

# 考虑空气影响的干旱区土壤水分运移模式研究\*

朱红艳<sup>1</sup> 贾志峰<sup>2</sup> 李佩成<sup>1,2</sup> 刘秀花<sup>2</sup>

(1. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 陕西杨凌 712100; 2. 长安大学水与发展研究院, 西安 710054)

**摘要:** 在前人研究的基础上, 根据石河子垦区的实际情况, 确定模型特定的边界条件及参数, 建立适合该区的包气带-饱和带水、气二相流的质热传输模型, 模拟土壤水分、温度的动态变化, 并利用实测土壤温度、土壤含水率数据进行模型检验。结果表明: 模拟的土壤温度和含水率能够较好地反映实测值的变化规律, 各土层模拟精度评价指标表明考虑空气影响的模拟结果更接近实测结果。对于 9.7 mm 日降水量的入渗深度, 耦合模型可影响 20 cm 深土壤含水率, 单相模型可影响到 30 cm 深左右。降水当日考虑空气模拟的蒸发速率比不考虑空气模拟的蒸发速率大 7.7%; 降水后 1 d, 不考虑空气影响导致蒸发速率比考虑空气的小 3.19%。计算模拟期 2 种模型土壤总蒸发量, 相差不大。根据 2 种模型水量平衡分析结果对比蒸发量的计算值与模拟值, 发现考虑空气影响的模型模拟结果更可靠。

**关键词:** 石河子垦区 包气带-饱和带 二相流模型 土壤温度 土壤水分 蒸发量

**中图分类号:** S152.7<sup>+</sup>3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1298(2014)12-0126-13

## 引言

非饱和带中的水分运动状况决定着地下水接受补给量的大小, 研究土壤水的蓄存和蒸散, 设计灌溉和排水都必须把握非饱和带中的水分运动及其规律<sup>[1]</sup>。传统的模拟非饱和土壤水流运动的概念模型, 大多限于非饱和带中的水相运动, 而对气相的研究较薄弱, 或者直接忽略气相的作用。假定土壤空气始终保持与大气压一致, 空气可自由排出和进入, 由此忽略包气带中空气压力变化, 这种假设广泛用于基于传统的 Philip 和 de Vries 理论<sup>[2]</sup>的模型中。实际上, 水在非饱和带中的流动是水、气两相流体在土壤孔隙通道中相互驱替的一个复杂过程, 尤其在干旱-半干旱地区大强度降雨、有压入渗等问题上, 土壤中气相压力在入渗水流作用下, 由于瞬间不可能完全消散, 气压的急剧增加将对水流的运移产生不可忽略的影响<sup>[3]</sup>。Morel-Seytoux 等<sup>[4]</sup>研究两相流入渗考虑了空气流动和压缩对水流的阻力, 计算得出空气对水流的阻力使下渗过程受到明显影响。唐海行等<sup>[5-6]</sup>指出: 可利用表层含水率饱和度来考虑气压势对下渗水流运动的影响。李援农等<sup>[7-8]</sup>认为入渗过程中水流不断压缩土壤空气, 阻碍入渗水流继续运动, 从而造成入渗率下降。孙冬梅等<sup>[9]</sup>研

究发现对于非稳定渗流问题, 采用单相流模型易高估包气带中的水饱和度, 而基于水汽二相流模型的模拟结果更为可靠。

包气带气体不仅影响水流运动, 对土壤热传输也有影响。为理解空气相是如何影响土壤水、热耦合的过程, 需要建立一个二相流的质、热传输模型, 探讨土壤水、汽、热、气之间的相互影响。本文以石河子垦区炮台试验站为例, 依据定位试验监测资料, 结合当地气象资料, 在已有的非饱和土壤二相流的质、热传输模型 STEMMUS 基础上, 增加饱和和部分模块, 建立包气带-饱和带水、气二相流质热传输模型, 模拟石河子垦区土壤水、土壤温度动态变化, 探讨气压对土壤水分运移的影响及对蒸发的影响, 确定垦区土壤水运移模式, 以为农业用水管理提供理论依据和对策。

## 1 理论方法

### 1.1 模型介绍

STEMMUS ( Simultaneous transfer of energy, mass and momentum in unsaturated soil )<sup>[10]</sup> 是一个模拟非饱和土壤水、水汽、空气和热耦合运移的模型。本文在此基础上, 针对研究区的特殊条件, 增加了饱和模块, 建立了包气带-饱和带水、气二相流质热传

收稿日期: 2014-06-18 修回日期: 2014-08-18

\* 国家自然科学基金资助项目(41273104)和高等学校学科创新引智计划(111计划)资助项目(B08039)

作者简介: 朱红艳, 博士生, 主要从事水资源利用与保护研究, E-mail: zhyzhongyan@163.com

通讯作者: 李佩成, 教授, 博士生导师, 主要从事水资源及水文地质研究, E-mail: li\_peicheng@163.com

输模型。利用隐式有限差分计算方法,通过 Matlab 程序代码实现对修正的 Richards 方程的数值求解。

## 1.2 模型控制方程

首先采用 Milly<sup>[11]</sup> 公式,只考虑土壤和大气间垂向交互过程,描述传统的水、热耦合模型。在此基础上,建立二相流质、热模型。考虑到干空气是土壤气相中主要组成部分,基于 Thomas<sup>[12]</sup> 的研究,引入干空气平衡方程。利用 Henry 定律表达土壤水中溶解的气体。此外,采用土壤各相热传输方程,考虑土壤水、水汽、空气的内部能量建立能量平衡方程。

