

---

# Capítulo 1

---

## 1.1 PARÂMETROS DE SOLO-ÁGUA PARA A ENGENHARIA DE IRRIGAÇÃO E AMBIENTAL

Camilo de Lelis Teixeira de Andrade<sup>1</sup>  
Eugênio Ferreira Coelho<sup>2</sup>  
Lairson Couto<sup>3</sup>  
Elio Lemos da Silva<sup>4</sup>

### 1.1.1 INTRODUÇÃO

O solo funciona como suporte físico e reservatório de água para as plantas, além de, na maioria dos casos, ser o fornecedor dos principais nutrientes necessários à produção. As partículas do solo, arranjadas em grânulos e agregados, constituem um meio poroso com grande diversidade de forma e geometria, o que confere ao sub-sistema solo-água grande complexidade. Esse tipo de arranjo afeta a interação entre a água e o solo no sistema maior, solo-água-plantas-atmosfera que, traduzida em termos de estado de energia da água na forma de potencial, governa inúmeros processos, entre os quais o movimento da água, nutrientes e agroquímicos no solo e a absorção de água e nutrientes pela planta. O entendimento e descrição quantitativa do sub-sistema solo-água é, portanto, um passo fundamental para o entendimento e quantificação do sistema maior, onde ocorre a maioria dos processos envolvidos na produção de alimentos e fibras.

Vários parâmetros e relações (funções), de interesse para a engenharia

---

<sup>1</sup> Pesquisador da Embrapa Milho e Sorgo, Caixa Postal 151, 35701-970, Sete Lagoas, MG, e-mail :camilo@cnpmc.embrapa.br

<sup>2</sup> Pesquisador da Embrapa Mandioca e Fruticultura, Caixa Postal 007, 44380-000, Cruz das Almas, BA, e-mail :ecoelho@cnpmf.embrapa.br

<sup>3</sup> Pesquisador da Embrapa Milho e Sorgo, e-mail: lairson@cnpmc.embrapa.br

<sup>4</sup> Professor da Universidade Federal de Lavras, Caixa Postal 37, 37200- Lavras, MG, e-mail: elemos@esal.ufla.br

de irrigação e ambiental, são utilizados para a descrição quantitativa do sistema solo-água. Esses dados são empregados para projeto de sistemas, no manejo das irrigações e no monitoramento e controle ambiental.

O objetivo deste texto é o de conceituar os principais parâmetros e relações empregadas para quantificar o sub-sistema solo-água e de descrever as metodologias disponíveis para as suas determinações. Também foi focalizada a aplicação prática e limitações na utilização desse tipo de informação.

### 1.1.2 TEXTURA E ESTRUTURA DO SOLO

A textura diz respeito a distribuição, por tamanho, das partículas sólidas que constituem o solo. As partículas do solo são tradicionalmente divididas em três frações de tamanho, areia, limo (ou silte) e argila. O tamanho de cada uma dessas frações varia com o sistema de classificação adotado. Sozinha, a textura de um solo indica apenas o diâmetro equivalente de suas partículas e não diz muito a respeito de suas propriedades físico-hídricas. Relações solo-água importantes para a irrigação requerem outras análises além daquela empregada na determinação da textura do solo. Todavia, informação sobre a textura do solo permite que se estabeleça uma faixa esperada para um certo parâmetro físico-hídrico. De um modo geral, para um dado tipo de solo, as características texturais são praticamente invariáveis com o tempo e pouco afetadas pelo ação do homem. Sua influência passa a ser indireta, através das variações do conteúdo de umidade do solo.

Estrutura refere-se ao arranjo das partículas do solo *in situ*, ou seja, como as partículas do solo estão agrupadas em condições de campo. A estrutura define também a geometria do espaço poroso do solo. Devido a complexidade do arranjo das partículas, não existe um método prático para se medir a estrutura do solo. Empregam-se outros parâmetros do solo como a densidade, porosidade, distribuição de poros e dos agregados e estabilidade dos agregados, entre outros, para inferir sobre a sua estrutura. Portanto, ao contrário da textura, a estrutura é, um descritor qualitativo das condições do solo. Solos com textura similar podem apresentar estruturas diferentes, dependendo do arranjo e do nível de agregação das suas partículas. Um exemplo típico são os solos tropicais sob vegetação de cerrado com textura argilosa, mas bem estruturados e altamente porosos, muito diferentes dos solos com textura similar descritos nos livros estrangeiros. Diferentemente da textura, a estrutura é altamente dinâmica, podendo variar muito com o tempo em função das mudanças nas condições naturais ou nas práticas de manejo do solo. É fundamental, portanto, que os

parâmetros de solo relacionados com a estrutura do solo e de interesse para o manejo da irrigação sejam monitorados ao longo do tempo e que as informações geradas sejam atualizadas nos modelos de controle e manejo das irrigações.

Tanto a textura quanto a estrutura conferem ao solo um espaço poroso e um arranjo de partículas característicos que, por sua vez, afetarão de alguma forma suas propriedades hídricas, tais como curva característica de retenção de água, limites de água disponível e condutividade hidráulica, todos de interesse para a irrigação e para as ciências ambientais. (HILLEL, 1970; CUENCA, 1989; REICHARDT, 1996).

Várias tentativas têm sido feitas para relacionar parâmetros físico-hídricos do solo de interesse para as ciências da irrigação e ambiental cuja obtenção requer equipamentos laboratoriais muitas vezes não disponíveis, com dados de textura e outras propriedades físicas mais acessíveis, tais como densidade do solo (SAXTON et al., 1986; MENG et al., 1987; ARRUDA et al., 1987; COELHO, 1993). ARRUDA et al. (1987) obtiveram melhor ajuste aos dados medidos do limite superior de água disponível ( $\theta_{cc}$ ) com o modelo quadrático ( $\theta_{cc} = 3,1 + 0,629SA - 0,0034SA^2$ , SA = silte + argila) e para o limite inferior de água disponível ( $\theta_{pmp}$ ), com o modelo hiperbólico ( $\theta_{cc} = 398,9 SA / (1308,1 + SA)$ ), considerando amostras deformadas. As diferenças entre os resultados de avaliações isoladas tem levado a um consenso sobre a viabilidade de uso desses modelos, entretanto, os mesmos devem ser calibrados em nível local para maior confiabilidade (MENG et al., 1987).

### 1.1.3 RELAÇÕES DE MASSA E VOLUME EM UM ELEMENTO DE SOLO

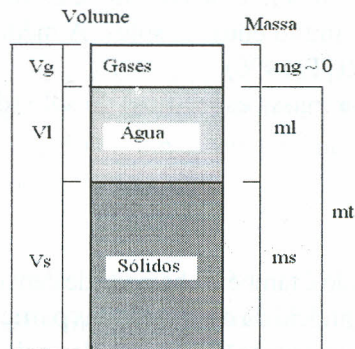


FIGURA 1.1.1 – Esquema do Volume Elementar de Solo com Três Fases



Para facilitar a derivação das relações básicas empregadas nas determinações de alguns parâmetros, o solo é representado por um volume elementar de solo, com três fases, conforme o esquema simplificado da Figura 1.1.1 (HILLEL, 1970). A massa de gases ( $m_g$ ) é considerada desprezível ( $m_g = 0$ ),  $m_l$  é a massa de líquidos e  $m_s$  é a massa de sólidos. A massa total de solo ( $m_t$ ) é dada pela relação:

$$m_t = m_g + m_l + m_s \quad (1.1.1)$$

De forma similar,  $V_g$  é o volume de gases,  $V_l$  é o volume de líquidos e  $V_s$  é o volume de sólidos. O volume total é obtido por:

$$V_t = V_g + V_l + V_s \quad (1.1.2)$$

O volume de poros do solo ( $V_p$ ) é a soma do volume de gases ( $V_g$ ) com o volume de líquidos ( $V_l$ ), ou seja,  $V_p = V_g + V_l$ . As unidades normalmente empregadas são o grama (g) para massa e centímetro cúbico ( $\text{cm}^3$ ) para volume, ou seja, dimensão M para massa e  $L^3$  para volume. Baseado nessas relações entre volumes e massas, pode-se definir várias outras que passaremos a abordar a seguir.

### Densidade das Partículas e do Solo

A densidade (ou massa específica) das partículas do solo ( $d_p$ ) é dada pela relação:

$$d_p = \frac{m_s}{V_s} \quad (1.1.3)$$

A densidade das partículas, também chamada de densidade real do solo, depende da constituição mineralógica do solo e como esta varia pouco de solo para solo, ela não varia muito entre os solos. A média da maioria dos solos é  $2,70 \text{ g cm}^{-3}$  (REICHARDT, 1996).

A densidade (ou massa específica) do solo ( $d_s$ ) é obtida pela seguinte relação:

$$d_s = \frac{m_s}{V_t} \quad (1.1.4)$$

A densidade do solo é também chamada de densidade global ou densidade aparente do solo. Ao contrário da densidade das partículas, a densidade do solo é bastante afetada pelas intervenções provocadas pelo homem. A compactação do solo, causado pelo uso intensivo de maquinaria agrícola, reduz o volume total do solo ( $V_t$ ) para uma mesma massa ( $m_s$ ), fazendo com que a densidade do



solo aumente. A densidade do solo é, portanto, um indicador do grau de compactação do solo e pode afetar a capacidade de retenção e o movimento da água no solo.

### Porosidade do Solo

Porosidade (N) é um índice do volume relativo dos poros existentes no solo. É obtida pela relação:

$$N = \frac{V_p}{V_t} = \frac{(V_g + V_l)}{V_t} = \frac{(V_t - V_s)}{V_t} \quad (1.1.5)$$

Substituindo  $V_t$  e  $V_s$  das equações 1.1.3 e 1.1.4 na Equação 1.1.5 estabelece-se uma nova relação que pode ser empregada para determinar a porosidade do solo:

$$N = 1 - \left( \frac{d_s}{d_p} \right) \quad (1.1.6)$$

A unidade de porosidade é  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , dimensão  $\text{L}^3 \text{L}^{-3}$ , porém é comum expressar a porosidade também em termos de porcentagem (%), bastando para isso multiplicar as relações 1.1.5 e 1.1.6 por 100.

### Umidade e Armazenamento de Água no Solo

A umidade do solo pode ser expressa com base em peso ou em volume. A umidade em peso é dada por:

$$U = \frac{m_l}{m_s} \quad (1.1.7)$$

A unidade de umidade é  $\text{g g}^{-1}$  ou porcentagem se a Equação 1.1.7 for multiplicada por 100. A dimensão deve ser sempre  $\text{M M}^{-1}$ . Assumindo que a massa específica da água é  $1,0 \text{ g cm}^{-3}$ , tem-se que  $m_l = V_l \rho$ , o que permite determinar a umidade com base em volume:

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} = \frac{m_l}{V_t} \quad (1.1.8)$$

onde a unidade é em  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , dimensões  $\text{L}^3 \text{L}^{-3}$ , podendo, como no caso anterior, ser expressa em porcentagem, desde que a Equação 1.1.8 seja multiplicada por 100. Conhecendo-se a densidade do solo e a umidade com base em peso, pode-se também determinar umidade com base em volume:

$$\theta = U d_s \quad (1.1.9)$$

Em geral, mede-se ou estima-se a umidade com base em peso que é bastante simples e, conhecendo-se a densidade do solo, determina-se a umidade com base em volume. Em alguns casos em que amostras de solo não deformadas são coletadas, pode-se determinar simultaneamente a densidade do solo e a umidade com base em volume.

Uma vez que se expressa a quantidade de água do solo em lâmina, a umidade com base em volume torna-se extremamente importante no dimensionamento de sistemas e no manejo da irrigação, bem como na quantificação da dinâmica da água, essencial para a área de engenharia ambiental. Este dado pode ser também interpretado como a razão entre a lâmina de água armazenada por unidade de profundidade do perfil do solo. Dessa forma, empregando-se a Equação 1.1.10 apresentada a seguir, pode-se facilmente obter a umidade com base em volume, expresso em  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , em lâmina de água armazenada no perfil do solo.

$$A_l = \theta L \quad (1.1.10)$$

onde  $A_l$  é a lâmina de água em cm, armazenada na camada de espessura  $L$ , em cm, do perfil do solo. Para obter o armazenamento em todo o perfil, basta somar as lâminas armazenadas em cada camada (ou horizonte), para as quais se conhece a umidade.

Conhecendo-se a lâmina de água aplicada na superfície do solo, a porosidade e a umidade atual do perfil, pode-se utilizar a Equação 1.1.10 para ter uma estimativa da espessura da camada do solo que será umedecida. Da mesma forma, conhecendo-se a lâmina de água na superfície, pode-se determinar o acréscimo no conteúdo médio de água de uma certa camada do solo, de espessura  $L$ .

