVEN; GERMANN, 1982; FERNANDES et al., 1983; SOARES DA SILVA, 1999; FUTAI, 2002; MELLO et al., 2002; BRONICK; LAL, 2005). Aimrun et al. (2004) usaram a porosidade para estimar a condutividade hidráulica saturada e observaram que estas propriedades (porosidade e condutividade)

possuem uma íntima relação. Na mesma linha, ao analisar a influência de macroporos cilíndricos na infiltração, Smettem e Collis-George (1985a, b) observaram que o tamanho e a quantidade de macroporos foram os maiores controladores da infiltração medida com infiltrômetro de anéis concêntricos. Contudo, Mesquita e Moraes (2004) ressaltam que essa relação é mais dependente do grau de conectividade dos poros que da porosidade em si (BOUMA, 1983; NEWSON, 1994; ARYA et al., 1998), fazendo-se necessário avaliar não somente a quantidade de poros, mas também sua continuidade ao longo do perfil (KOZCIAK; FIORI, 2004).

Alguns fenômenos naturais influenciam na macroestrutura do terreno e podem elevar a capacidade de infiltração do solo pela elevação da macroporosidade como, por exemplo: escavações feitas por animais e insetos e decomposição de raízes (MARTINS, 1976; SANTOS, 2001).

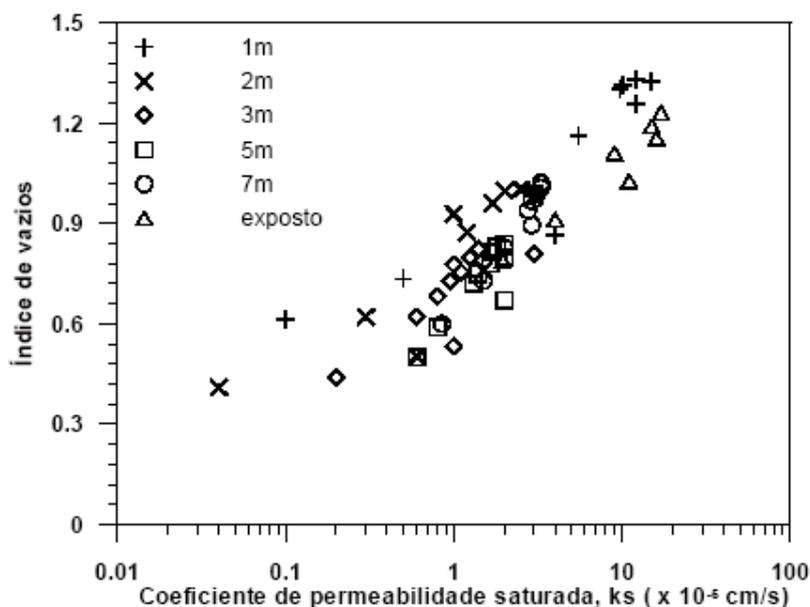


Figura 2 – Relação do coeficiente de permeabilidade com o índice de vazios para solos com diferentes graus de adensamento (FUTAI, 2002).

A cobertura vegetal constitui o fator mais importante para a infiltração, pois além de proteger os horizontes superficiais do solo do impacto das gotas da chuva, evitando-se assim a quebra dos agregados (LAL et al., 1980; BORTOLOZZO; SANS, 2001), também aumenta indiretamente a macro-porosidade, atenuando a compactação e o encrostamento. Volpe et al. (1988) e Leonard e Adrioux (1998) estudaram a infiltração em parcelas de solo com diferentes densidades de raízes e observaram uma relação direta da taxa de infiltração com a densidade radicular e atribuíram essa relação à elevação da macroporosidade com o aumento das raízes. Bertolani e Vieira (2001) afirmam que tal relação é mais nítida no horizonte mais superficial do solo, ou seja, o horizonte A. Corrêa et al. (2002) lembram que o papel das raízes no movimento da água no solo não se resume apenas em caminhos preferenciais, mas também na quantidade de água disponível para a recarga, além de facilitar a drenagem dos horizontes superficiais do solo.