### 1.2.1 土壤水分平衡方程

根据 Milly 公式,土壤水分平衡方程可表示为

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_L \theta_L + \rho_V \theta_a) = -\frac{\partial}{\partial z}(q_L + q_V) \quad (1)$$

$$\text{其中 } q_L = -\rho_L \left[ K_{Lh} \frac{\partial \left( h + \frac{P_g}{\gamma_w} \right)}{\partial z} + (K_{LT} + D_{TD}) \frac{\partial T}{\partial z} + K_{Lh} \right] \quad (2)$$

$$q_V = - \left[ (D_V + D_{Vg}) \frac{\partial \rho_V}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial z} + (D_V + D_{Vg}) \frac{\partial \rho_V}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_V K_g \frac{S_a}{\mu_a} \frac{\partial P_g}{\partial z} \right] \quad (3)$$

$$S_a = 1 - S_L \quad S_L = \theta_L / \varepsilon \quad \theta_a = \varepsilon - \theta_L$$

式中  $\rho_L, \rho_V$ ——液态水、水汽密度,  $\text{kg}/\text{m}^3$   
 $\theta_L$ ——土壤体积含水率,  $\text{m}^3/\text{m}^3$   
 $\theta_a$ ——土壤空气体积含量,  $\text{m}^3/\text{m}^3$   
 $q_L, q_V$ ——液态水、水汽的流量,  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$   
 $t$ ——时间,  $\text{s}$      $h$ ——基质势,  $\text{m}$   
 $z$ ——垂直坐标轴,  $\text{m}$ , 向上为正方向  
 $K_{Lh}$ ——土壤基质势梯度作用下的水力传导度,  $\text{m}/\text{s}$   
 $K_{LT}$ ——温度梯度作用下的水力传导度,  $\text{m}^2/(\text{s} \cdot \text{K})$   
 $D_{TD}$ ——温度梯度导致的吸附水的传导系数,  $\text{m}^2/(\text{s} \cdot \text{K})$   
 $P_g$ ——孔隙混合气体气压(包含水汽和干空气),  $\text{Pa}$   
 $\gamma_w$ ——水的容重,  $\text{N}/\text{m}^3$   
 $T$ ——温度,  $^\circ\text{C}$      $\varepsilon$ ——土壤孔隙度  
 $D_V$ ——水汽在土壤中的分子扩散系数,  $\text{m}^2/\text{s}$   
 $D_{Vg}$ ——气体纵向弥散系数,  $\text{m}^2/\text{s}$   
 $K_g$ ——空气渗透系数,  $\text{m}^2$   
 $S_a$ ——土壤空气饱和度  
 $S_L$ ——土壤水的饱和度  
 $\mu_a$ ——土壤空气粘度, 取  $1.846 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$

### 1.2.2 干空气平衡方程

干空气在非饱和土壤中流动的驱动力主要为干空气密度梯度及空气压强梯度。干空气的平衡方程为

$$\frac{\partial}{\partial t}[\varepsilon \rho_{da}(S_a + H_c S_L)] = -\frac{\partial q_a}{\partial z} \quad (4)$$

$$\text{其中 } q_a = -D_V \frac{\partial \rho_{da}}{\partial z} - \rho_{da} K_g \frac{S_a}{\mu_a} \frac{\partial P_g}{\partial z} +$$

$$H_c \rho_{da} \frac{q_L}{\rho_L} - D_{Vg} \frac{\partial \rho_{da}}{\partial z} \quad (5)$$

式中  $\rho_{da}$ ——干空气密度,  $\text{kg}/\text{m}^3$   
 $H_c$ ——Henry 常数, 对于空气, 在标准大气压、 $25^\circ\text{C}$  条件下, 其值为 0.02  
 $q_a$ ——干空气流量,  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$

### 1.2.3 能量平衡方程

非饱和土壤能量传输包括土壤固相、液相、干空气和水汽的热运移及湿润热。因此,非饱和土壤中的能量传输方程可表达为

$$\frac{\partial}{\partial t}[(\rho_s \theta_s c_s + \rho_L \theta_L c_L + \rho_{da} \theta_a c_a + \rho_V \theta_a c_V)(T - T_r) + \rho_V L_0 \theta_a] - \rho_L W \frac{\partial \theta_L}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_{eff} \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \{ q_L c_L (T - T_r) + q_V [c_V (T - T_r) + L_0] + q_a c_a (T - T_r) \} \quad (6)$$

式中  $\theta_s$ ——土壤固相体积分  
 $c_s, c_L, c_V, c_a$ ——固相、液相、水汽、空气的比热,  $\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$   
 $T_r$ ——参考温度,  $^\circ\text{C}$   
 $\rho_s$ ——土壤固体密度,  $\text{kg}/\text{m}^3$   
 $L_0$ ——参考温度  $T_r$  时的蒸发潜热,  $\text{J}/\text{kg}$   
 $W$ ——局部湿润热,  $\text{J}/\text{kg}$   
 $\lambda_{eff}$ ——包含固相、液相、空气的有效热传导系数,  $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$

