

BALANÇO HÍDRICO DINÂMICO EM SOLO SEM VEGETAÇÃO^{1/}

Sérgio Marcos de A. Carvalho^{2/}

Gilberto Chohaku Sedyama^{2/}

Salassier Bernardo^{2/}

Paulo Afonso Ferreira^{2/}

1. INTRODUÇÃO

A necessidade de aumentar a produtividade agrícola e incorporar novas áreas ao processo produtivo do País é fato incontestável. Diante disso, têm-se direcionado esforços para o desenvolvimento e aprimoramento de técnicas que possibilitem o melhor entendimento das relações solo-água-planta-atmosfera.

A água no solo é fator determinante da produção agrícola. A previsão do estado de umidade do solo, associado às necessidades hídricas das culturas, torna-se, portanto, fator básico num processo de decisão que envolva a escolha de culturas e áreas para explorar, além de fornecer subsídios valiosos para o manejo de áreas cultivadas.

ROWSE e STONE (11) propuseram um modelo de simulação da distribuição da água no solo a partir da equação diferencial da difusão. No modelo, o perfil do solo foi dividido em camadas e o valor da difusividade, para uma camada, foi tomado como correspondente à umidade média das camadas imediatamente superior e imediatamente inferior. Quanto à espessura das camadas, observou-se que o modelo perdia em precisão quando ela crescia muito. Já o valor do incremento de tempo teve influência menor sobre a precisão das estimativas. A intensidade das precipitações, no modelo, foi tomada como constante, considerando-se ainda que toda precipitação ocorria entre o meio-dia e a meia-noite. Após uma precipitação, o modelo considera que a frente de umedecimento é constante e equivalente à capacidade de campo. Essa suposição faz com que o modelo superestime a umidade retida nas camadas próximas à superfície e, logicamente, a subestime nas profundidades maiores.

^{1/} Aceito para publicação em 1.º-03-1988.

^{2/} Departamento de Engenharia Agrícola da U.F.V. 36570 Viçosa, MG.

Usando o conceito de potencial matricial de fluxo, RAGAB *et alii* (9) desenvolveram um modelo para simular a infiltração sob uma linha de gotejadores. Nesse modelo bidimensional, a superfície foi dividida em grade quadrada, segundo um sistema cartesiano. O potencial matricial de fluxo foi tomado, em termos de condutividade hidráulica, como função do potencial matricial. Foram analisados três diferentes tamanhos de grade, concluindo-se que os perfis obtidos com a simulação foram indiferentes às dimensões utilizadas.

O movimento da água no solo, em uma, duas e três dimensões, foi estimado através do modelo de simulação proposto por van der PLOEG e BENECKE (8). Para o caso unidimensional, o perfil foi dividido em camadas de 2 cm de espessura, sendo o fluxo entre as duas camadas adjacentes, em dado intervalo de tempo, igual ao gradiente de umidade entre essas camadas, multiplicado pelo intervalo de tempo e pela difusividade. A difusividade foi tomada como a média aritmética das difusividades das camadas adjacentes. O modelo foi testado para um período de 12 dias, e os valores estimados para a variação da umidade com o tempo foram idênticos aos obtidos com o uso de soluções numéricas muito complexas para a equação da difusão.

As variações da temperatura e da umidade dos solos foram estimadas por meio do modelo matemático proposto por SCHIELDGE *et alii* (12). Nesse modelo, o perfil do solo, suposto homogêneo, foi dividido em camadas de espessura variável, crescentes da superfície para baixo. A confrontação dos valores estimados pelo modelo com dados de campo, para um período de três dias, mostrou bom desempenho do modelo, com menos precisão na estimativa da variação da umidade. Verificou-se também que a influência da temperatura sobre a depleção de água do solo fez-se sentir apenas nos primeiros 4 cm de profundidade.

A aplicação, em condições de campo, da equação diferencial da difusão para descrever o movimento da água no solo foi analisada por NIELSEN *et alii* (7). Os experimentos realizados mostraram que os valores estimados para o teor de umidade variaram cerca de $\pm 0,06 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, em relação aos valores medidos. Observou-se ainda que a divisão do perfil do solo, para se obterem faixas mais homogêneas, não melhorou sensivelmente a precisão dos resultados, uma vez que se obtiveram estimativas do teor de umidade que variaram cerca de $\pm 0,05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, em relação aos valores medidos.

Segundo KLUTE (6), qualquer solução da equação diferencial da difusão deve levar em conta a relação entre a difusividade e o teor de umidade do solo. Observou-se que uma solução testada conseguiu prever com boa precisão o movimento da água no solo, conforme o tempo. Os desvios observados entre valores estimados e medidos foram atribuídos ao efeito da histerese sobre a difusividade.

ASHCROFT *et alii* (2) propuseram uma solução numérica para a equação diferencial da difusão na qual não se exige que o solo tenha umidade inicial uniforme. A solução é estável para qualquer valor adotado para os incrementos de profundidade e de tempo, e a difusividade, para camadas adjacentes, é tomada como correspondente à umidade média dessas camadas.