Locais vizinhos podem apresentar variações de algumas ordens de grandeza das taxas de infiltração em função de práticas agrícolas adotadas que interfiram direta ou indiretamente na estrutura do solo. No entanto, quando este se dá de maneira inadequada, esta poderá diminuir, sobretudo se houver a retirada da cobertura vegetal, facilitando o encrostamento do solo (BRANDÃO et al., 2002; SOUZA, 2003; REGALADO; MUÑOZ-CARPENA, 2004). Santini et al. (1995)

afirmam que o cultivo tende a modificar algumas propriedades físicas e químicas do solo, especialmente nas camadas superficiais, tais como porosidade, tortuosidade e conectividade dos poros, densidade volumétrica, grau de compactação, dentre outras. Para Martins (1976), o preparo do solo em geral tende a aumentar sua capacidade de infiltração. Anjos et al. (1994), utilizando-se do método dos cilindros de anéis concêntricos, avaliaram as taxas de infiltração em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo foi invariavelmente menor em relação à mata nativa.

Segundo Bortolozzo e Sanz (2001), a aplicação de pequenas quantidades de corretivos (calagem e gessagem) na superfície do solo pode aumentar a estabilidade dos agregados, elevando assim, sua capacidade de infiltração. Seguindo este viés, alguns estudos buscam formas de aumentar a condutividade hidráulica de terrenos com intuito de melhorar sua disponibilidade hídrica e, por conseguinte sua produção agrícola. Desta forma, Barbosa et al. (2004) observaram que quando adicionado lodo de esgoto ao solo a condutividade hidráulica saturada pode sofrer um aumento. E ressaltam que isso se deve ao poder agregador (através dos cátions Ca^{2+} e Al^{3+} , matéria orgânica, dentre outros) que esse rejeito possui, aumentando o diâmetro médio ponderado dos agregados do solo e, por conseguinte, seu índice de vazios.

Seki et al. (1998) fizeram experimentos de condutividade hidráulica saturada

adicionando à água fungos e bactérias e constataram que, tanto os gases produzidos pelo seu metabolismo quanto os resíduos deixados pela sua morte causaram decréscimo nos valores de condutividade. Os autores ressaltaram que os gases dificultam o desenvolvimento do estado de equilíbrio dinâmico da percolação e os restos dos corpos dos microorganismos obstruem os poros do solo.

Fatores Geomorfológicos

As propriedades hidrodinâmicas do solo variam espacialmente em função do relevo (LEGRAND, 1962; HEDDADJ; GASCUEL-ODOUX, 1999). Como pode ser observado na figura 3, a forma da encosta estabelece áreas de convergência e divergência de fluxos (BOTELHO; SILVA, 2004), determinando pontos de maior ou menor infiltração (SHOENEGER; WYSOCKI, 2005). Nas

partes baixas das concavidades, além da convergência, pode ocorrer a presença de fluxos subsuperficiais (Figura 3) que contribuem para diminuição da capacidade de infiltração do solo, caracterizando tais locais como área de descarga ou exfiltração. A forma das encostas juntamente com a declividade regula ainda a velocidade do escoamento superficial das águas pluviais e, portanto, controla a quantidade de água que se infiltra nos perfis, definindo-se assim zonas preferenciais de recarga (SALVUCCI; ENTEKHABI, 1995; KARMANN, 2000). Neste viés, vertentes mais suaves e com maior comprimento serão mais susceptíveis à infiltração, produzindo escoamento superficial apenas quando a capacidade de infiltração do solo é superada pela intensidade da precipitação, enquanto, encostas mais íngremes e curtas tendem, por força da gravidade, a formar mais rapidamente o fluxo superficial (*runoff*).