## 1.3 参数方程

### 1.3.1 非饱和水力传导度

采用 Mualem 模型<sup>[13]</sup>,非饱和土壤基质势梯度作用下的水力传导度为<sup>[14]</sup>

$$K_{Lh} = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (7)$$

$$\text{其中 } S_e = (\theta_L - \theta_{res}) / (\theta_{sat} - \theta_{res})$$

$$m = 1 - 1/n$$

式中  $K_s$ ——饱和渗透系数,  $\text{m}/\text{s}$   
 $S_e$ ——有效饱和度(无量纲)  
 $\theta_{sat}$ ——饱和含水量  
 $\theta_{res}$ ——残余含水量  
 $l$ ——经验参数, 取值 0.5  
 $m$ ——与孔隙分布相关的参数

参数  $n$  可通过拟合 van Genuchten 解析解模型

得出<sup>[12]</sup>

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_{res} + \frac{\theta_{sat} - \theta_{res}}{(1 + |ah|^n)^m} & (h < 0) \\ \theta_{sat} & (h \geq 0) \end{cases} \quad (8)$$

式中  $a$ ——与土壤进气值有关的参数,可表示为进气值的倒数,  $m^{-1}$

温度梯度下的水力传导度<sup>[15-16]</sup>

$$K_{LT} = K_{Lh} h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \quad (9)$$

式中  $G_{wT}$ ——评价土壤水分特征曲线受温度影响的参数<sup>[17]</sup>,无量纲

$\gamma$ ——土壤水的表面张力,  $g/s^2$

$\gamma_0$ ——土壤水在 25℃ 时的表面张力,取值 71.89  $g/s^2$

考虑了温度效应的  $\gamma$  为<sup>[18]</sup>

$$\gamma = 75.6 - 0.1425T - 2.38 \times 10^{-4}T^2 \quad (10)$$

空气渗透率为<sup>[19]</sup>

$$K_g = \frac{K_s \mu_w}{\rho_L g} \quad (11)$$

其中  $\mu_w = \mu_{w0} \exp \frac{\mu_1}{R(T+133.3)}$  (12)

式中  $\mu_w$ ——水的动态粘度<sup>[20]</sup>,  $kg/(m \cdot s)$

$\mu_{w0}$ ——参考温度下水的粘度,取值  $2.4152 \times 10^{-5} Pa \cdot s$

$g$ ——重力加速度,  $m/s^2$

$\mu_1 = 4.7428 KJ/mol, R = 8.3145 J/(mol \cdot K)$ 。

### 1.3.2 气态流体密度

水汽密度为<sup>[2]</sup>

$$\rho_v = \rho_{sv} H_r \quad (13)$$

$$H_r = \exp \frac{hg}{R_v(T+273.15)} \quad (14)$$

$$\rho_{sv} = \exp \left( 31.3716 - \frac{6014.79}{T+273.15} - 7.92495 \times 10^{-3}(T+273.15) \right) \frac{10^{-3}}{T+273.15} \quad (15)$$

式中  $\rho_{sv}$ ——饱和水汽密度,  $kg/m^3$

$H_r$ ——相对湿度

$R_v$ ——水汽气体常数,取值 461.5  $J/(kg \cdot K)$

相对于垂直坐标  $z$ ,水汽密度梯度为

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial z} = \rho_{sv} \frac{\partial H_r}{\partial T} \Big|_h \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_{sv} \frac{\partial H_r}{\partial h} \Big|_T \frac{\partial h}{\partial z} + H_r \frac{\partial \rho_{sv}}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (16)$$

假设孔隙中的干空气、水汽是理想气体,则干空气密度和水汽密度为

$$\rho_{da} = \frac{P_{da}}{R_{da}(T+273.15)} \quad (17)$$

$$\rho_v = \frac{P_v}{R_v(T+273.15)} \quad (18)$$

式中  $R_{da}$ ——干空气气体常数,取值 287.1  $J/(kg \cdot K)$

$P_{da}$ 、 $P_v$ ——干空气压强、水汽压强, Pa

根据 Dalton 关于分压的定律,混合空气压强 ( $P_g$ ) 等于干空气压强与水汽压强之和:  $P_g = P_{da} + P_v$ 。由此,干空气的密度为

$$\rho_{da} = \frac{P_g}{R_{da}T} - \frac{\rho_v R_v}{R_{da}} \quad (19)$$

### 1.3.3 扩散和弥散系数

水汽在土壤中的扩散系数  $D_v = D_a \tau \theta_a$ <sup>[21]</sup>, 其中  $D_a$  为水汽在空气中的扩散度,  $m^2/s$ ,  $D_a = 2.12 \times 10^{-5} \left( 1 + \frac{T}{273.15} \right)^2$ ;  $\tau = \frac{\theta_a^{7/3}}{\theta_{sat}^2}$ , 曲度系数。