CAMERON (3) propôs um modelo, para estimar o fluxo de água no solo, no qual a condutividade hidráulica e a difusividade foram tomadas como funções exponenciais do teor de umidade. Pelo fato de o solo ser estratificado, o perfil foi dividido em camadas, definidas segundo os valores médios de suas propriedades físicas, tais como densidade aparente, condutividade hidráulica saturada e teor de umidade de saturação. Os resultados indicaram que o modelo superestima o teor de umidade próximo à superfície e o subestima nas camadas mais profundas. As possíveis causas da má fidelidade do modelo foram:

- aplicação da equação de fluxo apenas a solos homogêneos;
- desconsideração da histerese;
- presença de canais de origem biológica no perfil;
- imprecisão na definição das condições de contorno.

Ajustes feitos nas equações de condutividade hidráulica e difusividade tornaram os resultados preditos mais próximos dos medidos no campo, permanecendo, entretanto, o fato de não se conseguir boa «performance» de modelos sem que os dados de campo sofram alguns ajustes.

Dada a grande dificuldade no acompanhamento do teor de umidade do solo, em várias profundidades, em base diária, com os métodos convencionais, tem-se tentado monitorar a água no solo por intermédio de modelos dinâmicos de simulação em computadores. O desenvolvimento de tais modelos é, em geral, feito por etapas, quando se procura estudar as inter-relações dos vários componentes do sistema solo-planta-atmosfera.

Tendo em vista o elevado potencial de uso de modelos de computadores para simular o movimento da água no sistema solo-atmosfera, o presente trabalho teve os seguintes objetivos:

- adaptar um modelo dinâmico de balanço de água no solo sem vegetação, visando simular, em base diária, o estado de umidade do solo ao longo do seu perfil e
- validar o modelo, pela confrontação dos resultados simulados com dados de umidade do solo determinados no campo.

2. MATERIAL E MÉTODOS

No presente trabalho, foi estudado um modelo dinâmico, para simular a variação da umidade do solo ao longo do seu perfil. A validação do modelo dinâmico foi feita a partir de dados colhidos em modelo físico montado em condições de campo.

O estado de umidade do solo variou no tempo conforme as precipitações, evaporação, difusividade e teor inicial de umidade. A seguinte expressão relacionou as variáveis envolvidas em pontos discretos no perfil, conforme critérios de JONES e VERMA (5).

$$\theta(M) = f[P, E, \theta_i(M), D] \quad \text{eq.1}$$

em que

- $\theta(M)$ = umidade volumétrica do solo no ponto M, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$;
- M = ponto no perfil do solo;
- P = precipitação diária, mm;
- E = evaporação diária, mm;
- $\theta_i(M)$ = umidade volumétrica inicial do solo no ponto M, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$;
- D = difusividade da água no solo, $\text{cm}^2 \cdot \text{dia}^{-1}$.

O perfil do solo é dividido em camadas, separadas uma da outra pela distância ΔZ . Essas camadas são numeradas, 0, 1, 2, ..., M, ..., K, de modo que a profundidade de uma camada qualquer é dada por $Z = M \cdot \Delta Z$. Os critérios e as suposições considerados para o estabelecimento do modelo foram:

1. o incremento de tempo é de um dia e o incremento de profundidade varia de 1 a 2 cm;
2. o movimento de umidade, em razão do gradiente de temperatura, é desprezado;

3. a evaporação potencial (EP) é obtida a partir da expressão

$$EP = K_t \cdot EV$$

eq.2

em que

K_t é um coeficiente igual a 0,85 e EV é a evaporação medida em tanque Classe A;

4. as precipitações são, supostamente, de intensidade inferior ou igual à capacidade de infiltração do solo;

5. a precipitação útil (PU) é igual ao total precipitado (P) menos a evaporação potencial (EP):

$$PU = P - EP$$

eq.3

Vê-se que os valores positivos de PU indicam aumento de umidade no solo e os valores negativos indicam perda de umidade no solo;

6. a frente de umedecimento avança, com a infiltração. Supõe-se que o solo acima dessa frente esteja saturado; abaixo, o teor de umidade ao longo do perfil é tomado como a média da umidade inicial em todas as camadas da região. As seguintes equações descrevem as referidas suposições:

$$\text{para } 0 < M < X, \theta(M) = \theta_s$$

eq.4

$$\text{para } X \leq M < K, \theta(M) = \frac{1}{K - X} \cdot \frac{K}{\sum_{M=X}^K \theta_i(M)}$$

eq.5

em que

θ_s = umidade de saturação, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$;

M = número de camadas no perfil do solo;

X = número da camada, no perfil do solo, em que se situa a frente de umedecimento;

K = número máximo de camadas no perfil do solo;

Z = espessura da camada, cm;

A lâmina total infiltrada é igual à precipitação útil, expressa por

$$PU = \Delta Z \left\{ \frac{\theta(0) - \theta_1(0)}{2} + \sum_{M=X}^K [\theta(M) - \theta_1(M)] \right\}$$

eq.6

7. as condições iniciais de umidade do solo, para um dia, são as condições finais do dia anterior. No caso de ocorrer precipitação em um dia e a frente de umedecimento situar-se na primeira metade do perfil considerado, utilizar-se-á a seguinte equação linear para obter as condições iniciais de umidade:

$$\theta_1(Z) = \theta(K) + m \cdot (\Delta Z \cdot K - Z)$$

eq.7

em que

Z = profundidade no solo ($Z = M \cdot \Delta Z$), cm;

m = declividade da reta;