## Determinação da Umidade do Solo

O conhecimento do conteúdo de água no solo é fundamental nas práticas de irrigação e na quantificação da dinâmica de água e solutos no solo. A seguir serão descritos brevemente alguns dos principais métodos para a determinação do conteúdo de água do solo.

### Método gravimétrico

No método gravimétrico a amostra de solo coletada com trado ou simplesmente cavando-se o solo é pesada quando úmida e pesada novamente

após permanecer em estufa a 105-110 °C até adquirir peso constante. Uma alternativa para estufa é a utilização de forno de microondas (KLUTE, 1986). A secagem em estufa ou microondas remove a água “retida” entre as partículas do solo mas não remove a água estrutural, presa na matriz das argilas. A diferença de peso entre o solo úmido e seco é a massa de água existente na amostra do solo. Empregando-se a Equação 1.1.7, determina-se a umidade com base em peso,  $U$  ( $\text{g g}^{-1}$ ). A umidade com base em volume é determinada utilizando-se a Equação 1.1.9, desde que se conheça a densidade do solo. Quando a amostra é coletada empregando-se cilindros volumétricos, o volume da amostra coletada em campo é conhecido, permitindo que se determine a umidade diretamente com base em volume através da Equação 1.1.8, desde que se assumam a densidade da água de  $1,0 \text{ g cm}^{-3}$ . Maiores detalhes do método gravimétrico para determinação da umidade do solo podem ser encontrados em KLUTE (1986) e EMBRAPA (1997).

### Sonda de Neutrons

A sonda de neutrons emprega fontes radioativas (Americio e Berilo) para emitir neutrons rápidos que, após termalizados pelos átomos de hidrogênio da água do solo, são contados por um detector. É um método que vem sendo utilizado há muitos anos mas tende a cair em desuso devido aos potenciais problemas causados pela emissão de neutrons e de radiação durante a sua operação. A sua resolução espacial é relativamente pobre mas a resolução temporal é razoável e por isso tem sido utilizada em estudos de dinâmica de água no solo (REICHARDT, 1996). A utilização da sonda de neutrons para manejo de irrigação tem sido muito limitada ou quase inexistente no Brasil. O equipamento requer calibração específica para o local de medição da umidade e a coleta automática de dados é possível em um único ponto de amostragem o que limita ainda mais a sua utilização.

### Reflectometria com Domínio de Tempo – TDR

TDR, que significa “Time Domain Reflectometry”, é um dos métodos de determinação da umidade do solo mais promissores pois não apresenta riscos para a saúde do operador como a sonda de neutrons, não necessita calibração para a maioria dos solos, é altamente sensível às variações da umidade do solo e permite a coleta automática de dados e automação de operações da irrigação. Tem a desvantagem de apresentar um custo relativamente elevado para ser empregado em área de produtores e de requerer a instalação das guias de onda



em trincheiras quando se quer realizar medições em profundidades maiores no perfil do solo.

## Outros Métodos de Determinação de Umidade do Solo

Há vários outros métodos para a estimativa ou medição da umidade do solo. Alguns desses métodos são obsoletos, outros estão em desenvolvimento e ainda não estão prontos para serem utilizados de forma prática na pesquisa ou manejo da irrigação. Pode-se listar alguns desses métodos: (i) Sonda de raio gama, apresenta risco de radiação e está cada vez mais em desuso; (ii) Sensores (blocos) baseados na resistência elétrica, capacitância e dissipação de calor são empregados para estimativa do potencial da água no solo; (iii) Ressonância nuclear magnética, fibra ótica e métodos geofísicos como radar, microondas e ultra-som (OR e WRAITH, 1997) ainda não são práticos ou não apresentam custos baixos o suficiente para serem empregados em determinações repetitivas, mesmo em pesquisa.

### 1.1.4 BALANÇO DE ÁGUA NO SOLO

Uma aplicação das informações da umidade é o balanço de água no solo ou balanço hídrico. A equação básica que descreve o balanço de água no solo é (OR e WRAITH, 1997; REICHARDT, 1996):

$$P + I = ET + DR + ES - \Delta A \quad (1.1.11)$$

onde P é a precipitação, I a irrigação, ET é a evapotranspiração, DR a drenagem e percolação profunda, ES o escoamento superficial e  $\Delta A$  é a variação do armazenamento de água no perfil (com o tempo), todos expressos em lâmina. Todos esses parâmetros estão associados com um certo intervalo de tempo. Em geral, convencionou-se que lâminas que entram em uma certa camada do perfil do solo recebem sinal positivo e as que deixam essa camada recebem sinal negativo. Medições da umidade do solo e de dados climáticos ao longo do tempo juntamente com a Equação 1.1.11 podem ser empregadas em várias situações, entre as quais, o manejo da irrigação, a determinação da evapotranspiração, da drenagem e da percolação profunda. O balanço pode ser aplicado tanto em pequena escala como uma gleba irrigada, quanto em grandes áreas como uma bacia hidrográfica.

### 1.1.5 POTENCIAL DA ÁGUA NO SOLO

O potencial da água no sistema solo-água refere-se a habilidade do sistema em executar um certo trabalho, medido com relação a algum estado de referência. O estado de referência adotado é geralmente a água livre, na mesma temperatura da água do sistema solo-água e submetida à pressão atmosférica. Do ponto de vista macroscópico, a diferença de potencial entre dois sistemas solo-água é o trabalho que um dos sistemas é capaz de realizar com relação ao trabalho que pode ser realizado pelo segundo sistema. Essa diferença é a força que causa o movimento da água no sistema solo-água (CUENCA, 1989). Portanto, o potencial da água no solo é um elemento chave para o entendimento de processos como infiltração e redistribuição da água, a condutividade hidráulica e a dinâmica de água e solutos no sistema solo-água. Na análise tradicional do sistema solo-água, considera-se que a água move sempre de um ponto com potencial mais elevado para um ponto com potencial menor.

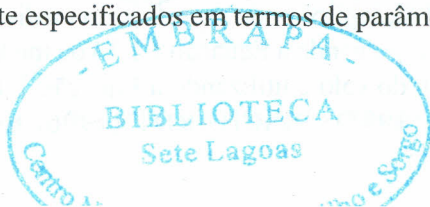
O potencial total da água no solo pode ser expresso como a soma de vários componentes:

$$\Psi_T = \Psi_m + \Psi_s + \Psi_p + \Psi_z \quad (1.1.12)$$

$\Psi_T$  é o potencial total,  $\Psi_m$  é o potencial matricial,  $\Psi_s$  é o potencial de solutos,  $\Psi_p$  é o potencial de pressão,  $\Psi_z$  é o potencial gravitacional. A unidade de potencial pode ser (i) energia por unidade de massa ( $\text{J Kg}^{-1}$ ), dimensão  $\text{L}^2\text{t}^{-2}$ , (ii) energia por unidade de volume (Pa), dimensão  $\text{ML}^{-1}\text{t}^{-2}$  e energia por unidade de peso (m), dimensão L. As unidades mais comuns, para expressar o potencial da água no solo, são o *Pascal* ou os seus submúltiplos e o *metro*.

#### Determinação dos Componentes do Potencial da Água no Solo

Muitos dos instrumentos empregados para determinar os componentes do potencial total da água no solo baseiam-se no princípio do equilíbrio (JURY et al., 1991). Os instrumentos, colocados em contato íntimo com o solo no ponto de medição, trocam água com este até atingirem o equilíbrio. Esse tipo de instrumento serve para medir ou estimar os componentes do potencial total que não estão completamente especificados em termos de parâmetros que possam ser medidos.



## **Determinação do Potencial Matricial**

O potencial matricial é o componente do potencial total que mais tem sido avaliado devido a sua importância para o manejo da irrigação e nos estudos do movimento da água no solo.

### *Tensiômetros*

O tensiômetro é um exemplo típico de instrumento que necessita entrar em equilíbrio com a água do solo para medir o potencial matricial (e algumas vezes o potencial de pressão) na faixa de +20 a -100 kPa. Os tensiômetros mais comuns utilizados na pesquisa empregam manômetro de mercúrio, enquanto os utilizados para manejo da irrigação em área de produtor empregam manômetros de bourdon ou vacuômetros. Atualmente é possível acoplar transdutores de pressão aos tensiômetros em substituição a esses dois tipos de manômetros, o que possibilita a coleta automática de dados utilizando computador ou coletor de dados (“datalogger”) (MOTOROLA, 1997) e permite a automação de algumas operações da irrigação, como acionar ou desligar bombas ou abrir e fechar válvulas solenóides.

### *Outros Métodos de Determinação do Potencial Matricial*

Blocos de resistência elétrica têm sido utilizados por muitos anos para relacionar o potencial matricial da água no solo com a resistência à passagem da corrente elétrica entre dois eletrodos inseridos no solo. A grande vantagem dos blocos de resistência elétrica é que modelos mais simples podem ser construídos localmente, a leitura pode ser automatizada com a utilização de computador ou coletor de dados e podem ser empregados para automatizar operações da irrigação. Todavia, eles necessitam calibração, podem apresentar grande variabilidade entre blocos, podem sofrer efeito da temperatura e da concentração da solução do solo, desgastam com o uso e são pouco precisos na faixa de potencial elevado (solo úmido).

### **Determinação do Potencial de Solutos**

O potencial de solutos pode ser estimado medindo-se a concentração de solutos no solo e empregando a Equação 1.1.13 ou medindo-se a condutividade elétrica da solução do solo e utilizando a Equação 1.1.14 (JURY et al, 1991; OR e WRAITH, 1997). REICHARDT (1996) todavia adverte que as



aproximações feitas para se chegar nas equações 1.1.13 e 1.1.14 são problemáticas e válidas apenas para soluções diluídas em que o potencial de solutos não é importante, especialmente na ausência de membrana semi-permeável.

Medidores de condutividade elétrica da solução do solo para uso em laboratório são muito comuns e amplamente descritos na literatura e rotineiramente utilizados nos laboratórios de solos do país. Para condições de campo, existem sensores que medem a condutividade elétrica do solo (não somente da solução). Estudos recentes demonstram que a TDR, empregada para medir o conteúdo de umidade do solo, pode também ser utilizada para estimar a condutividade elétrica do solo conforme descrevem com detalhes OR e WRAITH (1997).

### Determinação Conjunta do Potencial Matricial e de Solutos

Muitas vezes não é possível para um instrumento separar o efeito do potencial matricial do efeito do potencial de solutos. Dependendo da faixa de umidade do solo, as medições refletem o efeito combinado dos dois tipos de potencial ou apenas um deles quando o outro for muito desprezível. O psicrômetro é o exemplo típico em que na faixa de solo seco e com baixa concentração de solutos, pode ser utilizado para medir o potencial matricial pois o componente potencial de solutos torna-se desprezível.

### *Psicrômetro-Termopar*

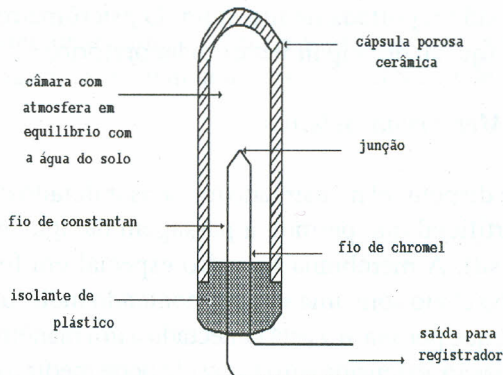


FIGURA 1.1.2 Esquema de um Psicrômetro Termopar

O princípio de funcionamento do psicrômetro de solo é o mesmo que o do psicrômetro utilizado na medição da umidade relativa da atmosfera (Figura 1.1.2). O psicrômetro termopar consiste num par termo-elétrico em que uma perna do par está inserida em uma cápsula cerâmica enquanto a outra é isolada para medir a temperatura ambiente (REICHARDT, 1996; OR e WRAITH, 1997). Ele mede a umidade relativa da atmosfera sobre ou dentro do solo e essa, por sua vez, está relacionada com o potencial da água no solo. Quanto mais seco estiver o solo, menos moléculas de água escapam para a atmosfera interna do solo, resultando em umidade relativa mais baixa. Concentrações elevadas da solução do solo têm efeito similar ao solo seco para abaixar a umidade relativa da atmosfera do solo. Isso faz com que seja impossível separar os efeitos osmóticos e mátricos da solução do solo no psicrômetro, o que limita a sua utilização em condições de solo muito seco, no qual predomina o efeito do potencial matricial. A umidade relativa em solos agrícolas, na faixa de umidade disponível para as plantas, varia de 98 a 100% o que simplifica a equação para determinar o potencial (OR e WRAITH, 1997):

$$\Psi_{ms} = 462 T \left( \frac{e}{e_o} - 1 \right) \quad (1.1.13)$$

onde  $\Psi_{ms}$  é o potencial em kPa, T a temperatura em K, “e” a pressão de vapor d’água no ar e “ $e_o$ ” é a pressão de vapor d’água no ar saturado. Vale lembrar que  $\Psi_{ms}$  combina o efeito do potencial matricial com o potencial de solutos. A utilização de psicrômetros em campo é limitada a estudos nos quais potenciais muito baixos (-7000 kPa) necessitam ser medidos (JURY et al., 1991). Aplicação prática desse instrumento para irrigação e ciências do meio ambiente não têm sido reportada na literatura. O psicrômetro é mais utilizado em trabalhos de pesquisa, principalmente em laboratório.