气相的纵向弥散系数  $D_{vg}$  为<sup>[22]</sup>

$$D_{vg} = \alpha_{Li} q_i \quad (20)$$

式中  $i$ ——干空气或水汽

$q_i$ ——孔隙中相态  $i$  的气体通量

$\alpha_{Li}$ ——相态流体  $i$  的纵向弥散度, m

采用 Grifoll 等<sup>[23]</sup> 建立的弥散度与空气饱和度之间的关系

$$\alpha_{Li} = \alpha_{L-sat} \left[ 13.6 - 16 \frac{\theta_a}{\varepsilon} + 3.4 \left( \frac{\theta_a}{\varepsilon} \right)^5 \right] \quad (21)$$

式中  $\alpha_{L-sat}$ ——饱和扩散度,取值 0.078 m

### 1.3.4 吸附水流动传导系数

由温度梯度引起的吸附水流动的传导系数为<sup>[24]</sup>

$$D_{TD} = 1.5548 \times 10^{-17} \frac{H_w \varepsilon}{b \tau \mu_w (T+273.15)} \quad (22)$$

式中  $H_w$ ——整体湿润热,  $J/m^2$

$b = 4 \times 10^{-8} m$ 。

### 1.3.5 局部湿润热及蒸发潜热

局部湿润热  $W$  是指当土壤孔隙中部分自由水被吸附到土壤颗粒所释放出来的那部分热,  $W = -29.32h$ <sup>[25]</sup>,  $J/kg$ 。随温度变化的蒸发潜热<sup>[18]</sup>  $L(T) = L_0 - (c_L - c_v)(T - T_r) \approx 2.501 \times 10^6 - 2369.2T$ 。

## 1.4 模型求解

利用伽辽金加权法<sup>[26]</sup> 将模型控制方程式转换为以独立状态变量(土壤基质势、土壤温度和土壤气压)为自变量的非线性常微分方程。再利用有限差分时间步长的方法,对该常微分方程进行时间差分,并通过连续线性循环解法求解。本文以土壤水连续性方程为例进行说明。状态变量的标准化分段线性方程为

$$\hat{h}(z, t) = \sum_{j=1}^2 h_j(t) \phi_j(z) \quad (23)$$

$$\hat{T}(z, t) = \sum_{j=1}^2 T_j(t) \phi_j(z) \quad (24)$$

$$\hat{P}_g(z, t) = \sum_{j=1}^2 P_{gj}(t) \phi_j(z) \quad (25)$$

其中  $\phi_1 = \frac{z_{e+1} - z}{\Delta}$   $\phi_2 = \frac{z - z_e}{\Delta}$   $\Delta = z_{e+1} - z_e$

式中  $j$ ——节点

$\phi_j(z)$ ——形状函数

$z_{e+1}, z_e$ ——节点  $e+1, e$  的垂向坐标

$\Delta$ ——相邻节点垂向坐标之差

将式(23)~(25)分别代入式(1)后,得到余量,为了使近似解更好地逼近,使用伽辽金加权余量法将余量最小化。土壤水连续性方程重新写为

$$M_{water} = c_1 \frac{\partial h}{\partial t} + c_2 \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left( c_3 \frac{\partial h}{\partial z} + c_4 \frac{\partial T}{\partial z} + c_5 \frac{\partial P_g}{\partial z} + c_6 \right) - c_7 \frac{\partial h}{\partial z} - c_8 \frac{\partial T}{\partial z} \quad (26)$$

式中  $c_1 \sim c_8$  是引入的方程系数,可由式(1)~(3)和式(26)获得。根据伽辽金加权余量法,将式(26)的余量在求解域内积分,结果为 0,得到

$$\int_{z_1}^{z_2} \left[ c_1 \frac{\partial \hat{h}}{\partial t} + c_2 \frac{\partial \hat{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left( c_3 \frac{\partial \hat{h}}{\partial z} + c_4 \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + c_5 \frac{\partial \hat{P}_g}{\partial z} + c_6 \right) \right] \phi_i dz - \int_{z_1}^{z_2} \left( c_7 \frac{\partial \hat{h}}{\partial z} + c_8 \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} \right) \phi_i dz = 0 \quad (i=1, 2) \quad (27)$$

应用格林-高斯定理分部积分整理得到

$$\int_{z_1}^{z_2} \left( c_1 \frac{\partial \hat{h}}{\partial t} + c_2 \frac{\partial \hat{T}}{\partial t} \right) \phi_i dz + \int_{z_1}^{z_2} \left( c_3 \frac{\partial \hat{h}}{\partial z} + c_4 \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + c_5 \frac{\partial \hat{P}_g}{\partial z} + c_6 \right) \phi_i' dz + \int_{z_1}^{z_2} c_7 \hat{h} \phi_i' dz + \int_{z_1}^{z_2} c_8 \hat{T} \phi_i' dz = \left[ \left( c_3 \frac{\partial \hat{h}}{\partial z} + c_4 \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + c_5 \frac{\partial \hat{P}_g}{\partial z} + c_6 + c_7 \hat{h} + c_8 \hat{T} \right) \phi_i \right]_{z_1}^{z_2} = \left[ -Q_m \phi_i \right]_{z_1}^{z_2} \quad (28)$$