Quando a frente de umedecimento situar-se além da metade do perfil considerado, considerar-se-á que a umidade, ao longo do perfil, é uniforme e igual à umidade de saturação. O termo m da equação 7 será calculado pela seguinte expressão, obtida pela integração dessa equação de zero a $K \cdot \Delta Z$:

$$m = 2 \frac{Al - \theta(K) K \cdot \Delta Z}{(\Delta Z \cdot K)^2} \quad \text{eq.8}$$

em que

Al = quantidade total de água no perfil, cm;

8. O fluxo ascendente de água no solo é estimado pela equação diferencial da difusão:

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = D \frac{\delta^2 \theta}{\delta Z^2} \quad \text{eq.9}$$

em que

D = difusividade da água no solo, $\text{cm}^2 \cdot \text{dia}^{-1}$;

t = tempo, dia.

A evaporação da água do solo é considerada em dois estádios, conforme GARDNER (4). O primeiro estágio, de taxa constante, ocorre quando as seguintes condições são satisfeitas:

Nesse caso, a evaporação da água do solo é igual à evaporação potencial. No cálculo do novo perfil de umidade são utilizadas as seguintes equações:

$$\theta(0) = \theta_i(0) - ET [\Delta Z/2], \text{ para } M = 0 \quad \text{eq.10}$$

$$\theta(M) = \theta_i(M), \text{ para } M > 0 \quad \text{eq.11}$$

O segundo estágio, de taxa decrescente, ocorre quando $PU \leq 0$ e se qualquer uma das condições seguintes for verdadeira:

$$\theta_i(0) = \text{umidade do ar}$$

$$EP > \theta_i(0) [\Delta Z/2]$$

Nesse caso, a perda de umidade do solo é estimada pela equação diferencial da difusão e a evaporação total é dada pela seguinte expressão:

$$EV_t = \Delta Z \left\{ \frac{[\theta_i(0) - \theta(0)] + [\theta_i(K) - \theta(k)]}{2} + \sum_{M=1}^{K-1} [\theta_i(M) - \theta(M)] \right\} \quad \text{eq.12}$$

9. as condições de contorno, na equação da difusão, são as seguintes:

$$\theta(0) = \text{umidade do ar}$$

$$\frac{\delta \theta(K)}{\delta Z} = 0,0$$

10. a evaporação de um dia não pode ser maior do que a evaporação potencial desse dia. Quando a evaporação for maior do que a evaporação potencial, a razão (R) da equação a seguir será menor do que 1,0:

$$R = \frac{EP - [\theta_i(0) - \theta(0)] \cdot (\Delta Z/2)}{\Delta Z \left\{ \frac{\theta_i(K) - \theta(K)}{2} + \sum_{M=1}^{K-1} [\theta_i(M) - \theta(M)] \right\}} < 1,0 \quad \text{eq.13}$$

Nesse caso, os valores do teor de umidade estimados são corrigidos pela seguinte equação:

$$\theta'(M) = \theta_i(M) - R [\theta_i(M) - \theta(M)] \quad \text{eq.14}$$

em que

$\theta'(m)$ = teor de umidade corrigido, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

A Figura 1 apresenta um fluxograma, simplificado, do modelo dinâmico.