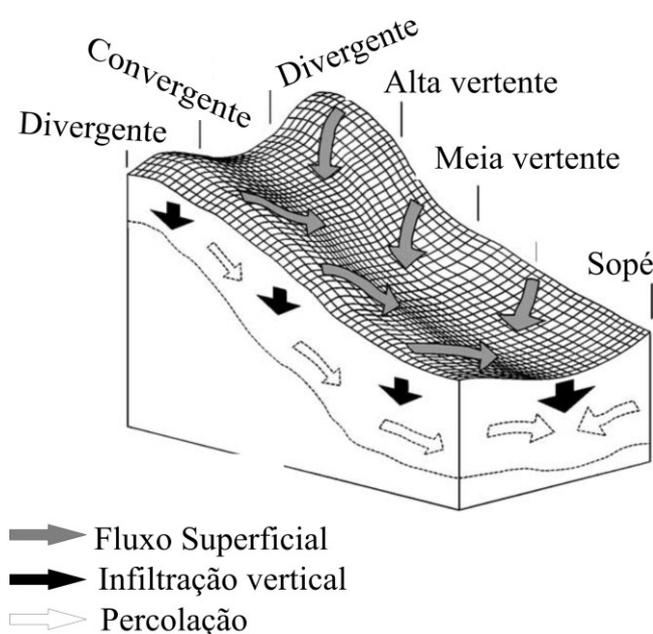


Figura 3 – Exemplos de fluxos em uma vertente. Notar que o fluxo tende a ser divergente e convergente, na parte convexa e côncava, respectivamente (SHOENEGER; WYSOCKI, 2005).

Como a forma da encosta influencia diretamente na entrada da água no solo, Philip (1991a, b, c) ressalta ser necessário considerar essas diferenças no cálculo da infiltração e afirma que quando se utiliza um único cálculo para se determinar a infiltração de áreas com topografias distintas, corre-se o risco de sub ou superestimar esta propriedade. Para Woods et al., (1997), quase sempre os modelos de infiltração assumem a encosta como homogênea, desconsiderando algumas variabilidades, como, por exemplo, a da condutividade hidráulica com a profundidade.

Berndtsson e Larson (1987) utilizaram um infiltrômetro de anéis concêntricos para avaliar a variabilidade espacial da infiltração em uma região semi-árida e verificaram que as diferentes formas de encosta (saliência, concavidade e encosta lateral) apresentam distintas capacidades de infiltração. Os autores observaram ainda, que encostas convexas (saliência) tendem a apresentar maiores taxas de infiltração, enquanto as partes côncavas (concavidade), por propiciar a convergência dos fluxos superficiais e rápida formação do escoamento superficial, apresentam valores de infiltração menores, as encostas laterais, por sua vez, assumiriam comportamento intermediário.

Para Janeau et al. (2003) e Tsui et al. (2004), essa variação da infiltração em função do relevo causa uma diferenciação na translocação de nutrientes, tais como, N e P dentre outros e, por conseguinte, das propriedades do solo.

Fatores Climáticos

A quantidade e intensidade de insolação recebida pelas vertentes tendem a influenciar nas taxas de evaporação e conseqüentemente na infiltração. Portanto, a orientação das vertentes pode afetar significativamente a infiltração.

O clima interfere no teor de umidade do solo (umidade antecedente), que influencia diretamente a condutividade hidráulica (JABRO, 1996; KOZCIAK; FIORI, 2004), pois à medida que o teor de umidade diminui, ocorre redução da área condutora de água. Sander (2002) afirma que essa relação dependerá tanto da quantidade, quanto da natureza das argilas dos solos, sendo que naqueles com argilas 2:1 essa dependência tende a acentuar-se, pois, estes solos tendem a apresentar mais descontinuidades.

O clima influencia a infiltração através da disponibilidade de chuvas e da forma com que estas ocorrem, pois quanto maior a intensidade da precipitação, mais rápido se atinge a condição de encharcamento (*ponded state*). Em tal condição, parte da água é perdida por escoamento superficial, assim chuvas prolongadas que não ultrapassem a capacidade de infiltração do solo podem recarregar os aquíferos de forma mais contínua e eficiente. O vento constitui outro fator climático interveniente na infiltração, pois a percolação da água infiltrada sofre influência da evapotranspiração (SHARMA et al., 1980; FRIZZONE; CASSIANO SOBRINHO, 1982). Assim, quando há queda estacional nas taxas de

precipitação, a evaporação/evapotranspiração, que são condicionadas tanto pela intensidade quanto pela umidade relativa do vento sobrejacente, retrai a frente de saturação. Tal retração foi apontada por Raposo (1997) que, utilizando trítio como traçador para estimar a recarga, observou um recuo da pluma de dispersão na estação seca.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como pode ser visto, a infiltração depende de fatores tanto intrínsecos ao perfil pedológico quanto àqueles ligados às demais características fisiográficas da área a se estudada. Desta forma, o estudo da infiltração é complexo, por ser uma propriedade com grande variabilidade espaço-temporal e pelo fato de sua determinação envolver a observação de “*várias variáveis*”. Além disto, as taxas de infiltração podem ser determinadas por diversas metodologias e procedimentos, que operam em escalas diferentes e com variados graus de operacionalidade, custo e eficácia.