式中  $Q_m$  是水汽与液态水通量总和,此处  $z_1$  和  $z_2$  是差分网格的 2 个断点。将式(23)~(25)代入式(28)得到

$$\sum_{j=1}^2 h_j' \int c_1 \phi_j \phi_i dz + \sum_{j=1}^2 T_j' \int c_2 \phi_j \phi_i dz + \sum_{j=1}^2 h_j \int c_3 \phi_j' \phi_i' dz + \sum_{j=1}^2 T_j \int c_4 \phi_j' \phi_i' dz + \sum_{j=1}^2 P_{gj} \int c_5 \phi_j' \phi_i' dz + \int c_6 \phi_i' dz + \sum_{j=1}^2 h_j \int c_7 \phi_j \phi_i' dz + \sum_{j=1}^2 T_j \int c_8 \phi_j \phi_i' dz = \left[ -Q_m \phi_i \right]_{z_1}^{z_2} \quad (29)$$

考虑到方程系数  $c_1 \sim c_8$  是 3 个独立状态变量的函数,与常微分方程相关参数的线性差分形式与式(23)~(25)一致。用矩阵形式表示式(29)为

$$A_k h' + B_k T' + C_k h + D_k T + E_k P_g + F_k = Q_k \quad (30)$$

式中  $k$ ——时间索引,  $k=1, 2, 3$

$h', T'$ ——土壤基质势、温度对时间的导数

$A_k \sim F_k$  由式(29)和(30)确定。

采用全隐性后向差分法对式(30)进行时间求解得到

$$A^k \frac{h^k - h^{k-1}}{\Delta t} + B^k \frac{T^k - T^{k-1}}{\Delta t} + C^k h^k + D^k T^k + E^k P_g^k + F^k = Q_m^k \quad (31)$$

通过连续线性循环求解模式,在每一个时间步长开始前估算,循环、更新式(31)的系数矩阵,直到达到求解的收敛标准。根据 Milly 和 Eagleson<sup>[27]</sup>,收敛标准可通过规定土壤含水率、基质势、温度和气压在单位时间步长内的变化上限确定,时间步长可根据预设范围确定

$$\Delta t = \min \left( \frac{X_{\max}}{\max_i \left( \frac{d\theta_i}{dt} \right)}, \frac{T_{\max}}{\max_i \left( \frac{dT_i}{dt} \right)}, \frac{P_{g\max}}{\max_i \left( \frac{dP_{gi}}{dt} \right)}, \frac{h_{\max}}{\max_i \left( \frac{dh_i}{dt} \right)} \right) \quad (32)$$

式中  $\max_i$ ——所有节点状态变量最大值,状态变量的变化值是指状态变量在当前时间步长内与上一个时间步长结束点相比的差值

$X_{\max}$ ——体积含水率的变化上限

$T_{\max}$ ——温度变化的上限

$P_{g\max}$ ——压强变化的上限

$h_{\max}$ ——基质势变化的上限

如果各变量变化超出给定的上限,说明以此时间步长计算不收敛,则以一个减小的时间步长重新计算。通过这种方式,将实现计算量和结果的精确度之间的合理权衡。

## 1.5 模型的主程序流程图

模型主程序的流程如图 1 所示。完成初始输入和计算后,模型开始按照流程图运行各子程序。在规定的模拟时间内,有多个时间步长,每个时间步长的循环都会执行多次,直到模拟时间结束。对规定的时间步长,土壤含水率、土壤温度、干空气的平衡方程通过程序自动求解,从而得到 3 个独立的状态变量  $h, T, P_g$  的连续估算值。

## 2 模型应用

### 2.1 研究区概况

炮台地处玛纳斯河中下游,属于玛纳斯河流域下野地灌区,东经  $85^\circ 20' \sim 85^\circ 48'$ , 北纬  $44^\circ 45' \sim 44^\circ 58'$ , 属于温带大陆性气候,日照时间长,年平均

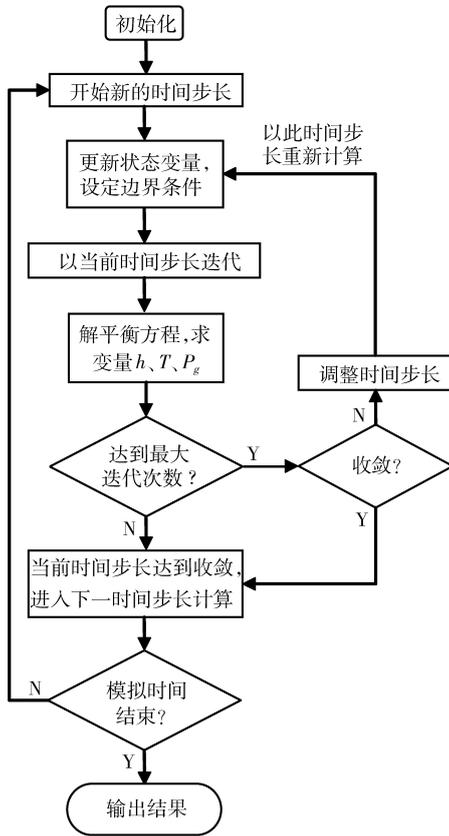


图1 主程序流程图

Fig.1 Flow chart of main program

日照时数达 2864 h, 大于 10℃ 积温为 3 400℃, 无霜期达 160 d, 年降水量 140.2 mm, 多年平均蒸发量 1 789.2 mm, 试验区为典型的内陆性荒漠气候, 属于玛纳斯河下游古老的冲积平原地带, 沙丘间为原始荒地, 地下水埋深 3 m 左右, 土壤质地主要为砂壤土。