### *Sensor de Membrana Seletiva*

Encontra-se disponível no mercado um sensor dotado de uma membrana semi-permeável artificial que permite a passagem da água e não dos solutos (SOIL SENSOR, sd). A membrana de vidro especial em formato circular, é conectada a um tubo cheio com uma solução contendo moléculas grandes como o polietileno glicol, que por sua vez está conectado a um manômetro. A vantagem desse sensor em relação ao tensiômetro é que ele pode medir o efeito combinado do potencial matricial e do potencial de solutos na faixa de 0 a -1000 kPa.

## **Determinação do Potencial Gravitacional e de Pressão**

O potencial gravitacional é obtido medindo-se a distância vertical entre o ponto de interesse no solo até um plano de referência, que pode ser a superfície do solo ou o nível do lençol freático.

O potencial de pressão é medido utilizando-se um piezômetro que permite a obtenção do potencial de pressão em condições de lençol confinado ou não. Alguns autores separam a pressão hidrostática exercida pela água livre, da pressão exercida na água do solo por um lençol confinado. O piezômetro mede o efeito combinado dessas duas pressões que só ocorrem juntas quando o solo está saturado e existe um lençol confinado (JURY et al., 1991). O piezômetro nada mais é do que um tubo sem perfurações laterais (diferente de poço de observação) com ambas as extremidades abertas, inserido no solo utilizando-se trado. Após equilíbrio, a altura de água dentro do tubo corresponde ao potencial de pressão para o ponto na extremidade inferior do piezômetro. Para lençol não confinado, essa altura corresponde a distância do lençol até a extremidade inferior do piezômetro, mas para condição de lençol confinado a altura da água no seu interior é maior que a do lençol. Mais detalhes da instalação e medição do potencial de pressão podem ser obtidos em KLUTE (1986).

### **1.1.6 CURVA CARACTERÍSTICA OU CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO**

A relação funcional entre a umidade (com base em peso ou em volume) com o potencial matricial é chamada curva de retenção de água. Como para cada tipo de solo



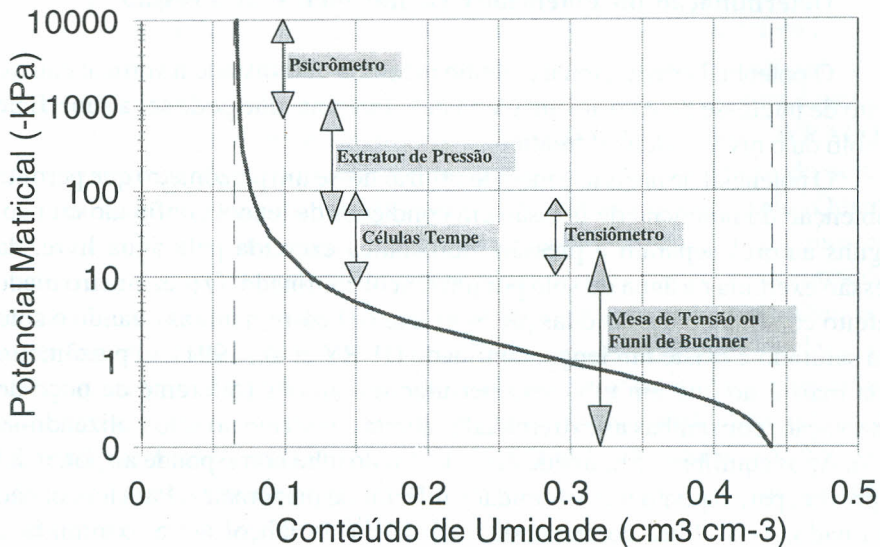


FIGURA 1.1.3. Faixa de Atuação dos Diversos Métodos de Determinação da Curva de Retenção de Água no Solo

existe um valor característico de umidade correspondente a um determinado valor de potencial matricial, essa relação funcional é também chamada de curva característica de umidade (REICHARDT, 1996). A curva de retenção é uma importante propriedade do solo relacionada com a distribuição dos poros, a qual é fortemente afetada pela textura, pela estrutura e por outros fatores, dentre os quais a matéria orgânica do solo. É um dado extremamente útil para projeto e manejo da irrigação, para a modelagem do fluxo de água no solo e para a determinação de outros parâmetros como a condutividade hidráulica do solo não saturado (OR e WRAITH, 1997).

### Medição da Curva de Retenção

A curva característica pode ser avaliada medindo-se a umidade do solo e o potencial matricial simultaneamente, empregando-se os métodos descritos anteriormente, durante mudanças sucessivas do conteúdo de água com o tempo (JURY et al., 1991). Vários métodos estão disponíveis para a determinação da curva de retenção, porém, para a obtenção de uma curva em toda a faixa de umidade que vai da saturação até a umidade residual, mais de um método tem

que ser empregado conforme pode ser visto na Figura 1.1.3 (OR e WRAITH, 1997).

### **Funil de Büchner e Mesa de Tensão**

São métodos de laboratório para determinação da curva de retenção na faixa de potencial matricial de 0 a um máximo de  $-50$  kPa (REICHARDT, 1996). No caso do funil, a amostra de solo é colocada sobre uma placa porosa assentada em sua base. A parte de baixo da placa é conectada a uma mangueira cuja extremidade oposta está ligada a um reservatório de água, formando uma coluna pendente. A porosidade da placa de pressão pode ser selecionada de acordo com o potencial matricial que se quer medir. Para medir potenciais mais baixos, placas com poros menores são utilizadas. A saturação da amostra, geralmente não deformada, colocada sobre a placa é feita elevando-se o reservatório da coluna pendente até que o seu espelho d'água nivele com o topo da amostra. Em seguida, o reservatório é abaixado para uma altura desejada (em função do potencial matricial que se quer aplicar) fazendo com que a água da amostra de solo seja forçada a sair. O fluxo de água ocorre até que o equilíbrio entre a força que retém a água no solo seja igual a força aplicada pela coluna pendente (REICHARDT, 1996). O potencial matricial é definido pela altura da coluna pendente e o conteúdo de umidade pode ser determinado de duas formas: (i) pesando-se a amostra, e determinando-se o conteúdo de umidade da mesma para o último ponto (maior altura da coluna pendente) e, (ii) medindo-se o volume de água coletado até atingir o equilíbrio que, juntamente com o valor da porosidade do solo, permite a determinação da umidade em volume para a atual situação de equilíbrio. Esse processo é repetido para posições da coluna pendente (valores de potencial matricial) que vão de zero até um valor máximo no qual a coluna pendente de água se rompe devido a entrada de ar através dos poros da placa. Após cada ponto, a amostra deve ser saturada novamente, elevando-se o reservatório de água. Uma bateria com vários funis pode ser montada permitindo que várias amostras sejam analisadas simultaneamente. Dessa forma, estabelece-se a curva de retenção para a faixa de solo úmido. Essa parte da curva de retenção é especialmente importante para estudos de perda de água, fertilizantes e agroquímicos que podem ocorrer no solo.

A mesa de tensão trabalha no mesmo princípio do funil de Büchner, exceto que no lugar de placa tem-se um meio poroso, constituído geralmente de uma areia fina, cuja distribuição dos poros é uniforme. A mesa de tensão permite que várias amostras sejam analisadas simultaneamente.

Embora simples, os métodos descritos acima, apresentam problemas tais



como: (i) dificuldade de contato solo-placa ou solo-meio poroso; (ii) perdas de água por evaporação durante o teste; (iii) variação da temperatura da água durante o teste e, (iv) distúrbio da amostra devido a sua manipulação.

### **Extrator de Pressão**

É um método de laboratório também chamado de extrator de membrana, extrator de placa porosa e extrator de Richards, que se presta para determinação de curva de retenção na faixa de  $-10$  kPa a  $-2000$  kPa. O equipamento utilizado nesse método consiste de uma câmara de pressão de aço ou ferro fundido, tendo em sua base uma placa de cerâmica ou membrana de celofane. A placa ou membrana permite a passagem da água mas não de ar até um certo limite de pressão aplicada. A parte inferior da placa ou membrana é ligada a atmosfera e a parte superior, que é a câmara propriamente dita, é conectada a uma fonte de gás comprimido (ar ou  $N_2$ ) (OR e WRAITH, 1997). Sobre a placa ou membrana coloca-se a amostra de solo saturado que pode ser solo peneirado ou amostra não deformada. O gás comprimido é aplicado com uma pressão desejada, fazendo com que a água seja forçada a sair do solo através da placa (ou membrana) porosa. O fluxo de água ocorre até que o equilíbrio entre a pressão aplicada e o potencial matricial com que a água está retida no solo seja atingido. A amostra é então retirada da câmara, pesada, recolocada sobre a placa porosa e deixada saturar novamente. Uma pressão de gás maior que a anterior é aplicada na câmara e o processo é repetido até o máximo valor que pode ser aplicado na placa ou membrana porosa, sem que passe o gás (pressão de borbulhamento). Se a amostra empregada é de solo peneirado, após cada ponto ela é retirada da placa, pesada e levada à estufa para determinação gravimétrica da umidade. Porém, se a amostra é não deformada, a determinação da umidade só ocorre após o último valor de pressão aplicado. Assim, os valores da umidade para os demais pontos de menor pressão também podem ser calculados e, juntamente com os valores da pressão aplicada expressa em kPa, determinam-se os pares de pontos da curva de retenção.

A maior limitação do extrator de pressão é o tempo gasto para atingir o equilíbrio na faixa de potenciais baixos, o longo tempo gasto para saturar placas porosas para potenciais pequenos, além de alguns dos problemas já mencionados para o funil de Büchner.



## **Células Tempe**

As células Tempe ou células de fluxo, funcionam como os extratores de placa porosa, porém são empregadas para potenciais na faixa de 0 a  $-100$  kPa. Apenas uma amostra de solo não deformada é colocada em uma célula metálica dotada de uma placa porosa em sua base. Após saturação da amostra a pressão de ar ou gás é aplicada como no extrator de pressão. Atingido o equilíbrio, todo o conjunto (célula e amostra de solo) é pesado. Dessa forma, conhecendo-se o peso inicial dos componentes da célula, determina-se o conteúdo de umidade atual da amostra que, juntamente com o valor da pressão aplicada convertida para kPa, constitui um par de pontos para a curva de retenção.

## **Psicrômetro Termopar**

O princípio de funcionamento desse instrumento já foi descrito na seção que trata da medição do potencial matricial e de solutos da água do solo. O método é empregado para medição do efeito combinado do potencial matricial e de solutos na faixa de valores menores (Figura 1.1.3). A utilização mais comum desse equipamento é em laboratório para complementar as medições do extrator de placa porosa. A vantagem do psicrômetro é a rapidez na determinação de potenciais muito baixos, que levaria muitos dias para serem obtidos com os extratores de placa porosa. A limitação é que o psicrômetro mede o efeito combinado do potencial matricial e de solutos da água do solo (OR e WRAITH, 1997).

## **Método Equilíbrio com Solução Salina**

Adicionando um certa quantidade de sal em um recipiente com água pura o nível de energia da água pura (potencial) é abaixado para um nível especificado. Se esse recipiente for colocado em contato com uma amostra de solo úmido, a água tende a fluir do solo para a solução até que o equilíbrio seja atingido. Se o recipiente com a solução salina for colocado junto com a amostra de solo em uma câmara hermeticamente fechada e com temperatura controlada, a água irá mover do solo para a solução através da fase de vapor. A água do solo evapora e condensa na superfície da solução. A interface água-ar do solo age com se fosse uma membrana semi-permeável. O método pode ser empregado para determinar potenciais de até  $-1500$  kPa (JURY et al., 1991).