A presente revisão não teve, nem tem a pretensão de esgotar as discussões acerca dos fatores intervenientes na infiltração, mas sim, dar continuidade as pesquisas que vem contribuindo para o entendimento desta variável que muito contribui para o desenvolvimento do manto de alteração, e do relevo de maneira geral.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, A. B. **O emprego do permeâmetro de Guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura.** 2001. 90 p. (Dissertação de Mestrado), COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2001.
- AIMRUN, W.; AMIM, M. S. M.; ELTAIB, S. M. Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. **Geoderma**, v. 121, n. 3-4, p.197-203, 2004.
- ANJOS, J. T.; UBERTI, A. A. A.; VIZZOTTO, V. J.; LEITE, G. B. Propriedades físicas em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 18, p. 139-145, 1994.
- ARYA, L. M.; DIEROLF, T. S.; SOFYAN, A.; WIDJAJA-ADHI, I.P.G.; VAN GENUCHTEN, M. T. Field measurement of the saturated hydraulic conductivity of a macroporous soil with unstable subsoil structure. **Soil Science**, v. 163, n. 11, p. 841-852, 1998.
- BACELLAR, L. A. P. **Condicionantes Geológicos, Geomorfológicos e Geotécnicos dos mecanismos de voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG.** 2000. 226 p. (Tese de Doutorado), COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.
- BAIRD, A. J. Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. **Hydrol. Process.**, v. 11, p. 287-295, 1997.
- BARBOSA, G. M. C.; TAVARES FILHO, J.; FONSECA, I. C. B. Condutividade hidráulica saturada e não-saturada de latossolo vermelho eutroférico tratado com lodo de esgoto. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 28, p. 403-407, 2004.
- BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER, W. R. **Física de suelos.** México D.F.: UTEHA. 1973. 529 p.
- BENSON, C.H.; ZHAI, H.; WANG, X. Estimating hydraulic conductivity of compacted clay liners. **Journal of Geotechnical Engineering**, v. 120, n. 2, p. 366-387, 1994.
- BERNDTSSON, R.; Larson M. Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. **Journal of Hydrology**, v. 90, p. 117-133, 1987.
- BERTOLANI, F. C.; VIEIRA, S. R. Variabilidade espacial da taxa de infiltração de água e da espessura do horizonte A, em um argissolo vermelho-amarelo, sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 25, p. 987-995, 2001.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo.** São Paulo: Ícone, 1990. 355 p.

- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and Water Flow in Soils. **Water Resour. Res.**, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.
- BORTOLOZZO, R. A.; SANS, L. M. A. Selamento superficial e seus efeitos na taxa de infiltração: uma revisão. **Revista FactuCiência**, v. 1, p. 37-45, 2001.
- BOTELHO, A. P. D. **Implementação de Metodologias de Ensaio para Determinação de Relações Constitutivas de Processos de Fluxo em Solos com a Utilização da Bomba de Fluxo**. 2001. 254 p. (Dissertação de Mestrado), Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001.
- BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. Bacia hidrográfica e qualidade ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Reflexões sobre geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand, 2004, p. 153-192.
- BOUMA, J. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. **Agricultural Water Management**, v. 6, p. 177-190, 1983.
- BRAKENSIEK, D. L.; RAWLS, W. J. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. **Catena**, v. 23, p. 99-110, 1994.
- BRANDÃO, V. S.; PRUSKI, F. F. SILVA, D. D. **Infiltração da Água no solo**. Viçosa: UFV. 2002. 98 p.
- BRONICK, C. J.; LAL, R. Soil structure and management: a review. **Geoderma**, v. 124, p. 3-22, 2005.
- BUENO, B. S.; VILAR, O. M. **Mecânica dos solos**. Viçosa: UFV, 1980. 131 p.
- CARVALHO, L. A. **Condutividade Hidráulica do Solo no Campo: As Simplificações do Método do Perfil Instantâneo**. 2002. 86 p. (Dissertação de Mestrado). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.
- CASTANY, G. **Tratado practico de las aguas subterranas**. Barcelona: Omega, 1971. 672 p.
- CAVICCHIA, L. R.; PEIXOTO, C. F. Some factors affecting granular soils permability determination. In: XII PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND GEOTECHNICAL ENGINEERING. 1999, Foz do Iguaçu, **Proceedings**. ABMS/ISSMGE, São Paulo: 1999. v. 2, p.395 – 402.
- CHAPPELL, N. A.; TERNAN, J. L. Ring permeametry: Design, operation and error analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, p.1197-1205, 1997.
- COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: Guerra A.J.T. & Cunha S.B. (Orgs.). **Geomorfologia - Uma atualização de base e conceitos**. 2. ed., Rio de Janeiro: Bertrand, 1998, p. 93-148.
- CORRÊA, R. S.; BASILE, R. O. N. C.; SILVEIRA, C. S.; COELHO NETTO, A. L. Influência das raízes arbóreas no comportamento da água no solo: Mensurações de campo e experimentos de laboratório. In: Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. 2002, Ouro Preto, ABGE, *CD Room*.
- COUSIN, I.; NICOULLAUD, B.; COUTADEUR, C. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. **Catena**, v. 53, p.97-114, 2003.
- CUNHA, L. P. **Estudo da condutividade hidráulica de solos não saturados da região metropolitana de Porto Alegre - RS**. 1997. 103 p. (Dissertação de Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1997.
- DAVIS, S. N.; DEWIEST, R. J. M. **Hydrology**, John Wiley & Sons Inc., 1966. 463 p.
- FEITOSA, A. C.; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. CPRM. LABHID-UFPE, 1997. 412 p.
- FERNANDES, B.; GALLOWAY, H. M.; BRONSON, R. D.; MANNERING, J. V. Condutividade hidráulica do solo saturado, em três sistemas de manejo. **Revista Ceres**, v. 30, n. 169, p. 232-285, 1983.
- FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**. 2. ed. New York: Macmillan Publishing, 1988, 592 p.
- FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. New Jersey: Prentice-Hall Inc., 1979. 555 p.
- FRIZZONE, J. A.; CASSIANO SOBRINHO, F. Condutividade hidráulica de um solo de cerrado não-saturado, Latossolo Vermelho-Escuro Álico. **Científica**, v. 10, n. 1, p. 49-56, 1982.
- FUTAI, M. M. **Estudo teórico-experimental do comportamento de solos tropicais não-saturados: Aplicação a um caso de voçorocamento**. 2002. 559 p. (Tese de Doutorado), COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- GUIMARÃES, M. S. B.; VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F. 2002. Comparação da condutividade hidráulica saturada medida através de métodos de campo e de laboratório. In: Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 2002, Ouro Preto, ABGE, *CD Room*.
- HEDDADJ, D.; GASCUEL-ODOUX, C. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. **European Journal of Soil Science**. v. 50, p. 275-283, 1999.