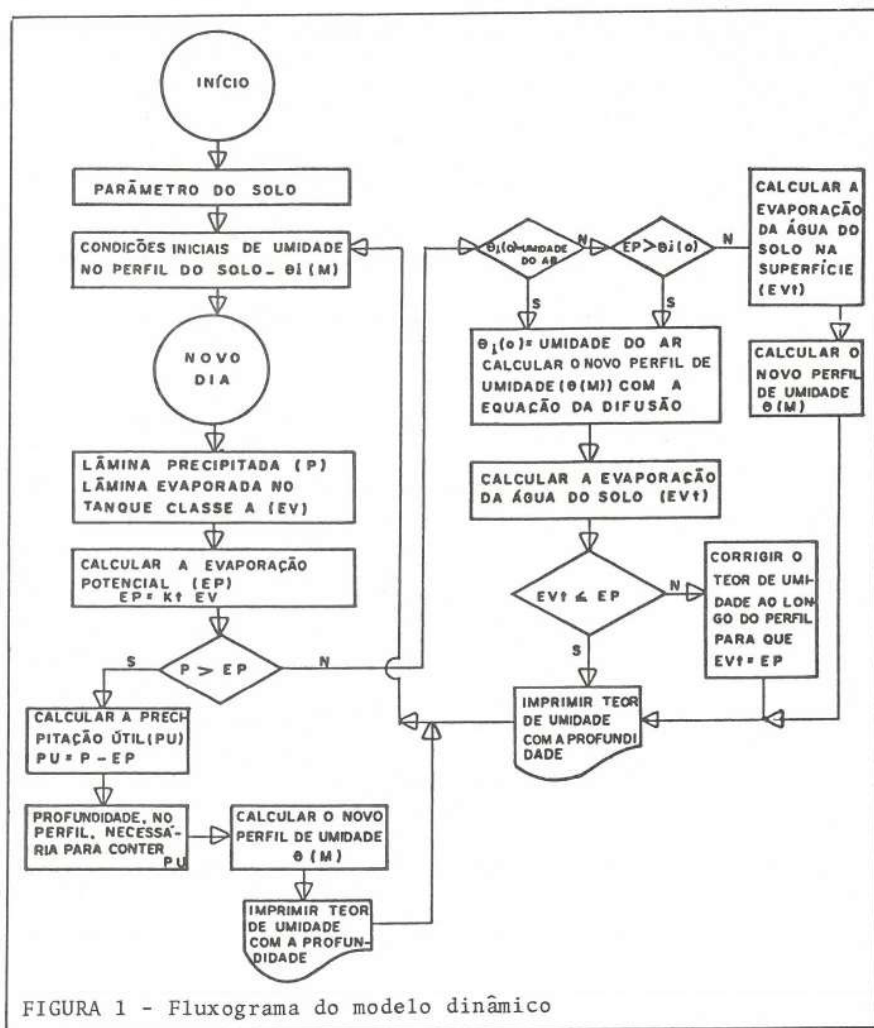
Com o objetivo de validar o modelo pela confrontação dos resultados simulados com os dados de umidade do solo determinados no campo, montou-se, na área experimental do Departamento de Eng. Agrícola, no «campus» da UFV, um modelo físico, conforme a Figura 2, construído a partir de uma caixa de madeira de $2 \times 1 \times 1 \text{ m}^3$. O material de solo utilizado no enchimento desse volume de controle foi coletado na faixa de profundidade de 0 a 50 cm, num local situado nas proximidades da Vila Prof. Secundino, no «campus» da UFV. O resultado da análise granulométrica e a classificação textural desse solo, realizadas no laboratório de Solos do CNPMS da EMBRAPA, em Sete Lagoas, MG, encontram-se no Quadro 1.

QUADRO 1 - Classificação textural e distribuição granulométrica do material de solo utilizado

Distribuição granulométrica (%)				Classificação textural
Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
44	20	18	18	Franco-arenoso

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O modelo dinâmico foi escrito em forma de programa de computador, em linguagem BASIC, e implementado em microcomputador. Esse modelo forneceu, em base diária, a variação do teor de umidade do solo com a lâmina evaporada em tanque Classe A e com as precipitações ocorridas. As estimativas foram confrontadas com os valores de umidade medidos no campo. Os parâmetros básicos de entrada do modelo foram a umidade de saturação (θ_s), a umidade do solo seco ao ar (θ_a), o incremento de profundidade (ΔZ) e o valor da difusividade para camadas



adjacentes $[D(M \pm 1/2)]$. Os parâmetros θ_s , θ_a e Z , conforme as codificações do Quadro 2, foram variados, para se verificar a sensibilidade do modelo dinâmico.

3.1. Simulação com Parâmetros Tipo «a» (Padrão)

A Figura 3 representa os valores do teor de umidade estimados pelo modelo dinâmico e os medidos no campo, para cinco profundidades, plotados contra o tempo. Observa-se, para todas as profundidades, que o modelo dinâmico foi muito sensível à precipitação ocorrida no 10.º dia.

Para todo o período do experimento, pode-se ver (Figura 3) que os valores de umidade estimados pelo modelo subestimam a umidade medida no campo em, no máximo, $0,03 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ e a superestimam em igual valor, estando esses valores dentro da faixa de variação encontrada por NIELSEN *et alii* (7). Provavelmente,

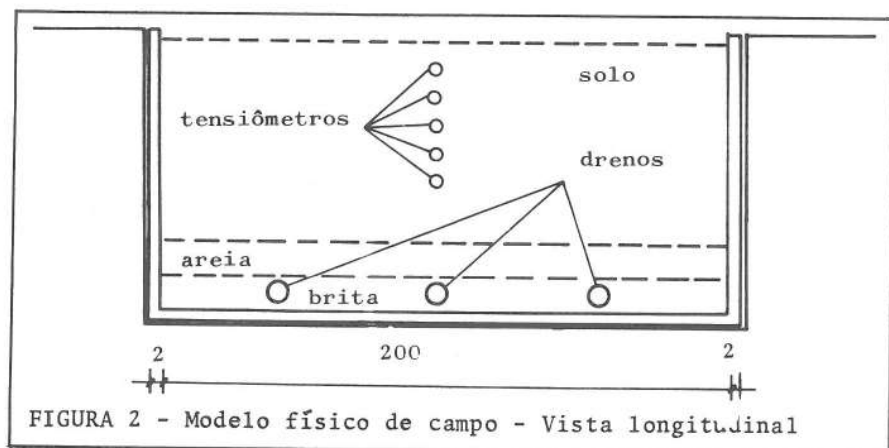


FIGURA 2 - Modelo físico de campo - Vista longitudinal

QUADRO 2 - Parâmetros utilizados no modelo dinâmico

Código dos parâmetros	Parâmetros	Unidade
a (padrão)	$\theta_s = 0,31$	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
	$\theta_a = 0,03$	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
	$Z = 2,0$	cm
	$D_{M \pm 1/2} = (D_{M,t} + D_{M \pm 1,t})/2$	
b	Padrão com: $Z = 1,0$	cm
c	Padrão com: $\theta_s = 0,30$	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
d	Padrão com: $\theta_a = 0,02$	$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

um dos fatores que contribuiu para os desvios observados no presente caso foram os dados meteorológicos, que foram obtidos na estação meteorológica situada a cerca de 900 m da área em que foi montado o modelo físico de campo.