## Métodos de Campo

Curvas de retenção determinadas em campo são consideradas as mais representativas das reais condições em que as plantas estão submetidas. Entretanto, pouco tem sido feito para desenvolver técnicas de determinação da curva de retenção *in situ* (OR e WRAITH, 1997). Um método comumente empregado consiste em instalar lado a lado no campo sensores de potencial matricial e de conteúdo de umidade e proceder medições com o tempo, à medida que a umidade do solo modifica-se. Variações nas condições de umidade do solo podem ser induzidas pela evaporação da água do solo ou através da extração pelas culturas. Atualmente tem sido empregada a TDR (Time Domain Reflectometry) juntamente com tensiômetros dotados de transdutores de pressão, ligados a um coletor de dados ou computador para o monitoramento simultâneo do potencial matricial e da umidade do solo. Uma alternativa para os tensiômetros, que tem faixa de atuação limitada, é a utilização de blocos de resistência elétrica (ou de dissipação de calor) calibrados para potencial matricial ou o emprego de psicrômetros termopar de campo.

As principais limitações dos métodos de campo são: (i) diferença no volume de solo amostrado pelos sensores de potencial e de conteúdo de umidade; (ii) medições da umidade são quase sempre instantâneas enquanto as determinações de potencial requerem tempo para atingir o equilíbrio e, (iii) faixa limitada de operação dos sensores e baixa precisão dos instrumentos de campo (OR e WRAITH, 1997).

## Modelos Matemáticos para Descrição da Curva de Retenção

A descrição matemática da curva de retenção é de interesse para a caracterização, modelagem e análise de diferentes solos e cenários físico-hídricos. Uma expressão matemática para a curva de retenção deve conter poucos parâmetros para simplificar a sua estimativa e descrever o seu comportamento, que é fortemente não linear, em toda a sua extensão (OR e WRAITH, 1997).

Um modelo muito utilizado é o desenvolvido por VAN GENUCHTEN (1980):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha \psi_m)^n} \right]^m \quad (1.1.14)$$

onde  $\theta$  é o conteúdo de umidade para um certo potencial matricial ( $\psi_m$ ),  $\theta_s$  é o conteúdo de umidade do solo na saturação,  $\theta_r$  é o conteúdo de umidade residual do solo e  $\alpha$ ,  $n$  e  $m$  são parâmetros que dependem da forma da curva de retenção. Assumindo que  $m = 1 - \frac{1}{n}$ , nota-se que os únicos parâmetros necessários para a Equação 1.1.14 são  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ .  $\theta_s$  é facilmente determinado com precisão empregando-se valores de densidade do solo e de densidade das partículas do solo, restando apenas  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$  para serem estimados através do ajuste do modelo não linear.

Um outro modelo mais antigo que ainda é largamente utilizado para descrever a curva de retenção é o de BROOKS E COREY (1964):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{\psi_b}{\psi_m} \right]^\lambda \quad \text{para } \psi_m > \psi_b$$

(1.1.15)

$$\theta = \theta_s \quad \text{para } \psi_m \leq \psi_b$$

Onde  $\psi_m$  é o potencial matricial da água no solo,  $\psi_b$  é a pressão de borbulhamento e os demais termos já foram definidos anteriormente. A pressão de borbulhamento é o menor valor de sucção que tem de ser aplicado a um solo saturado para remover a água “retida” nos maiores poros (JURY et al, 1991).

Para ambos modelos o potencial matricial é expresso em valores positivos (tensão) e a umidade em  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ .

O ajuste dos modelos 1.1.14 e 1.1.15 aos dados experimentais para a determinação dos parâmetros requer um mínimo de 5 a 8 pares de pontos e um programa que faça regressão não linear. Versões mais novas de planilhas eletrônicas como o Quattro Pro® possibilitam esse tipo de ajuste. Os passos para o ajuste do modelo de VAN GENUCHTEN (1980) são descritos a seguir:

1. Entrar com os dados experimentais de conteúdo de umidade e de potencial matricial em duas colunas da planilha;
2. Estabelecer células para cada parâmetro do modelo, ou seja,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ ; criar uma célula para que  $m$  seja calculado em função de  $n$ ;
3. Escrever valores iniciais aproximados para esses parâmetros; é essencial que os valores iniciais sejam próximos da solução, caso contrário o modelo de ajuste de regressão não linear pode convergir em um ponto de mínimo local e não global; consultar a literatura se for necessário;
4. Re-escrever a Equação 1.1.14 para  $\theta$  e entrar com ela na terceira coluna da planilha; referir às células que contêm valores iniciais dos parâmetros



- $\theta_s, \theta_r, \alpha, n$  e  $m$ ; essa coluna vai conter os valores estimados de  $\theta$  para cada valor experimental medido;
5. Preparar uma quarta coluna com os desvios entre  $\theta_{\text{medido}}$  e  $\theta_{\text{estimado}}$  ao quadrado, ou seja,  $(\theta_{\text{medido}} - \theta_{\text{estimado}})^2$ ;
  6. Definir uma célula com a soma dos quadrados dos desvios entre os valores medidos e estimados de  $\theta$ , ou seja,  $\sum[(\theta_{\text{medido}} - \theta_{\text{estimado}})^2]$ ;
  7. Aplicar o otimizador da planilha para minimizar a soma dos quadrados dos erros com as seguintes restrições:  $0 \leq m \leq 1$ ;  $\theta_r \geq 0$ ;
  8. Computar a variância dos valores de  $\theta_{\text{medido}}$  empregando uma função da planilha eletrônica;
  9. Computar o coeficiente de determinação da regressão ( $r^2$ ) em função dos desvios ( $\sum[(\theta_{\text{medido}} - \theta_{\text{estimado}})^2]$ ), do número de pontos ( $n_p$ ) e da variância dos valores medidos de  $\theta$  ( $\text{Var}[\theta_{\text{medido}}]$ ), da seguinte forma:

$$r^2 = 1 - \frac{\sum[(\theta_{\text{medido}} - \theta_{\text{estimado}})^2]}{(n_p \times \text{Var}(\theta_{\text{medido}}))} \quad (1.1.16)$$

10. Utilizar os valores ajustados dos parâmetros  $\theta_r, n$  e  $m$  para plotar a equação ajustada aos dados experimentais.

Um exemplo de curva de retenção para dois tipos de solo com os modelos de VAN GENUCHTEN (1980) e BROOKS e COREY (1964) ajustados, é mostrado na Figura 1.1.4. Note-se que na faixa de solo úmido os modelos diferem bastante. Há necessidade de mais pontos nessa faixa (especialmente se determinados em campo) para se obter um melhor ajuste.

## Histerese

A curva de retenção obtida através da extração de água de uma amostra de solo inicialmente úmida é diferente da curva de retenção obtida pelo umedecimento de uma amostra inicialmente seca, gerando o fenômeno chamado histerese. A histerese ocorre porque o potencial com que a água está retida no solo é determinado pelas condições na interface ar-água e pela natureza dos filmes de água no solo e não pela quantidade de água presente nos poros (JURY et al., 1991). Maiores detalhes para o entendimento desse fenômeno podem ser obtidos em OR e WRAITH (1997) e JURY et al. (1991).

A histerese impõe mais dificuldades para a descrição matemática da curva de retenção e para a sua utilização nas equações que descrevem o movimento de água no solo. Na maioria dos casos, o efeito da histerese é desprezado, entretanto, pode-se empregar curvas diferentes para condições em que ocorrem secamento e umedecimento do solo, como é o caso de evaporação da água do solo e infiltração, respectivamente (REICHARDT, 1996).

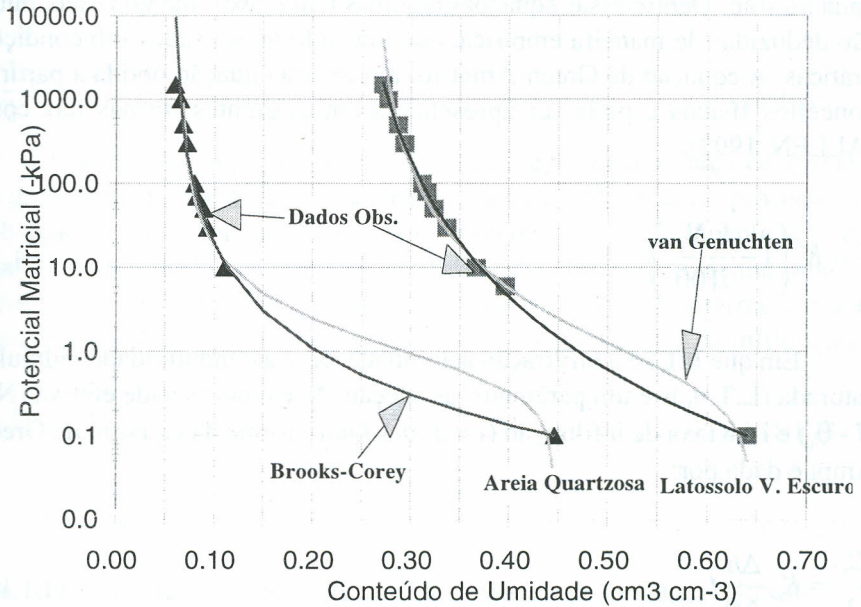


FIGURA 1.1.4 Curvas de retenção para dois tipos de solos com os Modelos van Genchten e Brooks-Corey

### 1.1.7 INFILTRAÇÃO E REDISTRIBUIÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

O conceito de infiltração como fluxo vertical unidimensional através da superfície do solo tem sido expandido nos últimos anos, principalmente devido a importância do fenômeno em irrigação por sulcos e localizada, onde ocorre fluxo bidimensional. A infiltração é a base de como aplicar água ao solo. Na irrigação por sulcos, faixas ou inundação, o dimensionamento do sistema pelo balanço volumétrico utiliza basicamente parâmetros de infiltração. O dimensionamento dos sistemas pressurizados, desde a irrigação por aspersão

convencional, pivô central ou a microirrigação, requer o conhecimento dos parâmetros de infiltração, no sentido de se evitar principalmente as perdas por escoamento superficial e percolação.

A infiltração de água no solo é afetada basicamente pelo seu conteúdo inicial de água, pela condutividade hidráulica da camada superficial do solo, pelo tempo decorrido desde o início da irrigação e pela presença de camadas de impedimento no perfil do solo.

Diversas equações podem ser usadas para descrever a infiltração de água no solo. Dentre essas equações algumas têm embasamento físico, outras são deduzidas de maneira empírica, que têm sido mais usadas sob condições práticas. A equação de Green-Ampt foi a primeira equação obtida a partir de conceitos físicos e pode ser apresentada em diferentes formas tais como (ALLEN, 1992):

$$I = K_o \left( 1 - \frac{h_i N_e}{i100} \right) \quad (1.1.17)$$

Em que  $I(L)$  é a infiltração acumulada,  $K_o$  é a condutividade hidráulica saturada ( $L.T^{-1}$ ),  $h_i$  é um parâmetro de sucção,  $N_e$  é a porosidade efetiva ( $N_e = N - \theta_v$ ) e  $i$  é a taxa de infiltração ( $i = dI/dt$ ). Outra forma da equação de Green-Ampt é dada por:

$$\frac{L_f^2}{2} = K_o \frac{\Delta h}{\Delta \theta} t \quad (1.1.18)$$

Onde  $\Delta h = h_o - h_i$  e  $\Delta \theta = \theta_o - \theta_i$ , com  $h_o$  e  $\theta_o$  representando o potencial matricial e conteúdo de umidade dentro da frente de umedecimento e  $h_i$  e  $\theta_i$  o potencial e conteúdo de umidade inicial além da frente de umedecimento.  $L_f$  é a profundidade da frente de umedecimento (OR e WRAITH, 1997).

As vantagens de se usar a equação de Green-Ampt são: (i) facilidade de uso, se  $K_o$  e  $\theta_v$  forem conhecidos; (ii) a equação pode ser usada para estimar a curva de infiltração antes da ocorrência da infiltração; (iii) os coeficientes são baseados em conceitos físicos, o que permite o uso da mesma equação para uma ampla faixa de  $\theta_i$ .

As desvantagens residem principalmente na dificuldade de obtenção de  $h_i$  e de  $K_o$  e que no uso da equação assume-se valores constantes dos parâmetros  $h_o$ ,  $K_o$  e  $\theta_o$  em toda a faixa úmida do solo a montante da frente de umedecimento



e uma mudança abrupta dos potenciais matriciais  $h_0$  para  $h_1$  na interface da frente umedecimento com o solo seco. Assim, o uso dessa equação torna-se limitante quando se leva em conta a variabilidade espacial do solo, como é o caso da ocorrência de extratos no perfil.