- HILLEL, D. **Soil water – Physical principles and processes**. New York: Academic Press, 1972. Não paginado.
- JABRO, J. D. Variability of field-saturated hydraulic conductivity in a hagerstown soil as affected by initial water content. **Soil Science**, v. 161, n. 11, p. 735-739, 1996.
- JANEAU, J.L., BRICQUET, J.P.; PLANCHON, O.; VALENTIN, C. Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern Thailand. **European Journal of Soil Science**, v. 54, p. 543-553, 2003.
- JONGERIUS, A. *Morphologic investigation of the soil structure*. Meded. Stricht. Bodemkartering. Bodem Stud., Wageningen, the Netherlands, 1957. Não paginado.
- KARMANN, I. Ciclo da Água, Água Subterrânea e sua Ação Geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.) **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p. 113-138.
- KOZCIAK, S.; FIORI, A. P. Caracterização hidrogeológica e de solos como ferramenta para futura análise de estabilidade de vertentes. In: 5º Simpósio Brasileiro de Cartografia Geotécnica e Geoambiental, 2004, São Carlos. Anais, p. 155-163.
- LAL, R.; VLEESCHAUWER, D.; NGANJE, R. M. Changes in properties of a newly cleared tropical alfisol as affected by mulching. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 44, p. 827-833, 1980.
- LEGRAND, H. E. Perspective on problems of hydrogeology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 73, p. 1147-1152, 1962.
- LEONARD, J.; ANDRIEUX, P. Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. **Catena**, v. 32, p. 209-223, 1998.
- LUXMOORE, R. J. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 45, p. 671-672, 1981.
- MARTINS, J. A. Escoamento Superficial. In: **Hidrologia Básica**. PINTO, N. S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A.; GOMIDE, F. L. S. (Orgs.). Rio de Janeiro: Fundação Nacional de Material Escolar, 1976, p. 36-43.
- MAYHEW, S. **Dictionary of geography**. Oxford: Oxford Press, 1997. Não paginado.
- MELLO, C.R.; OLIVEIRA, G.C.; FERREIRA, D.F.; LIMA, J. M. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da Microrregião Campos das Vertentes, MG. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 37, n. 9, p. 1319-1324, 2002.
- MELO FILHO, J. F. **Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um latossolo sob condições de campo**. 2002. 145 p. (Tese de doutorado) ESALQ/USP. Piracicaba, 2002.
- MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, v. 34, n. 3, p. 963-969, 2004.
- NAIME, J. M. **Um novo método para estudos dinâmicos, in situ, da infiltração da água na região não-saturada do solo**. 2001. 146 p. (Tese de Doutorado), EESC/USP. Rio Claro, 2001.
- NEWSON, M. D. **Hydrology and the river environment**. New York: Oxford University Press Inc., 1994. 221 p.
- PERRET, J. S.; PRASHER, S. O.; KANTZAS, A.; Langford C. Three-Dimensional Quantification of Macropore Networks in Undisturbed Soil Cores. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 63, p. 1530-1543, 1999.
- PHILIP, J. R. Hillslope infiltration: Divergent and Convergent Slopes. **Water Resource Research**, v. 27, n. 6, p. 1035-1040, 1991.
- PHILIP, J. R. Hillslope infiltration: Planar Slopes. **Water Resource Research**, v. 27, n. 1, p. 109-117, 1991.
- PHILIP, J. R. Infiltration and Downslope Unsaturated Flows in Concave and Convex Topographies. **Water Resource Research**, v. 27, n. 6, p. 1041-1048, 1991.
- POULSEN, T. G.; MOLDRUP, P.; JACOBSEN, O. H. One-parameter models for unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science**, v. 163, n. 6, p. 425-435, 1998.
- RAPOSO, C. **Estimativa de recarga de água em zona não-saturada de solos utilizando o Trítio artificial como traçador**. 1997. 130p. (Dissertação de Mestrado), DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, 1997.
- RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. 1992. "Infiltration and soil water movement". In: Maidment, D. R. (ed.) *Handbook of Hydrology*. Cap. 5, McGraw-Hill, Inc. Não paginado.
- REGALADO, C. M.; MUÑOZ-CARPENA, R. Estimation the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny-Carman relation. **Soil Tillage Research**. v. 77, p. 189-202, 2004.
- REYNOLDS, W. D.; BOWMAN, B. T.; BRUNKE, R. R.; DRURY, C.F.; TAN, C. S. 2000. Comparison of Tension Infiltrometer, Pressure Infiltrometer, and Soil Core Estimates of Saturated Hydraulic Conductivity. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 64, p. 478-484, 2000.
- SALVUCCI, G. D.; ENTEKHABI, D. Hillslope and climatic controls on hydrologic fluxes. **Water Resour. Res.**, v. 31, n. 7, p. 1725-1739, 1995.