Para o período que vai do 31.º dia até a última simulação, verifica-se que houve uma tendência do modelo dinâmico para superestimar a umidade nas camadas mais próximas à superfície e subestimá-la nas camadas mais profundas. Esses resultados são semelhantes aos observados por CAMERON (3), JONES e VERMA (5) e ROWSE STONE (11).

Para a precipitação ocorrida do 11.º dia até o 38.º dia, com exceção da estima-

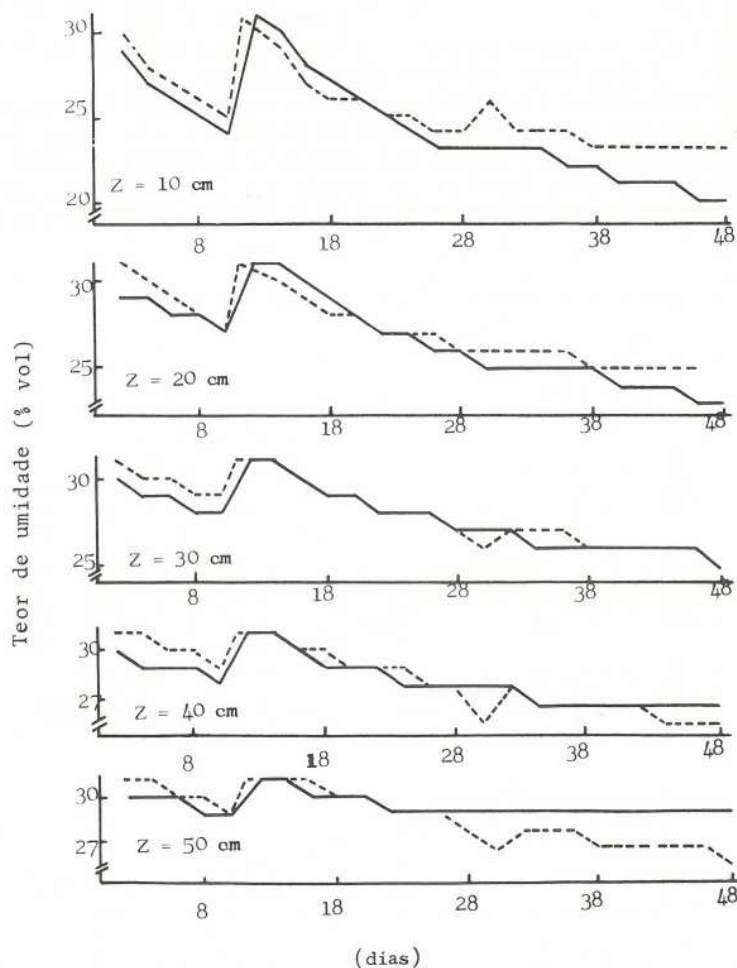


FIGURA 3 - Teor de umidade (% vol), observado (—) e simulado (---) com parâmetros tipo "a", para as profundidades (Z) indicadas.

tiva feita para o 30.º dia, as estimativas feitas pelo modelo dinâmico diferiram dos valores medidos no campo em $\pm 0,01 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, ou seja, durante 27 dias consecutivos o modelo dinâmico forneceu estimativas de umidade do solo que variaram, no máximo, 4,55%, em relação aos valores medidos no campo, estando esse valor dentro da faixa de variação encontrada por ARAÚJO (1) no estudo de um modelo matemático, em condições de laboratório. Para a profundidade de 30 cm, os valores estimados pelo modelo variaram $\pm 0,01 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, em relação aos valores medidos no campo, e para os últimos 10 dias do experimento esses valores coincidiram. Esses resultados são interessantes, visto que muitas culturas têm seu sistema radicular concentrado nessa profundidade.

anterior, o modelo tende a subestimar a umidade nas camadas mais profundas. Além disso, no presente caso, a umidade estimada para o 30.º dia, na camada situada a 10 cm de profundidade, foi superestimada num nível maior do que o observado quando se usaram parâmetros tipo «a».

Durante todo o período em que o experimento foi desenvolvido, com exceção das estimativas feitas para o 30.º dia, pode-se observar que os valores de umidade obtidos com o modelo dinâmico apresentaram desvios máximos, em relação aos medidos no campo, de $0,02 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$. Tal como verificado por ROWSE e STONE (11), REYNOLDS e WALKER (10) e JONES e VERMA (5), no presente caso, a redução de incremento de profundidade usado no modelo dinâmico aumentou a precisão das estimativas da umidade. A redução do incremento de profundidade foi causa também de uma melhora significativa nas estimativas feitas do primeiro ao 12.º dia, evidenciando, então, que essa redução diminui o efeito das condições fornecidas pelo modelo dinâmico.