PHILIP (1957, 1969) deduziu analiticamente, da equação de Richards, a equação da infiltração acumulada e da taxa de infiltração horizontal dadas por:

$$I = St^{\frac{1}{2}} \quad (1.1.19)$$

$$i = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} \quad (1.1.20)$$

Onde  $S$  é a “sorpitividade” ( $L T^{-1/2}$ ) que representa a força decorrente dos gradientes de potencial matricial do solo cuja influência no processo de infiltração se reduz com o tempo,  $t$  é o tempo desde o início da aplicação de água ( $T$ ). Para a infiltração vertical, PHILIP (1957, 1969) obteve uma solução na forma de série infinita de  $t^{1/2}$ , truncada nos dois primeiros termos, o que gerou as seguintes equações para infiltração acumulada e taxa de infiltração:

$$I = St^{\frac{1}{2}} + A_1 t \quad (1.1.21)$$

$$i = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + A_1 \quad (1.1.22)$$

onde  $A_1$  é um parâmetro de ajuste que depende das propriedades do solo.

A variabilidade dos parâmetros de solo envolvidos nas equações de infiltração derivadas analiticamente tem levado ao uso mais generalizado de equações empíricas na avaliação da infiltração de água no solo. Várias equações empíricas têm sido propostas para descrever a infiltração de água no solo, entretanto a equação usada na maioria dos casos é a de Lewis (Kostiakov) citado por OR e WRAITH (1997):

$$I = at^b \quad (1.1.23)$$

$$i = \frac{dl}{dt} = abt^{b-1} \quad (1.1.24)$$

Onde  $a$  e  $b$  são parâmetros de ajuste da regressão.

A vantagem da utilização da equação de Lewis reside principalmente na facilidade de uso e calibração para as condições de campo. Entretanto, uma

vez calibrada a equação e obtidos os coeficientes  $a$  e  $b$ , ela só será válida para solos de mesmas características físicas e  $\theta_i$  similar ao valor da calibração.

Sob condições de fluxo bidimensional, tal como ocorre em irrigação por sulco ou tridimensional como é o caso do gotejamento, o processo de infiltração difere da situação de fluxo unidimensional, principalmente quanto ao regime de distribuição de água. Sob fluxo multidimensional, a distribuição do conteúdo de água ou de potencial matricial atinge valores constantes após certo tempo, quando a infiltração excede o valor de  $K_0$  como resultado do balanço entre forças devido a gradientes de potencial matricial e gravitacional. Sob fluxo unidimensional a frente de umedecimento avança indefinidamente no perfil do solo, com a taxa de infiltração igual a  $K_0$ , como resultado de um gradiente de potencial gravitacional unitário.

Em condições de fluxo multidimensional, o processo de infiltração e redistribuição é mais frequentemente descrito por soluções numéricas da equação de Richards. A seguinte solução analítica aproximada foi derivada por WOODING (1968) para descrever a taxa de infiltração sob regime de fluxo permanente a partir de uma fonte circular na superfície do solo:

$$i_f = K_o + \frac{4K_o}{\pi r_s \beta} \quad (1.1.25)$$

Em que  $r_s$  é o raio da circunferência (fonte) molhada, na superfície do solo, e  $\beta$  a declividade da curva referente a  $K(\psi)$ . O uso dessa equação em condições práticas tem sido limitado, principalmente pela dificuldade de determinação dos propriedades hídricas do solo que a mesma necessita.

A medição da infiltração no campo pode ser feita por diversos métodos, entretanto, a seleção do mais adequado depende principalmente dos objetivos do trabalho e do tipo de irrigação a ser usado. O método mais utilizado para representar o fluxo vertical, unidimensional de água no solo tem sido o do infiltrômetro de anel, usando dois anéis concêntricos. Esse método ou outros usando infiltrômetros de aspersor podem ser usados para determinação da infiltração acumulada ou taxa de infiltração, para irrigação por aspersão. No caso da irrigação por sulcos a medição de infiltração mais adequada pode ser feita pelo método da entrada e saída de água no sulco, ou pelo infiltrômetro de sulco. A infiltração considerando o fluxo multidimensional de água no solo pode ser avaliada pelo método do permeâmetro de disco (PERROUX e WHITE, 1988) ou pelo método do gotejador (SHANI et al., 1987).

O processo de redistribuição consiste na dinâmica da água no solo durante e em seguida ao processo de infiltração, no qual se verifica continuo movimento



de água em decorrência de gradientes de potencial gravitacional e matricial da água no solo. É um processo complexo, uma vez que o conteúdo de água tende a reduzir-se nas zonas inicialmente mais úmidas e a aumentar nas zonas inicialmente mais secas. Esse processo é sensivelmente afetado pela absorção de água pelas raízes o que torna a dinâmica de água ainda mais complexa.

No caso do escoamento unidimensional resultante de irrigação por superfície, tal como inundação, ou por aspersão, a redistribuição será predominantemente vertical. Cessada a irrigação, a frente de umedecimento se aprofunda no perfil de solo, o conteúdo de umidade local tende a reduzir-se, havendo também redução na condutividade hidráulica, nos gradientes de potenciais e no movimento da frente de umedecimento. No caso do escoamento tridimensional, como ocorre em gotejamento, a dinâmica de água é dependente tanto dos gradientes de potenciais devido às forças de tensão ou sucção, como também devido a gravidade.

A descrição da redistribuição de água no solo tem sido apresentada de forma analítica e numérica. Os modelos ou equações resultantes das soluções analíticas da equação de Richards apresentam vantagens por apresentarem um panorama geral da dinâmica de todo o perfil num só tempo, congregando assim uma enorme gama de informações, além de fazer uma ligação instantânea entre os parâmetros de entrada e de saída dos modelos. Como desvantagens, esses modelos estão sujeitos as limitações decorrentes da eliminação de várias variáveis envolvidas no processo e dos artifícios que são assumidos na dedução das soluções.

Diversas soluções analíticas aproximadas foram derivadas para diferentes situações da fonte de emissão de água (RAATS, 1971; WARRICK, 1974; LOMEN e WARRICK, 1974; REVOL et al., 1995) sob condições de regime permanente, sem presença de planta. Alguns trabalhos têm sido feitos incluindo a absorção de água pelas raízes na dinâmica de água, resultando em soluções aproximadas como as de WARRICK et al. (1979), de JARVIS (1989) e mesmo pela combinação de soluções analíticas com modelos paramétricos de distribuição de intensidade de absorção de água pelas raízes (OR e COELHO, 1996).

As soluções numéricas da equação de Richards que descrevem a dinâmica ou redistribuição de água no solo com ou sem absorção de água pelas raízes eram anteriormente mais difíceis de serem operadas pelas limitações dos computadores, o que não ocorre mais atualmente. Essas soluções não estão sujeitas as limitações citadas das soluções analíticas, mas dependem da precisão dos parâmetros de entrada, principalmente dos parâmetros físico-hídricos necessários aos modelos. Podem ser empregadas técnicas de diferença finita (BRANDT et al., 1971; BRESLER et al., 1971; FEDDES et al., 1974) ou



elemento finito (CLAUSNITZER e HOPMANS, 1994).

### 1.1.8 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E NÃO SATURADA

A condutividade hidráulica saturada é uma das características físico-hídricas do solo de maior utilidade na engenharia de irrigação e ambiental. É um parâmetro que está presente em todas as áreas que tratam de escoamento de água no solo, seja em estudos de água subterrânea, em drenagem agrícola ou em irrigação. A condutividade hidráulica está presente em todas as equações de dimensionamento de sistemas de drenagem, tanto em condições de regime de escoamento permanente como não permanente. Da mesma forma está presente tanto nos modelos numéricos como analíticos, relativos a hidráulica de poços em aquíferos, intrusão em aquíferos e em hidrologia de águas subterrâneas em geral. Também está presente nas soluções numéricas ou analíticas da equação de Richards de infiltração e redistribuição uni, bi ou tridimensional de água no solo, em decorrência de diferentes geometrias de fontes (ponto fonte, linha fonte). Matematicamente, a condutividade hidráulica saturada pode ser definida como a constante de proporcionalidade da lei de Darcy, entretanto, esse parâmetro pode ser deduzido do escoamento em um feixe de capilares, o que lhe dá muito mais sentido físico:

$$K_o = \frac{N\delta^2 \rho g}{32\mu} \frac{\partial l}{\partial s} \quad (1.1.26)$$

Em que  $K_o$  é a condutividade hidráulica saturada ( $L T^{-1}$ )  $N$  é a porosidade do meio ( $L^2$ ),  $\delta$  o diâmetro do poro ( $L$ ),  $\rho$  a massa específica da água ( $M.L^{-3}$ ),  $g$  a aceleração da gravidade ( $L.T^{-2}$ ),  $\mu$  a viscosidade dinâmica do fluido ( $M.T^{-1}.L^{-1}$ ),  $\partial l/\partial s$  representa a tortuosidade. Dessa equação, observa-se que a condutividade hidráulica saturada é dependente da permeabilidade intrínseca do solo, representada por  $N\delta^2/32.\partial l/\partial s$  e da massa específica e viscosidade do fluido, i.e.,  $\rho g/\mu$ .

Existem diversos métodos para a determinação da condutividade hidráulica saturada, tanto em laboratório (permeâmetro de carga constante ou variável), como no campo, tais como o método do trado, do piezômetro, método do poço seco, além de outros (PIZARRO, 1978; CRUCIANI, 1980).

A condutividade hidráulica não saturada tem o mesmo conceito físico da condutividade hidráulica saturada no que diz respeito a característica hidrodinâmica, que expressa a maior ou menor facilidade de escoamento de

água no meio poroso. Ela é uma função não linear do conteúdo de água do solo ( $K(\theta)$ ) ou do potencial matricial ( $K(\psi_m)$ ) (OR e WRAITH, 1997).

Existem métodos para se obter a condutividade hidráulica não saturada no campo tal como o método do perfil instantâneo (WATSON, 1966), ou o método do permeâmetro de disco (PERROUX e WHITE, 1988). Entretanto, o uso prático desse parâmetro está relacionado à descrição e estimativa da distribuição de umidade ou de potencial no solo, o que é feito através de soluções analíticas e numéricas da equação de Richards. Isto requer mais uma função matemática do que um valor médio absoluto da condutividade. Esse parâmetro constitui um fator fundamental na derivação dessas soluções, por ser uma das principais causas da não linearidade das mesmas. A forma de expressar  $K(\theta)$  ou  $K(\psi_m)$  possibilita muitas vezes a linearização das soluções.

Uma expressão simples e talvez das mais úteis principalmente na dedução de soluções analíticas de distribuição de umidade ou de potencial da água no solo é a de GARDNER (1958):

$$K(\psi) = K_o e^{\alpha\psi} \quad (1.1.27)$$

Praticamente todas as equações analíticas de distribuição de água no solo existentes na literatura foram deduzidas com o uso da equação de GARDNER (1958), como artifício de linearização. Embora essa equação tenha limitações por assumir o valor de  $K_o$  constante, o que não ocorre na prática (PARLANGE e HOGART, 1985; COELHO e OR, 1996).

MUALEM (1976) desenvolveu uma expressão para a condutividade hidráulica, com base em feixe de capilares, que tem se tornado extremamente útil na obtenção de equações mais acessíveis de determinação daquele parâmetro:

$$K(\Theta) = K_o \Theta^{m+2+\frac{2}{\lambda}} \quad (1.1.28)$$

Onde  $\Theta = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ , ou saturação efetiva (veja equações 1.1.14 e 1.1.15),  $m$  é um fator dependente principalmente da tortuosidade e  $\lambda$  que é um parâmetro do solo relacionado a porosidade. VAN GENUCHTEN (1980) deduziu uma expressão para a condutividade hidráulica não saturada introduzindo

a Equação 1.1.14 na Equação 1.1.28 e considerando  $m = 1 - \frac{1}{n}$ :

$$K(\Theta) = K_o \Theta^{\frac{1}{2}} \left[ 1 - \left( 1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (1.1.29)$$

Em termos de potencial matricial a expressão fica:

$$K(\psi) = K_o \frac{\left\{1 - (\alpha\psi)^{n-1} \left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m\right\}^2}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^{\frac{m}{2}}} \quad (1.1.30)$$

onde “n”, “m” são parâmetros dependentes da pressão de borbulhamento e da distribuição do tamanho de poros. Esses parâmetros juntamente com  $\alpha$  são aqueles ajustados para o modelo não linear (Equação 1.1.14), que descreve a curva de retenção de água no solo.