- SANDER, H. The porosity of tropical soils and implications for geomorphological and pedogenetic processes and the movement of solutions within the weathering cover. **Catena**, v. 49, p. 129-137, 2002.
- SANTINI, A.; ROMANO, N.; CIOLLARO, G.; COMEGNA, V. Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. **Soil Science**, v. 160, n. 5, p. 340-351, 1995.
- SANTOS, A. G. **Influência do teor de Ferro na Condutividade Hidráulica Saturada de um Rejeito de Minério de Ferro**. 2004. 191 p. (Dissertação de Mestrado), UFOP/EM/DECIV, Ouro Preto, 2004.
- SANTOS, C. A. Comportamento Hidrológico Superficial, Subsuperficial e a Erodibilidade dos solos da região de Santo Antônio do Leite, distrito de Ouro Preto – MG. 2001. 108 p. (Dissertação de Mestrado), UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, 2001.
- SCHOENEBERGER, P. J.; WYSOCKI, D. A. Hydrology of soils and deep regolith: a nexus between soil geography, ecosystems and land management. **Geoderma**, v. 126, p. 117-128, 2005.
- SEKI, K.; MIYAZAKI, T.; NAKANO, M. 1998. Effects of microorganisms on hydraulic conductivity decrease in infiltration. **European Journal of Soil Science**, v. 49, p. 231-236, 1998.
- SELBY, M. J. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford: Oxford University Press, 1993. 451 p.
- SHARMA, M. L.; GANDER, G. A.; HUNT, C. G. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. **Journal of Hydrology**, v. 45, p. 101-122, 1980.
- SIDIRAS, N.; VIEIRA, S. R.; ROTH, C. H. Determinação de algumas características físicas de um latossolo roxo distrófico sob plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 8, n. 3, p. 265-268, 1984.
- SILVA, T. R. M. **Caracterização e erodibilidade dos solos de uma voçoroca na região de Ouro Preto — MG**. 2000. 106 p. (Dissertação de Mestrado), PEC/COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.
- SMETTEM, K. R. J.; COLLIS-GEORGE, N. (a) The influence of cylindrical macropores on steady-state infiltration in a soil under pasture. **Journal of Hydrology**, v. 79, p. 107-114, 1985.
- SMETTEM, K. R. J.; COLLIS-GEORGE, N. (b) Prediction of steady-state ponded infiltration distributions in a soil with vertical macropores. **Journal of Hydrology**, v. 79, p. 115-122, 1985.
- SOARES DA SILVA, A. Análise morfológica dos solos e erosão. In: GUERRA, A. J. T.; SOARES Da SILVA, A.; BOTELHO, R. G. M. (Ors.). **Erosão e Conservação dos solos – Conceitos, Temas e Aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1999, p. 101-126.
- SOTO, M. A. A. **Estudo da condutividade hidráulica em solos não saturados**. 1999. 120 p. (Dissertação de Mestrado), EESC/USP. São Carlos, 1999.
- SOUSA PINTO, N. L.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1976. 278 p.
- SOUZA, Z. M. **Movimento de água e resistência à penetração em um latossolo vermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos**. 2003. 130 p. (Dissertação de Mestrado), UNESP, Ilha Solteira, 2003.
- SPRINGER, E. P. Field-scale evaluation of infiltration parameters from soil texture for hydrologic analysis. **Water Resour. Res.**, v. 23, n. 2, p. 325-334, 1987.
- TSUI, C. C.; CHEN, Z. S.; HSIEH, C. F. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. **Geoderma**, v. 123, p. 131-142, 2004.
- VIEIRA, B. C. **Caracterização *in situ* da condutividade hidráulica dos solos e sua influência no condicionamento dos deslizamentos da bacia do rio Papagaio, maciço da Tijuca (RJ)**. 2001. 130 p. (Dissertação de Mestrado), Depto. de Geografia - UFRJ, Rio de Janeiro, 2001.
- VOLPE, C. A.; DELLA LIBERA, C. L. F.; ANDRÉ, R. G. B.; NISHIMURA, T. Determinação, em condições de campo, da condutividade hidráulica de um solo Latossolo Vermelho-Escuro fase arenosa. **Científica**, v. 16, n. 2, p. 219-228, 1988.
- WOODS, R. A.; SIVAPLAN, M.; ROBINSON, J. S. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. **Water Resour. Res.**, v. 33, n. 5, p. 1061-1073, 1997.