A redução do incremento de profundidade não reverteu a tendência do modelo dinâmico de superestimar a umidade nas camadas próximas à superfície e subestimá-la nas camadas mais profundas, para longos períodos sem precipitações. Entretanto, essa redução fez com que fosse diminuída de maneira significativa a diferença entre os valores da umidade estimados pelo modelo dinâmico e os medidos no campo.

3.3. Simulação com Parâmetros Tipo «c»

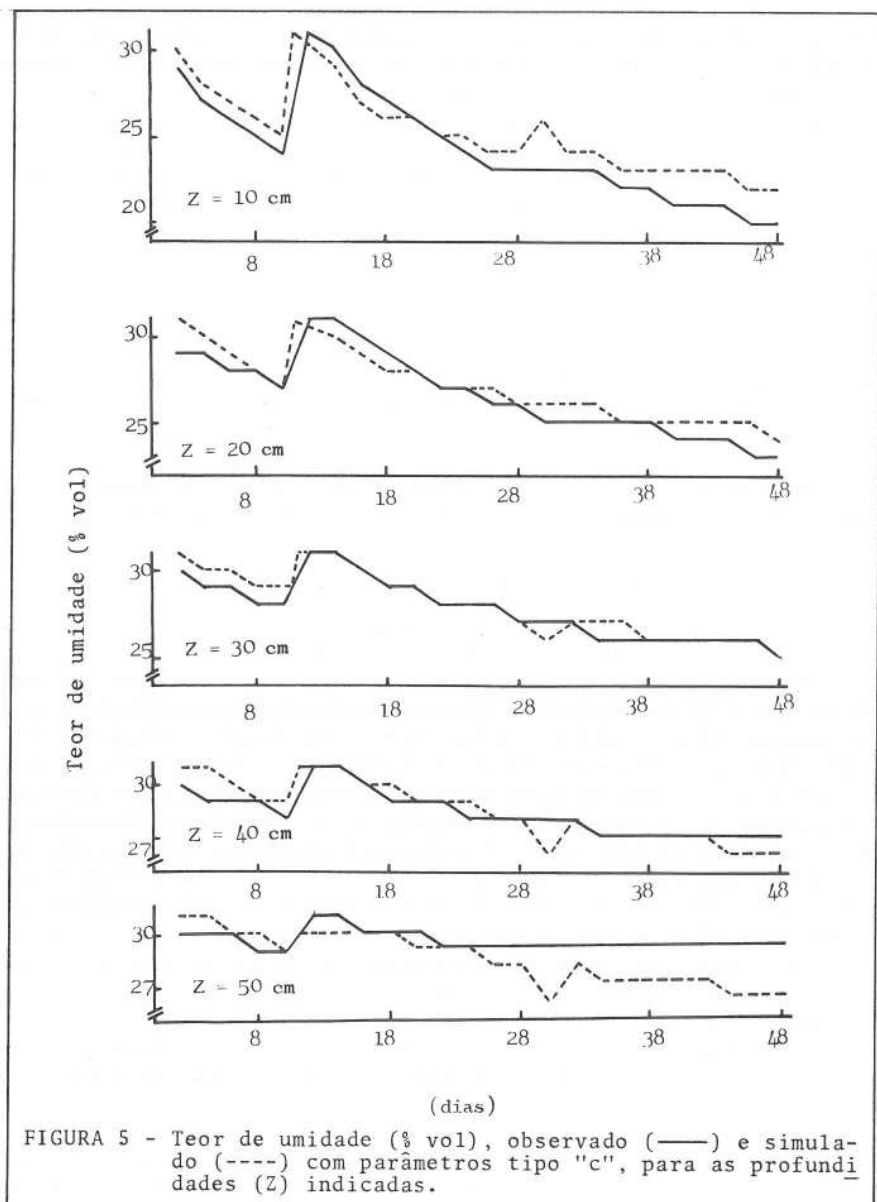
Os parâmetros tipo «c» foram utilizados para verificar a sensibilidade do modelo dinâmico ao valor da umidade de saturação adotado.

Na Figura 5 estão indicados os teores de umidade, conforme o tempo, obtidos a partir dos dados de campo e das estimativas feitas através do modelo dinâmico. Com base nessa figura, verifica-se que o modelo dinâmico perde um pouco da sua sensibilidade às precipitações, quando comparado com o caso em que se usaram parâmetros tipo «a». Essa perda de sensibilidade é mais visível na camada situada a 10 cm, onde, após a precipitação ocorrida no 10.º dia, o modelo dinâmico subestimou a umidade em $0,03 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$ durante três dias consecutivos. Tal ocorrência está associada ao fato de, no modelo dinâmico, admitir-se que, para precipitações cuja frente de umedecimento vai além da metade do perfil, a umidade, ao longo desse perfil, será igual ao valor adotado para a saturação. Para a precipitação ocorrida no 29.º dia, o modelo dinâmico superestimou a umidade do 30.º dia num valor idêntico ao encontrado quando se usaram parâmetros tipo «a».