De forma similar expressões para a condutividade hidráulica não saturada podem ser deduzidas da Equação 1.1.28 para  $m=1$  obtendo-se a condutividade hidráulica não saturada como função da saturação efetiva  $K(\Theta)$  similar a de BROOKS E COREY (1964):

$$K(\theta) = K_o \Theta^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (1.1.31)$$

onde  $\lambda$  é um parâmetro obtido através do ajuste da Equação 1.1.15 aos dados de curva de retenção de água no solo.

Em termos de  $\psi$  a expressão fica da seguinte forma:

$$K(\psi) = K_o \left( \frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-2-3\lambda} \quad (1.1.32)$$

Onde os parâmetros  $\psi_b$  e  $\lambda$  são os mesmos estimados através do ajuste do modelo não linear (Equação 1.1.15) para a curva de retenção de umidade.

### 1.1.9 LIMITE SUPERIOR DE ÁGUA DISPONÍVEL

O solo funciona como um reservatório de água para as plantas, porém, um reservatório que apresenta vazamento e que tem dois níveis, um superior e outro inferior. A quantidade de água que o “reservatório” solo consegue armazenar e que pode estar disponível para as plantas depende de várias condições e não apenas do solo, como era aceito no passado. CASSEL e NIELSEN (1986) listam os principais fatores que podem afetar a capacidade do solo de reter água.

Sabe-se atualmente que, após a infiltração de uma chuva ou irrigação, a umidade do solo reduz com o tempo através da drenagem com taxas cada vez menores, porém nunca nulas. O fato de o conteúdo de umidade permanecer



aproximadamente constante com o tempo após a infiltração, também não garante que não esteja ocorrendo percolação profunda. A água pode estar movendo com taxas constantes (“steady-state”), conforme observam JURY et al. (1991). Assume-se que, em certo momento, a taxa de percolação profunda é pequena o suficiente para ser desprezada e que nesse ponto, o conteúdo de umidade do solo é o limite superior de água disponível ou capacidade de campo. O problema é que até o presente momento não está definida a taxa de percolação profunda que pode ser considerada desprezível (CASSEL e NIELSEN, 1986; JURY et al, 1991; REICHARDT, 1996).

Muitas tentativas têm sido feitas para associar o limite superior de água disponível com o conteúdo de umidade do solo em equilíbrio com  $-10$  ou  $-33$  kPa. Essa definição desconsidera o fato de que o equilíbrio da água no solo depende das propriedades de transmissão do meio poroso como um todo e do gradiente de potencial total, e não somente do estado de energia da água em um ponto particular do perfil. Além do mais, devido ao formato da curva de retenção naquela faixa de potencial, grandes erros podem ser cometidos na obtenção do valor da umidade do solo na capacidade de campo associado com um determinado valor de potencial matricial (JURY et al, 1991).

Apesar das limitações do conceito de capacidade de campo, essa é uma informação importante e continuará sendo necessária. O que deve ser feito, todavia, é a determinação do limite superior de água disponível no campo. CASSEL e NIELSEN (1986) e REICHARDT (1996) descrevem os procedimentos de campo e as metodologias para determinação do limite superior de água disponível, com a vantagem que o mesmo experimento pode ser utilizado para a obtenção tanto da capacidade de campo quanto da condutividade hidráulica do solo não saturado. A maior dificuldade em aplicar essa técnica ainda é o estabelecimento do momento de se assumir que o solo atinge a capacidade de campo ou que a taxa de percolação profunda torna-se desprezível. Nota-se, pela Figura 1.1.5, que mesmo aos 38 dias após a saturação e cobertura com plástico de uma parcela em Areia Quartzosa, ocorre redução da umidade do solo e que o potencial matricial não abaixou além de  $-6,5$  kPa (ANDRADE et al., 1991). No local estudado, o solo apresenta um gradiente textural no qual as camadas sub-superficiais são menos permeáveis e afetam toda a dinâmica da água no seu perfil. Assumiu-se que o solo atingiu a capacidade de campo quando as variações no conteúdo de umidade com o tempo fossem menores que  $0,005 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , considerando que essa água em processo de drenagem pudesse ser absorvida pelas plantas devido as condições de alta demanda evaporativa da região. O valor do potencial matricial do solo na capacidade de campo, medido com tensiômetro, foi de  $-4,5$  kPa, muito maior do que  $-33,0$  kPa recomendado

para solos arenosos. Portanto, como já foi mencionado, grandes erros podem ser cometidos se o limite superior de água disponível for obtido a partir de curvas de retenção determinadas em laboratório e que aquela informação deve ser obtida a partir de experimentos de campo.

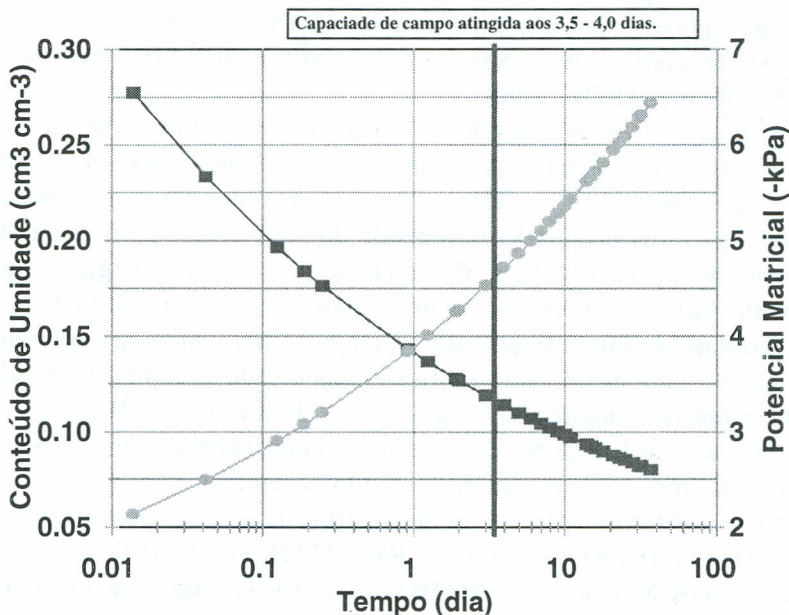


FIGURA 1.1.5 – Curvas de depleção de água a 10 cm de profundidade em Areia Quartzosa, Parnaíba, PI

### 1.1.10 LIMITE INFERIOR DE ÁGUA DISPONÍVEL

O nível inferior do “reservatório” solo é o limite inferior de água disponível, também chamado de ponto de murcha permanente. Esse é um outro dado de solo-água que no passado era considerado uma constante. Na prática assume-se que o limite inferior de água disponível ocorre quando a planta não consegue extrair água do solo a uma taxa suficiente para suprir a demanda atmosférica e assim murcha irreversivelmente e morre (OR e WRAITH, 1997). Como no caso da capacidade de campo, sabe-se que o ponto de murcha permanente varia com uma série de fatores, entre os quais a espécie e sistema radicular da



planta, a demanda climática e as propriedades de transmissão de água do solo (ALLEN, 1992). O potencial matricial da água do solo no ponto de murcha permanente pode variar de  $-1000$  a  $-2000$  kPa, sendo que o valor de  $-1500$  kPa é quase sempre empregado na prática. Ao contrário do que ocorre com o limite superior de água disponível, os erros cometidos na determinação do ponto de murcha permanente representam pequenas variações em termos de conteúdo de umidade do solo e, de fato, podem ser desprezíveis.

Não se deve confundir o ponto de murcha permanente com o murchamento temporário que pode ocorrer com certas plantas durante o período da tarde e que não afeta a produtividade da cultura.

Finalmente, deve-se lembrar que na prática a planta nunca deve ser submetida ao murchamento permanente. Para a maioria das culturas, as irrigações são planejadas para retornarem muito antes de se consumir 50% da água disponível. A determinação do momento ótimo de se retornar as irrigações para cada cultura e condição edafoclimática é, portanto, muito mais importante que o próprio limite inferior de água disponível. Essa informação já está definida para a maioria das culturas de clima temperado (ALLEN, 1992), mas carece de ser obtida para muitas espécies tropicais, especialmente fruteiras, cultivadas no Brasil.

### 1.1.11 ÁGUA DISPONÍVEL

A principal aplicação dos conceitos de limite superior e inferior de água disponível é na determinação da quantidade de água disponível do solo para as plantas. Do ponto de vista de engenharia de irrigação e ambiental, o conceito de limite superior de água disponível ainda é de extrema importância, tanto para projeto e manejo das irrigações, quanto para o monitoramento e modelagem do transporte de água e agroquímicos no solo. Em termos numéricos calcula-se a água disponível empregando-se a seguinte equação:

$$\theta_{ad} = \theta_{cc} - \theta_{pmp} \quad (1.1.33)$$

onde  $\theta_{ad}$  é a água disponível ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_{cc}$  é o conteúdo de umidade do solo na capacidade de campo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_{pmp}$  é o conteúdo de umidade do solo no ponto de murcha permanente. Vale lembrar que a água disponível deve ser determinada para cada camada ou horizonte do perfil do solo e que o valor em termos de lâmina pode ser obtido empregando-se a Equação 1.1.10, onde  $L$  é a espessura da camada. No caso de projeto de sistemas ou manejo da irrigação, deve-se considerar várias camadas do perfil do solo, determinar os limites



superior, inferior e a água disponível para cada camada e adicionar esses valores para a profundidade efetiva da zona radicular da cultura. Deve-se ter em mente que os valores do limite superior de água disponível e, conseqüentemente, da água disponível podem variar no perfil do solo e que, com o crescimento da planta, novas camadas entram no processo alterando assim o valor da lâmina de água disponível ao longo do perfil e com o tempo.

### 1.1.12 PARÂMETROS DE TRANSPORTE DE SOLUTOS NO SOLO

A agricultura moderna utiliza quantidades substanciais de fertilizantes, pesticidas e outros produtos químicos que são benéficos apenas na parte superior do perfil do solo. A translocação desses produtos químicos para o subsolo os torna não somente indisponíveis para as plantas, mas impõem uma mudança da qualidade de água subterrânea e das camadas sub-superficiais.

Vários modelos teóricos têm sido desenvolvidos ao longo dos anos para descrever o transporte de produtos químicos nos solos. O sucesso desses modelos depende em larga escala da habilidade em quantificar os parâmetros de entrada. Parâmetros importantes são: (i) o fluxo de fluidos; (ii) o coeficiente de dispersão e (iii) os coeficientes de adsorção ou troca, no caso das interações entre esses produtos químicos e a fase sólida (VAN GENUCHTEN e WIERENGA, 1986). Coeficientes simples e lineares de adsorção podem ser contabilizados pela introdução de um fator de retardamento na equação de transporte. Vários coeficientes de zero ou primeira ordem, de produção ou decomposição podem também ser requeridos (por exemplo, quando predizendo transporte de certos compostos orgânicos e espécies de N).

Um grande número de métodos para a determinação do coeficiente de dispersão e o fator de retardamento, a partir de valores observados para a distribuição da concentração de solutos, encontram-se disponíveis. Entre as técnicas que são aplicáveis em experimentos de laboratório e campo para deslocamento de solutos podemos citar: (i) tentativa e erro; (ii) através da declividade da curva de efluente; (iii) gráfico log-normal da curva de efluente; (iv) análise dos mínimos quadrados da curva de efluente; (v) através das curvas concentração versus distância (VAN GENUCHTEN e WIERENGA, 1986).

Entre os vários métodos para se determinar o coeficiente de difusão (D) e o fator de retardamento (R), os dois métodos mais simples (i) e (ii) são provavelmente os mais apropriados quando a curva do efluente é pobremente definida. Isto pode ser devido a um número limitado de dados ou determinações imprecisas, à dispersão entre os pontos observados ou a grandes desvios das

curvas sigmodais típicas desse tipo de estudo. Os métodos baseados nas técnicas dos mínimos-quadrados e nos gráficos log-normal são mais indicados para os casos em que a curva experimental é bem definida. Dos métodos existentes os dos mínimos-quadrados computacionais são os mais acurados e, ao mesmo tempo, os mais convenientes para serem usados. Portanto são os mais recomendados caso exista facilidade de computação. Maiores detalhes das metodologias podem ser encontrados em VAN GENUCHTEN e WIERENGA (1986) e FERREIRA e MARTINEZ (1997).