## 2.2 田间试验

田间试验选在炮台试验站(长安大学三结合基地)的一块裸地, 试验地块为 2 m × 1 m × 2 m, 该地块远离灌溉地, 可视为无干扰的自然状态土壤。场内设有地下水水位监测井, 土壤水分、温度监测点。地下水水位监测传感器为 WIDEPLUS\_CT 型投入式静水压力传感器。地下水温度由热敏电阻投入井下测量。

土壤水分及温度测量采用 SWR 型传感器, 由北京林业大学赵燕东教授基于驻波原理开发<sup>[28]</sup>, 配有数据采集控制器。水分传感器埋设于土层 10、20、40、60、80、120、160、200 cm 深处, 温度传感器埋于土层 5、10、15、20、40、80、160、200 cm 深处, 自动获取每小时的监测数据。对监测土壤采集样品, 用于室内分析土壤含水率、容重以及土壤质地。所有采样进行 3 次重复, 结果取平均值。实验室土壤质地分析结果如表 1 所示。

## 2.3 模型初始条件

模拟期选在夏季多雨期(2013年6月1日—2013年8月31日), 模拟周期为 92 d。模型土柱深度为 230 cm, 空间不均匀离散, 土壤上部 40 cm 以内划分较细, 最小土层间距为 0.25 cm, 最大为 10 cm。传感器所在位置作为实测土壤含水率、温度观测点。初始土壤含水率、温度剖面由实测值线性内插或外延所得。

表1 土壤剖面粒径分析

Tab.1 Particle analysis of soil profiles

土壤深度/cm	粘粒/%	粉粒/%	砂粒/%	干容重/(g·cm <sup>-3</sup> )	土壤类型
0~20	11.46	19.04	69.5	1.663	砂质壤土
20~40	11.34	17.76	70.9	1.729	砂质壤土
40~60	7.00	13.30	79.7	1.578	壤质砂土
60~80	24.33	14.17	61.5	1.598	砂质粘壤土
80~120	13.93	42.97	43.1	1.535	壤土
120~160	12.51	13.69	73.8	1.600	砂质壤土
160~200	20.27	21.33	58.4	1.542	砂质粘壤土

## 2.4 模型的气象因子

为了权衡计算效率与结果精度, 需要足够小的时间步长, 将土壤水分和温度控制在限定的范围。因此, 输入的气象数据时间间隔需要与每一个时间步长一致(1~3 600 s)。然而, 实测气象数据的时间间隔是 1 h。这里, 应用傅里叶变换法产生连续的气象驱动数据, 通过近似的频域表示气象驱动数据。图 2a~2f 为模拟期实测和近似的气象数据, 分别代表气温、相对湿度、风速、气压、降水速率和地表温度。

## 2.5 模型边界条件

本试验地为裸地, 地表无积水、无径流, 地表水分通量相当于蒸发速率减去降水速率, 即

$$q_m|_{z=0} = E - \rho_L P \quad (33)$$

式中  $E$ ——蒸发速率, kg/(m<sup>2</sup>·s)