Para todo o período em que o experimento foi desenvolvido, excluindo os resultados obtidos para o 30.º dia, verifica-se, na Figura 5, que os valores de umidade obtidos no campo foram superestimados pelo modelo dinâmico, no máximo, em $0,02 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$ e subestimados, no máximo, em $0,03 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$. Esse pequeno ganho de precisão, em relação ao caso em que se usaram parâmetros tipo «a», deve estar associado às condições de umidade posteriores à precipitação ocorrida no 11.º dia, sendo essas novas condições de umidade responsáveis pelo melhor desempenho do modelo dinâmico no período final do experimento, a 10 cm. Entretanto, para a camada situada a 50 cm, o modelo dinâmico perde em precisão. As estimativas de umidade feitas, pelo modelo dinâmico, para a camada situada a 30 cm, tal como ocorreu quando se usaram parâmetros tipo «a», variaram, em relação aos valores medidos no campo, $\pm 0,01 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$.

3.4. Simulação com Parâmetros Tipo «d»

A sensibilidade do modelo dinâmico ao valor da umidade do solo seco ao ar foi



testada quando se usaram parâmetros tipo «d».

Os resultados do modelo dinâmico, representados na Figura 6, na qual estão plotados os teores de umidade obtidos no campo e com o modelo dinâmico, conforme o tempo, não tiveram modificações, em relação ao caso em que se usaram parâmetros tipo «a», no que diz respeito às alterações de umidade do solo devidas às precipitações.

Na Figura 6, para todo o período de execução do experimento observa-se que o modelo dinâmico superestimou a umidade medida no campo, no máximo, em $0,02 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$ e a subestimou em não mais de $0,03 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$. Verifica-se, então, que, em relação aos resultados obtidos, quando se usaram parâmetros tipo «a», houve um aumento na precisão das estimativas feitas para a camada situada a 10 cm de profundidade no período final do experimento. Nessa camada, para o período que vai do 46.º ao 48.º dia, o modelo dinâmico com parâmetros tipo «a» superestimou a umidade medida no campo em $0,03 \text{ cm}^3\text{-cm}^{-3}$, ao passo que o uso

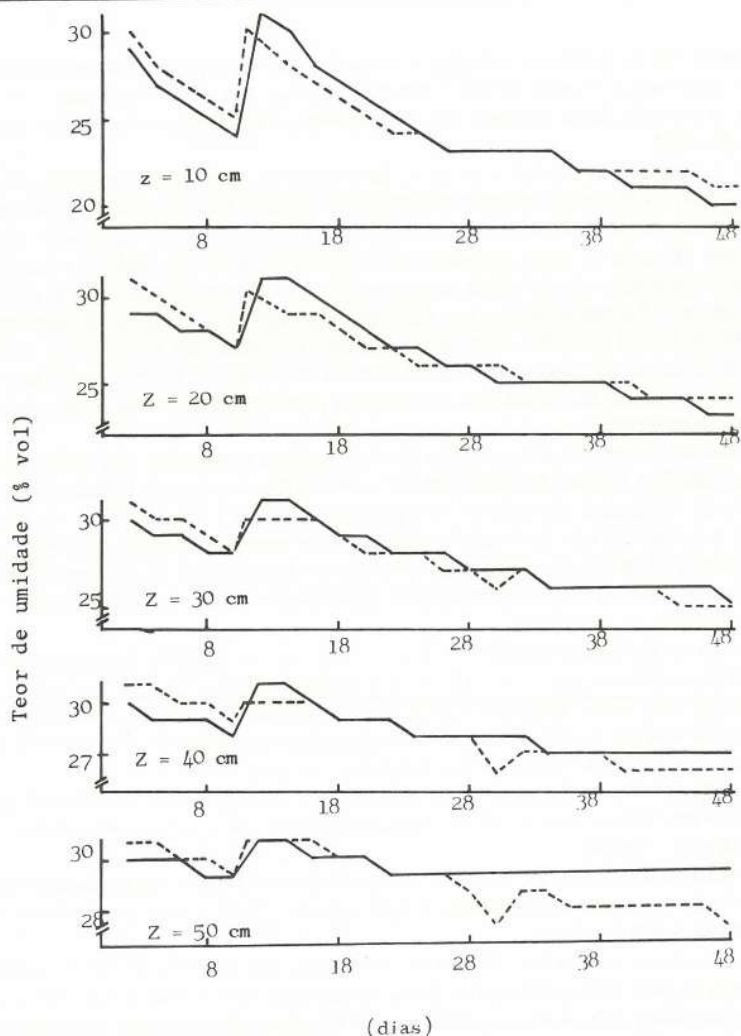


FIGURA 6 - Teor de umidade (% vol), observado (—) e simulado (---) com parâmetros tipo "d", para as profundidades (Z) indicadas.

de parâmetros tipo «d» forneceu estimativas de $0,02 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, superiores aos valores medidos no campo. Esse ganho de precisão deve estar associado a um decréscimo mais rápido, pelo modelo dinâmico, nas camadas próximas à superfície, em virtude do menor valor adotado para a umidade do solo seco ao ar. Para a camada situada a 30 cm de profundidade, o modelo dinâmico foi insensível à variação da umidade do solo seco ao ar.