### 1.1.13 APLICAÇÃO PRÁTICA DOS CONCEITOS DE SOLO-ÁGUA

A maioria dos conceitos e parâmetros aqui descritos são ferramentas imprescindíveis para o desenvolvimento e implementação de projetos de engenharia nas áreas de irrigação e ambiental. Além do mais, eles constituem a base necessária aos trabalhos de pesquisa que devem ser empreendidos para o desenvolvimento de tecnologia que permita a exploração de forma sustentável dos recursos naturais do país.

#### Projeto de Sistemas de Irrigação

Um dos primeiros passos para o dimensionamento de sistemas de irrigação, sejam eles pressurizados ou por superfície, é a coleta de dados de solo, planta, clima e topografia. Embora essa seja uma tarefa muitas vezes trabalhosa, é fundamental que se dedique boa parte do tempo gasto no planejamento dos sistemas de irrigação com a obtenção de dados, incluindo aí dados de solo-água. Dessa forma, erros e insucessos podem ser evitados em empreendimentos que, em geral, requerem altos investimentos. A utilização dessas informações de forma prática é detalhada nos principais manuais de projeto de sistemas de irrigação (CUENCA, 1989; KELLER e BLIESNER, 1990; ALLEN, 1992).

Sabe-se que a grande maioria dos sistemas de irrigação no Brasil são dimensionados com base apenas em informações gerais, obtidas em publicações ou empregando-se a técnica da “tentativa-erro-acerto”, que pode funcionar depois de muitas tentativas realizadas na mesma região. Esse tipo de dimensionamento tem levado a muitos fracassos e frustrações dos agricultores com a irrigação. Projetistas mais cuidadosos coletam amostras para análise em laboratórios de física de solo e água. Porém, praticamente nenhum ensaio de campo, para obtenção de parâmetros como a velocidade de infiltração e limite



superior de água disponível, é realizado rotineiramente, exceto para pesquisa.

As metodologias para a determinação dos parâmetros de solo-água de interesse para o dimensionamento de sistemas de irrigação estão disponíveis, embora, sabe-se que muitas têm custo elevado e são trabalhosas. Uma forma de otimizar a utilização desse tipo de informação é a criação de bancos de dados, tarefa que poderia ser implementada pelos laboratórios de análise, com a ajuda dos clientes, que poderiam fornecer maiores detalhes do local de coleta das amostras.

### **Manejo da Irrigação**

Estratégias de manejo das irrigações baseiam-se em dados de clima, de planta, de solo ou na combinação de dois ou três desses tipos de dados. Extensa literatura descreve os diversos métodos de programação da irrigação (HOFFMAN et al., 1992), entretanto, os mais promissores combinam dados de clima e de planta, com informações de solo, para indicar o momento de irrigar e a quantidade de água a aplicar. De uma forma geral, utilizam-se dados de solo-água para indicar o momento de irrigar e dados de clima e de planta para determinar a lâmina líquida de água a aplicar. Dessa forma, além do monitoramento da umidade ou do potencial matricial da água do solo, parâmetros de solo-água como a capacidade de armazenamento de água na zona das raízes e o potencial matricial mínimo (crítico) para retorno da irrigação para as culturas devem ser conhecidos. Mesmo os modelos que, baseados em dados de clima, simulam o balanço da água no solo para indicar o momento de irrigar e a quantidade de água a aplicar, necessitam de parâmetros de solo-água e só funcionam bem quando retro-alimentados com informações atuais da umidade ou do potencial da água no solo. Por outro lado, o monitoramento do potencial ou conteúdo de umidade do solo, na parte inferior da zona das raízes, é imprescindível para evitar excessivas perdas de água por percolação profunda, com potencial risco de contaminação do lençol freático por agroquímicos. Finalmente, não se deve esquecer que no Brasil, boa parte das irrigações são suplementares e que a determinação da precipitação efetiva requer o conhecimento de características físico-hídricas dos solos, como a velocidade de infiltração, capacidade de retenção de água e propensão ao encrostamento.

### **Necessidade de Água das Culturas**

Outra aplicação dos conceitos de solo-água é a determinação do consumo real de água por uma certa cultura, através do balanço hídrico do solo. Como



foi exposto anteriormente (Equação 1.1.11), o balanço consiste em avaliar as entradas e saídas em um volume de controle no solo onde se determina a variação de armazenamento, o fluxo de entrada e o fluxo de saída de água. A determinação dos componentes do balanço hídrico exige informações de umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ), relação da condutividade hidráulica não saturada com a umidade ou potencial matricial da água no solo ( $K(\theta)$ ) e curva ou equação de retenção de água ( $\psi_m(\theta)$ ). De posse destas informações, definidas e descritas anteriormente, o pesquisador tem como determinar o consumo real de água pela cultura num determinado período, em condição de campo. Embora outros métodos de determinação da necessidade de água das culturas considerados mais precisos como a razão de Bowen, a correlação de “Eddies” e o fluxo de seiva, possam ser preferidos por muitos pesquisadores, em determinadas situações como é o caso de fruteiras de grande porte, o método do balanço hídrico ainda é bastante útil, sobretudo quando não se dispõe dos instrumentos e do pessoal treinado para aplicar aqueles métodos.

### **Modelagem de Sistemas Agrícolas Irrigados**

Dependendo da forma como são delimitados, sistemas agrícolas podem conter um grande número de componentes que se inter-relacionam e são afetados por fatores internos ou externos ao mesmo, o que os tornam complexos e de difícil controle. Modelos de simulação podem auxiliar no entendimento desse tipo de sistema e também permitir a análise de cenários em que se modificam os fatores e avaliam-se os elementos do sistema e o seu produto final. Muitos modelos para predição do crescimento e da produtividade de culturas têm sido desenvolvidos e testados, permitindo que se avaliem o efeito dos fatores que atuam nos sistemas de produção, entre os quais, irrigação (JONES e RITCHIE, 1992). Estratégias de manejo de água, de fertilizantes e da cultura podem ser testadas antes do início do ciclo, permitindo assim que se determine a forma mais adequada de se conduzir a cultura. Para condições de Brasil, o modelo SISDA (SISTEMA..., sd), recentemente desenvolvido, apresenta grande potencial como ferramenta de auxílio à tomada de decisão. Outros modelos mais simples são empregados para auxiliar na programação das irrigações, entre os quais o CROPWAT (FAO, 1993), 1993), CRIWAR (BOSS, 1996) e AZCHED (FOX JR et al., 1992). Modelos para simulação da dinâmica de água e solutos no solo estão disponíveis para estudos em uma ou três dimensões (SOMMA et al., 1997). Para outros agroquímicos, vários modelos como o CMLS, GLEAMS, LEACHMP, MOUSE e PRZM (RANJHA et al., 1992) têm sido empregados.

O sucesso na aplicação desses modelos depende, em larga escala, da habilidade em quantificar os parâmetros necessários para simular os diversos processos que ocorrem no sistema solo-água-plantas-atmosfera, entre os quais dados de solo-água e de solo-água-soluto. Além do mais, muitos desses aplicativos requerem a atualização de valores simulados com informações coletadas em tempo real, o que implica no monitoramento em campo, utilizando algum tipo de instrumento de medição da umidade ou do potencial da água.

### **1.1.14 LIMITAÇÕES PARA UTILIZAÇÃO DOS PARÂMETROS E CONCEITOS DE SOLO-ÁGUA**

Muitos dos conceitos e dos parâmetros que foram definidos neste texto são simples e têm sido aplicados rotineiramente pelos técnicos das áreas de engenharia de irrigação e ambiental. Entretanto, alguns conceitos e metodologias apresentam limitações que devem ser do conhecimento dos usuários e que ainda merecem pesquisa para aprimoramento.

#### **Qualidade das Informações de Solo-Água**

Atualmente boa parte dos parâmetros físico-hídricos de interesse para as engenharias de irrigação e ambiental podem ser medidos ou estimados com razoável precisão. Parâmetros como a condutividade hidráulica saturada e não saturada do solo ainda estão sujeitos a grandes erros que podem se propagar quando esses dados são utilizados para prever fluxos de água e/ou agroquímicos no solo.

Técnicas de laboratório para obtenção de parâmetros físico-hídricos avançaram nos últimos anos. Entretanto metodologias de campo ainda são inadequadas, muito trabalhosas e de custo elevado. Certos parâmetros como o limite superior de água disponível e curva de retenção de água no solo, devem ser determinados em condições de campo para evitar problemas no projeto de novos sistemas e no manejo das irrigações.

Os métodos para determinação do potencial da água no solo, quase sempre, requerem que o equilíbrio, em termos de energia, entre o solo e o meio poroso do sensor seja atingido para que o dado seja confiável. Os transdutores de pressão, acoplados a coletores de dados ou a computadores, permitem a leitura de sensores de potencial com grande frequência, o que pode levar a



erros pelo não atingimento da condição de equilíbrio. Em resumo, essa grande quantidade e diversidade de equipamentos eletrônicos não garante a coleta de dados de boa qualidade. O técnico deve estar atento e levar em conta os conceitos de solo-água quando da utilização de informações coletadas automaticamente, via computadores.

### **Instrumental para Medição de Parâmetros de Solo-Água**

Uma enorme diversidade de novos sensores para determinação da umidade e do potencial de água no solo tem sido desenvolvida nos últimos anos empregando-se conceitos de física e de engenharia de materiais, mecânica e eletrônica. Muitos apresentam excelente precisão, como é o caso do TDR, porém tem custo ainda elevado. Outros, embora de custo mais baixo, podem ser altamente imprecisos e levar a grandes erros na estimativa de parâmetros com conseqüente frustração dos seus usuários. Vale ressaltar que até o momento, não existe um instrumento simples, confiável, com precisão razoável e custo compatível, que seja aceito pelos irrigantes para indicar o momento de irrigar. Boa parte dos sensores para potencial matricial da água do solo não operam com precisão razoável em toda a faixa de interesse, necessitando de mais de um tipo de instrumento para se obter a informação completa.

O tensiômetro, um dos instrumentos mais antigos empregado para manejo de irrigação, tem sido fortemente recusado pelos agricultores e técnicos, no Brasil. As principais razões para essa dificuldade são a qualidade do produto nacional, que ainda deixa a desejar, problemas de contato solo-cápsula, necessidade de escorva e limitada faixa para medição do potencial. Com todas essas limitações, o tensiômetro ainda é um instrumento que pode ser empregado na maioria das condições em que se pratica agricultura irrigada no Brasil. Há, portanto, um certo grau de desinformação que contribui para a dificuldade de adoção de tecnologia por parte dos usuários.

Finalmente, há uma tendência de se introduzir para os usuários, cada vez mais produtos eletrônicos, automatizados e informatizados e associar isso com qualidade ou precisão na aquisição de dados. A maioria dos usuários não está preparada para operar e manter tais instrumentos eletrônicos e muitos não fazem uso de todas as funções disponíveis nos aparelhos, que por essa razão têm seus custos onerados. Não se deve perder de vista os princípios que regem as relações solo-água, as quais os instrumentos devem, de alguma forma, quantificar. O entendimento do funcionamento dos sensores é um passo fundamental para a sua utilização correta e exploração de toda a sua capacidade.



## Variabilidade das Propriedades do Solo

Uma das principais limitações para a utilização dos parâmetros de solo-água é a variabilidade espacial e temporal dos mesmos. O solo apresenta uma heterogeneidade natural que é agravada pela ação do homem, via preparo e cultivo do solo e através da desuniformidade na aplicação de insumos, incluindo aí a irrigação. Essa variabilidade apresenta implicações: (i) qual o número e tamanho das amostras de solo para representar um certa área; (ii) como reduzir os efeitos da variabilidade e, (iii) como lidar com a variabilidade existente em um certo campo de produção.

A questão da amostragem para caracterizar a variabilidade das propriedades do solo tem sido estudada empregando-se métodos estatísticos e métodos de escala (“scaling”) (BRUCE e LUXMOORE, 1986). Os métodos estatísticos permitem o estabelecimento de critérios para obtenção de amostras independentes e para estimativa de valores em locais onde não foram realizadas medições (WARRICK et al., 1986, QUEIROZ, et al, 1997). Por sua vez, os métodos de escala forçam a redução do efeito da variabilidade espacial das propriedades do solo pela utilização do critério de similitude entre dois meios porosos, que permite derivar um fator de escala para o parâmetro estudado.

Com relação a variabilidade existente em um certo campo de produção, a tendência atual é a utilização do que tem sido chamado de agricultura de precisão, onde a colheita de um determinado produto é monitorada e um tratamento diferenciado é fornecido às áreas do campo que apresentam diferenças significativas em termos de produtividade da cultura. A agricultura de precisão no que diz respeito à fertilização, calagem e controle de pragas e doenças tende a ser rapidamente incorporada pelos agricultores mais evoluídos no Brasil, entretanto, muito ainda tem de ser feito em termos de pesquisa para que a aplicação de água também seja feita de forma precisa, mesmo em sistemas de irrigação localizada.