$P$ ——降水速率, m/s

考虑空气动力和土壤表面对水汽运移的阻力, 土壤蒸发为<sup>[29]</sup>

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_a + r_s} \quad (34)$$

式中  $\rho_{vs}$ ——土壤表面的水汽密度, kg/m<sup>3</sup>

$\rho_{va}$ ——空气中水汽密度, kg/m<sup>3</sup>

$r_a$ ——空气阻力, s/m

$r_s$ ——土壤表面对水汽的阻力, s/m

不考虑洼地积水及地表径流, 式(33)为土壤水分传输的上边界条件, 土壤空气传输的上边界条件采用实测气压, 而地表温度作为热传输的上边界条件。

根据 van de Griend 和 Qwe<sup>[30]</sup> 的研究, 空气动力

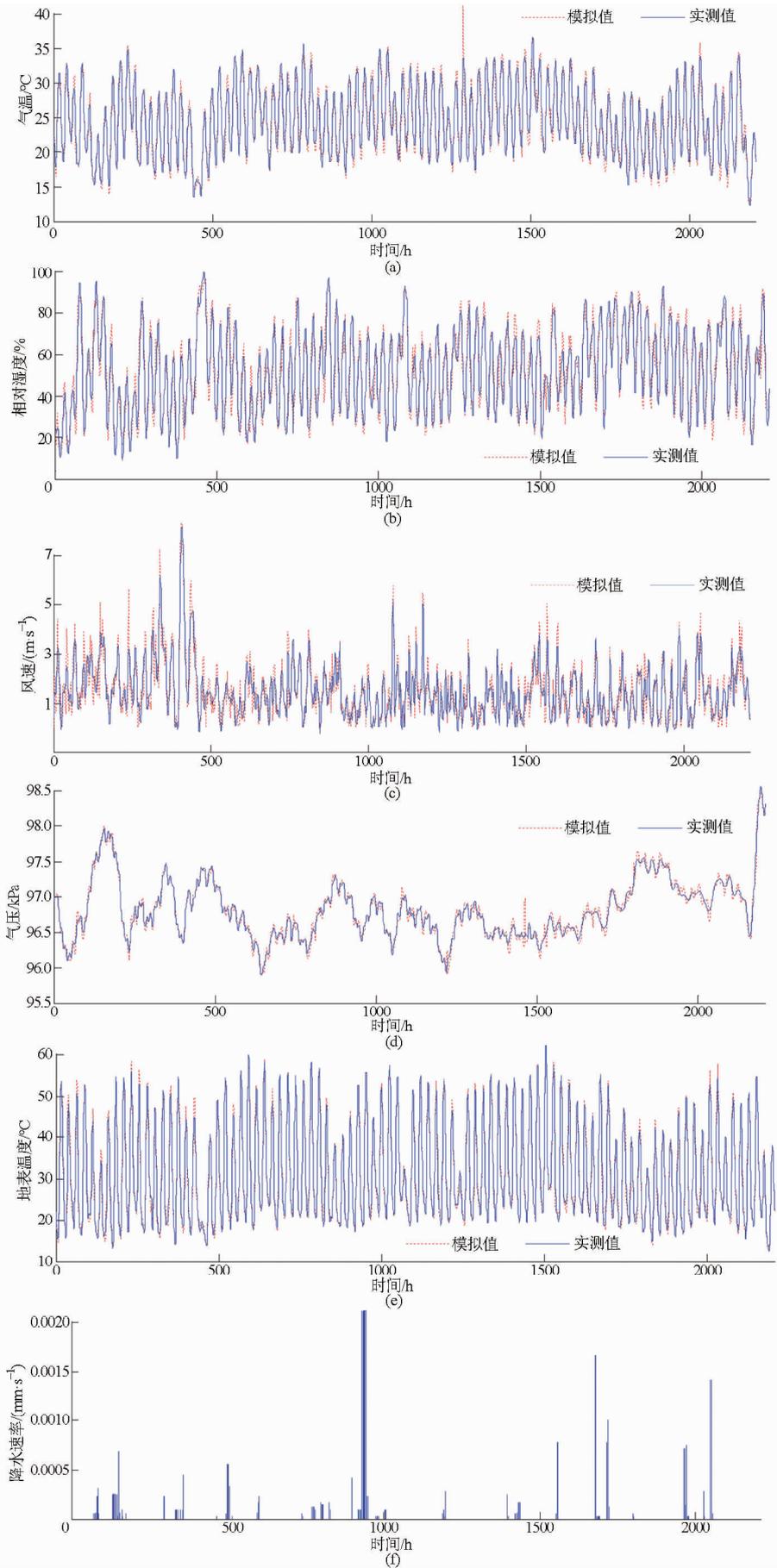


图 2 气象数据随时间的变化

Fig. 2 Diurnal changes in meteorological variables

学阻力  $r_a$  和土壤表面对水蒸气的阻力  $r_s$  为

$$r_a = \frac{1}{f^2 U} \left( \ln \frac{Z_m - d - Z_{om}}{Z_{om}} - \psi_{sm} \right) \cdot \left( \ln \frac{Z_m - d - Z_{oh}}{Z_{oh}} - \psi_{sh} \right) \quad (35)$$

$$r_s = r_{sl} e^{A(\theta_{min} - \theta_{sur})} \quad (36)$$

式中  $f$ ——常数,取值 0.41

$U$ ——实测某一高度处的风速, m/s

$Z_m$ ——风速测量高度

$d$ ——零平面位移, m, 对于裸地, 取值为 0

$Z_{om}$ ——动量通量的表面粗糙长度, 取值 0.001 m

$\psi_{sm}$ ——动量通量的大气稳定性修正系数

$Z_{oh}$ ——热通量表面粗糙长度, 取值 0.001 m

$\psi_{sh}$ ——热通量的大气稳定性修正系数

$r_{sl}$ ——水分子穿过水表面扩散到空气中的阻力, 取值 10 s/m

$A$ ——拟合系数, 取值 35.63

$\theta_{min}$ ——土壤以潜在速率输送水汽的最小经验含水率, 取值  $0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$

$\theta_{sur}$ ——土壤表层含水率

由于模拟期地下水埋深较浅, 在 197 ~ 228 cm 之间变动, 因此将模型土柱设为 230 cm 深。这样既使土柱底部始终处于饱和状态, 又可以减少模型饱

和部分计算量。因此水分运移的下边界条件为变压力水头边界, 水头值由土柱高度 (230 cm) 减去实测地下水埋深得到; 空气传输的下边界条件为饱和土壤的气压值, 即为 0; 230 cm 深土壤温度作为热传输的下边界条件。