4. RESUMO

Adaptou-se, no presente estudo, um modelo dinâmico de balanço hídrico em solo sem vegetação, o qual fornece, em base diária, o teor de umidade do solo ao longo do seu perfil. Esse modelo foi desenvolvido para microcomputador, em linguagem BASIC.

Com o objetivo de testar o modelo dinâmico, montou-se um modelo físico de campo, constituído de um volume de controle, contido numa caixa de madeira devidamente impermeabilizada, com a seguinte dimensão: $2 \times 1 \times 1 \text{ m}^3$. Nesse volume de controle colocou-se uma amostra de material de solo homogêneo classificado como franco-arenoso. Após a sua acomodação no volume de controle, a umidade do perfil do solo foi monitorada, por meio de tensiômetros, durante 48 dias (de 2 de maio a 19 de junho de 1986), nas profundidades de 10, 20, 30, 40 e 50 cm. A difusividade da água na amostra de material do solo estudado foi determinada por meio do método proposto por Gardner. As demais propriedades físicas foram determinadas em laboratório.

Utilizando dados de precipitação pluvial, lâmina evaporada em tanque Classe A e propriedades físicas do solo, procurou-se verificar a sensibilidade do modelo dinâmico às variações dos teores de umidade do solo com o tempo. Avaliou-se, também, a sensibilidade do modelo dinâmico ao teor de umidade do solo saturado, à umidade do solo seco ao ar e ao tamanho do incremento de profundidade ΔZ , em confronto com os dados medidos no volume de controle. As conclusões mais evidentes foram as seguintes:

- o uso de parâmetros tipo «a», «b», «c» ou «d» no modelo dinâmico não afetou significativamente as estimativas da umidade feitas para a camada situada a 30 cm de profundidade. Essa profundidade é importante, porque aí se concentra o sistema radicular de várias culturas. As estimativas variaram de $\pm 0,03 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, no máximo, em relação aos valores medidos no campo;

- a redução do incremento de profundidade fez com que as estimativas da umidade feitas com o uso do modelo dinâmico ficassem mais próximas dos valores medidos no campo;

- o modelo dinâmico foi sensível às condições iniciais de umidade do solo, e a redução do incremento de profundidade diminuiu o efeito dessas condições sobre a precisão das estimativas;

- a redução da umidade de saturação melhorou as estimativas da umidade feitas através do modelo dinâmico, para as camadas próximas à superfície. Para as camadas mais profundas, essa redução da umidade de saturação tornou as estimativas do modelo dinâmico menos precisas;

- o modelo dinâmico foi sensível à umidade do solo seco ao ar, e sua redução melhorou a precisão das estimativas da umidade feitas para as camadas próximas à superfície.

5. SUMMARY

(DYNAMIC WATER BALANCE IN BARE SOIL)

This study involved a soil moisture model simulating soil moisture value under natural weather conditions. The predicted values were tested against measured values for 48 consecutive days (May 02 thru June 19, 1986) in the physical control volume.

The model proved to be sensitive to the choice of input data. The choice of depth increment for use in simulation was important in that smaller increments resulted in more accurate estimates of the actual soil moisture. The soil moisture model was sensitive to the input value of saturated soil moisture value and air dryness value.

6. LITERATURA CITADA

1. ARAÚJO, J.P. *Redistribuição de água em coluna vertical de materiais de solos homogêneos, usando modelo físico e análise matemática*. Viçosa, Imprensa Universitária, 1981. 32 p. (Tese de Mestrado).
2. ASHCROFF, G.; MARSH, D.D.; EVANS, D.D.; & BOERSMA, L. Numerical method for solving the diffusion equation: I. Horizontal flow in semi-infinite media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26:522-525, 1962.
3. CAMERON, D.R. Prediction of field soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 43:390-394. 1979.
4. GARDNER, W.R. Solution of the flow equation for drying of soil and other porous media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23: 183-187.
5. JONES, W.J. & VERMA, B.P. A digital simulation of the dynamic soil moisture status. *Transaction of the ASAE*, 14: 660-664. 1971.
6. KLUTE, A. Some theoretical aspects of the flow of water in insaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 16: 144-148. 1952.
7. NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; COREY, J.C. Application of flow theory to field situations. *Soil Science*, 113 (4): 254-263. 1972.
8. Van der PLOEG, R.R. & BENECKE, P. Unsteady, unsaturated n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38: 881-885. 1974.
9. RAGAB, R.; FEYEN, J.; HILLEL, D. Simulating infiltration into sand from a trickle source using the matric flux potential concept. *Soil Science*, 137 (2): 120-127. 1984.
10. REYNOLDS, W.D. & WALKER, G.K. Development and validation of a numerical model simulating evaporation from short cores. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, 48:960-969. 1984.

11. ROWSE, H.R. & STONE, D.A. Simulation of the water distribution in soil. I. Measurement of soil hydraulic properties and the model for an uncropped soil. *Plant and Soil*, 49:517-531. 1978.
12. SCHIELDGE, J.P.; KAHLE, A.B.; ALLEY, R.E. A numerical simulation of soil temperature and moisture variations for a bare field. *Soil Science*, 133(4):197-207. 1982.