A variabilidade temporal das propriedades do solo deve ser resolvida com o monitoramento periódico dos parâmetros de solo-água de interesse e a atualização dos mesmos nos banco de dados e nos sistemas de controlê, sejam eles “manuais” ou automatizados.

### 1.1.15 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os conceitos envolvidos nas relações solo-água não são novos. Entretanto, a maneira de interpretá-los, de descrevê-los matematicamente e de

utilizá-los de forma prática tem evoluído nos últimos anos. Novos sensores e instrumentos têm permitido uma melhor precisão na quantificação de parâmetros que, associado a utilização de computadores, facilitou a descrição matemática e o entendimento de vários processos que ocorrem no sistema solo-água-plantas-atmosfera. O reflexo imediato dessa evolução foi o desenvolvimento de modelos para simulação do transporte de água e solutos no solo e do crescimento de plantas, para auxiliar no manejo e programação da irrigação, e de modelos inteligentes, capazes de adquirir dados automaticamente, interpretá-los, tomar decisões e atuar no sistema físico. A grande limitação para aplicação dessa tecnologia está na necessidade de dados realistas de solo, planta, clima e do sistema físico e na calibração e validação dos modelos para as condições locais em nosso país.

O esforço maior, do ponto de vista de pesquisa e desenvolvimento, deve ser na geração de banco de dados, avaliação e modificação de modelos e instrumentos existentes para, num passo seguinte, utilizar essa tecnologia de forma prática e eficaz. Há necessidade de desenvolvimento, adaptação e melhoria de metodologias para determinação de parâmetros físico-hídricos, sobretudo em campo. Finalmente, deve-se continuar os estudos para descrição matemática dos processos e para entendimento dos fenômenos que ocorrem no sistema solo-água-plantas-atmosfera, sem os quais a aplicação prática não consegue avançar.

### 1.1.16 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G. Irrigation engineering principles – *Course lecture notes*. Logan: USU/BIE. 1992. 297p.
- ANDRADE, C. de L.T. de; FREITAS, J. de A.D. de; LUZ, L.R.Q.P. da. Características Físico-hídricas de solos arenosos de tabuleiros litorâneos. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9, 1991, Natal, RN, *Anais...* Fortaleza: ABID, 1992. V. 1, p. 1069-1095.
- ARRUDA, F.B.; ZULLO, J.R. & OLIVEIRA, J.B. Estimativa de parâmetros de solos para cálculo da água disponível com base na textura do solo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.11, p.11-15, 1987.
- AUTOMATA, INC. *Remotely measure soil moisture with Aqua-Tel 94*. Grass Valley, California, USA, sd., snp. 1996.
- BOS, M. G.; VOS, J.; FEDDES, R. A CRIWAR 2.0: *A simulation model on crop irrigation water requirement*. Wageningen: ILRI, 1996, 117p. (ILRI Publication, 46)
- BRANDT, A.; BRESLER, E.; DINER, N.; BEN-ASHER, J.; HELLER, J. & GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.35, p.675-694, 1971.
- BRESLER, E.; HELLER, J.; DINER, N.; BEN-ASHER, I.; N.; BRANDT, A.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Science Society American Proceedings*, Madison, v.35, p.683-689, 1971.
- BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.*, 3. Colorado State Univ., Fort Collins, CO. 1964.
- BRUCE, R.R.; LUXMOORE, R.J. Water retention: Field methods. In KLUTE, A (ed.). *Methods of soil analysis – Part 1 – Physical and mineralogical methods*. 2<sup>nd</sup> edition, Agronomy Series No. 9. ASA/SSSA, Madison, WI, 1986. Chapter 27. p.663-684.



- CASSEL, D. K.; NIELSEN, D. R. Field capacity and Available Water Capacity. In KLUTE, A (ed.). *Methods of soil analysis – Part 1 – Physical and mineralogical methods*. 2<sup>nd</sup> edition, Agronomy Series No. 9. ASA/SSSA, Madison, WI, 1986. Chapter 36. p.901-924.
- CLAUSNITZER, V.; HOPMANS, J.W. Simultaneous modeling of transient three-dimensional root growth and soil water flow. *Plant and Soil*. V.164, p.299-314. 1994.
- COELHO, E.F.; OR, D. Flow and uptake patterns affecting soil water sensor placement for drip irrigation management. *Trans. of the ASAE* v.39, n.6 p. 2007-2016, 1996.
- CRUCIANI, D.E. *A drenagem na agricultura*. São Paulo: Nobel, 1980. 333p.
- CUENCA, R. H. Irrigation system design – *An engineering approach*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1989. 552p.
- DALTON, F.N., W.N. HERKELRATH, D.S. RAWLINS, AND J.D. RHOADES. 1984. Time domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with single probe. *Science* 224:989-990.
- EMBRAPA *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro:EMBRAPA. 2. Ed., 1997, 212p. (EMBRAPA-CNPS. Documentos, 1).
- FAO (Roma, Italia). CROPWAT: *Programa de ordenador para planificar y manejar el riego*. Roma, 1993 (Estudio FAO Riego y Drenage, 46).
- FEDDES, R.A., BRESLER, E.; NEUMAN, S.P. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resources Research*, v. 10, n. 6, p.1199-1205.1994.
- FERREIRA, P.A.; MARTINEZ, M.A. Movimento e modelagem de sais no solo. In: Gheyi, H. R.; Queiroz, J. E.; Medeiros, J. F. de (eds.). *Manejo e controle da salinidade na agricultura irrigada*. Campina Grande, UFPB/SBEA, 1997. p.171-206.

- FOX JR., F.A., T. SCHERER, D.C. SLACK, L.J. CLARK. 1992. *Arizona Irrigation Scheduling- AZSCHEd* ver. 1.01 - Users Manual. The University of Arizona / Cooperative Extension / Agricultural and Biosystems Engineering.
- GARDNER, W.R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. *Soil Science*, v.85, p. 228-232, 1958
- HILLEL, D. Solo e água – *Fenômenos e princípios físicos*. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231p.
- HOFFMAN, G. J.; HOWELL, T., A.; SOLOMON, K. H. *Management of farm irrigation systems*. ASAE Monograph, 9. ASAE, St. Joseph, MI. 1992. 1040p.
- IRROMETER COMPANY, INC. *Soil moisture sensor - Product catalogue*. Riverside: Irrometer, sd.
- JARVIS, N.J. A simple empirical model for root water uptake. *Journal of hydrology*. V. 107, p.57-72. 1989.
- JONES, J. W., RITCHIE, J. T. Crop growth models. In: Hoffman, G. J.; Howell, T. A.; Solomon, K. H. (eds.). *Management of farm irrigation systems*. ASAE Monograph No. 9. ASAE. 1992.
- JURY, W.A.; GARDNER, W.R.; GARDNER, W.H. *Soil physics*. New York: John Wiley. 1991. 328p.
- KELLER, J.; BLIESNER, R.D. *Sprinkle and trickle irrigation*. New York: Van Nostrand Reinhold. 1990. 652p.
- KLUTE, A. Methods of soil analysis, *Part 1- Physical and Mineralogical Methods*, Second Edition, Agronomy Series Number, 9. ASA/SSSA, Madison, Wisconsin, 1986.
- LOMEN, D.O.& WARRICK, A.W. Time-dependent linearized infiltration: II. Line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.38, p.568-572, 1974.



- MENG, T.P.; TAYLOR, H.M.; FRYREAR, D.W. & GOMEZ, J.F. Models to predict water retention in semiarid sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, v.51, p.1563-1565, 1987.
- MOTOROLA, INC. *Sensor device data/handbook*. Phoenix: Motorola. 4<sup>th</sup> edition, 1997.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resource Research*, v.12, p.513-522. 1976.
- OR, D.; COELHO, E. F. Soil water dynamics under drip irrigation: transient flow and uptake models. *Transactions of the ASAE*, v.39 n.6, p.2017-2025. 1996.
- OR, D.; WRAITH, J.M. *Agricultural and environmental soil physics*. Logan: USU. 1997. 218p.
- PARLANGE, J.Y.; HOGARTH, W.L. Steady-state infiltration: consequences of dependent on soil moisture content. *Water Resources Research*, Washington DC, v.21, p.1283-1284, 1985.
- PERROUX, K.M.; WHITE, I. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, v. 52, p. 1205 -1215. 1988.
- PHILIP, J.R. Theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, v. 83, p. 345-357. 1957.
- PHILIP, J.R. Theory of infiltration. *Advances Hydroscience*, New York, v.5, p.215-296. 1969
- PIZARRO, F. *Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos*. Agrícola Espanhola, Madrid, 1978. 525p.
- QUEIROZ, J.E.; GONÇALVES, A.C.; SOUTO, J.S.; FOLEGATTI, M.V. Avaliação e monitoramento da salinidade do solo. In: Gheyi, H. R.; Queiroz, J. E.; Medeiros, J. F. de (eds.). *Manejo e controle da salinidade na agricultura irrigada*. Campina Grande, UFPB/SBEA, 1997. p.69-108.

- RAATS, P. A. C. Steady infiltration from point sources, cavities and basins. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.35, p.689-694, 1971.
- RANJHA, A.Y.; PERALTA, R.C.; REQUENA, A.M.; DEER, H.M.; EHTESHAMI, M.; HILL, R.W.; WALKER, W.R. Best manangement of pesticide – furrow irrigation systems. *Irrigation Science*, 13:9-14, 1992.
- REICHARDT, K. *Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas*. Piracicaba: USP/ESALQ, 1996, 2 ed., 505p.
- REVOL, P., B. E. CLOTHIER; LESAFFRE, B. & VACHAUD, G. An approximate time-dependent solution for point-source infiltration. In: LAMM, F.R. ed. *Proceedings of the Fifth International Microrrigation Congress*, Orlando, 2-6 Abril. St. Joseph, p.603-608,1995.
- SAXTON, K.E.; RAWLS, W.J.; ROMBERGER, J. & PAPENDICK, R.I. Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, v.50, p.1031-1036,1986.
- SHANI, U.; HANKS,R.J.; BRESLER, E. & OLIVEIRA, C.A.S. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential-water content relations, *Soil Science*, Baltimore, v.51, p.298-302, 1987.
- SISTEMA DE SUPORTE À DECISÃO AGRÍCOLA: Manejo da cultura e dos recursos hídricos. SISDA 2.0. Manual do usuário. Sec. Rec. Hídricos/ Uni. Fed. Viçosa. 55p. sd.
- SMS. *Tensimeter - Product catalogue*. Soil Measurement Systems. Tucson, Arizona, USA, sd, snp.
- SOIL SENSORS, INC. *AquaProbe Soil Moisture Sensor - Product catalog*, Technical report 401. Minneapolis, MN, USA, sd.
- SOMMA, F.; CLAUSNITZER, V.; HOPMANS, J. W. *An algorithm for three-dimensional, simultaneous modeling of root growth, transient soil water flow, and solute transport and uptake*. v. 2.1, Paper no. 100034, Department of Land, Air, and Water Resources, University of California, Davis, 1997.



TOPP, G.C., J.L. DAVIS,; A.P. ANNAN. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16:574-582.

VAN GENUCHTEN, M. T. 1980 A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.

VAN GENUCHTEN, M. T.; WIERENGA, P. J. Solute dispersion coefficients and retardation factors. In: KLUTE, A (ed.). *Methods of soil analysis – Part 1 – Physical and mineralogical methods*. 2<sup>nd</sup> edition, Agronomy Series No. 9. ASA/SSSA, Madison, WI, 1986. Chapter 44, p.1025-1053.

WARRICK, A. W. Time-dependent linearized infiltration. I. Point sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, v.38, p.383-386, 1974.

WARRICK, A.W.; AMOOZEGAR-FARD; LOMEN, D.O. Linearized flow from line sources with water extraction. *Transactions of the ASAE*. V. 22, n. 3, p. 549-553. 1979.

WARRICK, W.; MYERS, D.E.; NIELSEN, D.R. Geostatistical methods applied to soil science. In KLUTE, A (ed.). *Methods of soil analysis – Part 1 – Physical and mineralogical methods*. 2<sup>nd</sup> edition, Agronomy Series No. 9. ASA/SSSA, Madison, WI, 1986. Chapter 3, p.53-80.

WATSON, K.K.. An instantaeous profile mehod for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resources Research*. V.2, p.709-715. 1966.

WOODING, R.A. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, Washington, v.4, p.1259-1273, 1968.