非饱和区和饱和区水分运移的驱动力不一致, 模型运行时须判断饱和区和非饱和区的分区界面, 也就是地下水埋深处。因为在地下水埋深处, 基质势为 0, 因此, 在模型程序的空间离散语句中需增加判断地下水埋深位置的语句 (因为地下水埋深是不断变化的), 如果计算出现了基质势为 0 的情况, 即计算深度到达了地下水埋深处或越过了地下水埋深处, 在这种情况下, 调整计算深度, 重新试算, 当计算深度与地下水埋深一致时, 即基质势的计算结果为 0, 静水压力势也为 0, 这时的计算深度即为计算时段的地下水埋深。此埋深以下, 水头值等于土柱高度减去地下水埋深, 土层中空气压强为 0。

## 2.6 土壤特征参数

土壤水分运移特征参数包括饱和含水率  $\theta_{sat}$ 、饱和渗透系数  $K_s$ 、残余含水率  $\theta_r$ 、土壤孔隙度  $\varepsilon$ 、土壤水分特征曲线参数  $\alpha$  和  $n$ 。根据表 1 结果, 采用 van Genuchten 模型<sup>[14]</sup>, 利用 ROSETTA 模块<sup>[31]</sup>, 获得各层土壤水分特征参数, 孔隙度由试验分析的土壤比重和容重计算所得。各土层土壤特征参数如表 2 所示。

表 2 土壤特征参数

Tab. 2 Parameters for soil properties

参数	土壤深度/cm							
	0 ~ 10	10 ~ 20	20 ~ 40	40 ~ 60	60 ~ 90	90 ~ 120	120 ~ 160	160 ~ 200
$\theta_r / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	0.042	0.042	0.041	0.043	0.062	0.046	0.048	0.058
$\theta_{sat} / (\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3})$	0.345	0.345	0.320	0.362	0.348	0.372	0.425	0.430
$\alpha / \text{m}^{-1}$	0.034	0.034	0.036	0.035	0.021	0.011	0.032	0.018
$n$	1.427	1.427	1.396	1.778	1.334	1.503	1.514	1.413
$K_s / (\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$	1.047	1.047	0.955	4.167	0.676	0.708	1.819	0.871
$l$	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
$\varepsilon$	0.364	0.364	0.335	0.376	0.358	0.384	0.440	0.445

土壤热特性参数如表 3 所示, 考虑到土壤是由水或空气、石英、矿物质、有机质等组成的连续介质, 有效热传导系数  $\lambda_{eff}$  为<sup>[32]</sup>

$$\lambda_{eff} = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \theta_i \lambda_i}{\sum_{i=1}^n k_i \theta_i} \quad (37)$$

式中  $n$ ——土壤不同组成成分的数量, 取值 5

$\theta_i$ ——第  $i$  成分体积分数

$\lambda_i$ ——第  $i$  成分的热传导系数

$k_i$ ——第  $i$  成分的平均温度梯度与土壤整体平均温度梯度之比

$$k_i = \frac{2}{3} \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_i}{\lambda_1} - 1 \right) g_i \right]^{-1} + \frac{1}{3} \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_i}{\lambda_1} - 1 \right) (1 - 2g_i) \right]^{-1} \quad (38)$$

式中  $g_i$ ——第  $i$  成分形状系数, 取值如表 3 所示

其中  $g_2$  为<sup>[33]</sup>

$$g_2 = \begin{cases} 0.013 + \left( \frac{0.022}{\theta_{wilting}} + \frac{0.298}{\varepsilon} \right) \theta_L & (\theta_L < \theta_{wilting}) \\ 0.035 + \frac{0.298}{\varepsilon} \theta_L & (\theta_L \geq \theta_{wilting}) \end{cases} \quad (39)$$

式中  $\theta_{wilting}$ ——凋萎含水率

表 3 土壤各组成成分的热特性<sup>[32]</sup>  
Tab.3 Heat properties of soil constituents

组成成分	编码 $i$	比热容 $c_i / (\text{J} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$	热传导系数 $\lambda_i / (\text{J} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$	$g_i$
水	1	4.186	$5.735 \times 10^{-3}$	0
气	2	$1.256 \times 10^{-3}$	$2.5 \times 10^{-4} + L D_a (\partial \rho_v / \partial T)  _h$	式 (39)
石英	3	1.925	$8.79 \times 10^{-2}$	0.125
其他矿物质	4	1.925	$2.93 \times 10^{-2}$	0.125
有机质	5	2.511	$2.511 \times 10^{-2}$	0.5

### 3 模型检验

以模拟期实测日平均土壤温度和含水率检验模型。采用相对均方根误差  $R_{RMSE}$  和平均相对误差  $A_{VRE}$  评价模型精度

$$R_{RMSE} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (C_i - M_i)^2}}{M_{\max} - M_{\min}} \quad (40)$$

$$A_{VRE} = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{C_i}{M_i}}{N} \quad (41)$$

式中  $N$ ——观测样本数

$C_i, M_i$ ——第  $i$  个样本的模拟值、实测值

$R_{RMSE}$  反映模拟值与实测值的绝对误差的平均程度,  $R_{RMSE} = 0$  说明计算值与观测值之间完全吻合,  $R_{RMSE}$  越小说明吻合程度越好;  $A_{VRE}$  值越接近于 1, 说明模拟效果越好。本文选择了有代表性的上、下 5 层土壤来检验模型。

#### 3.1 土壤温度的数值模拟

图 3 是模拟期土壤温度的模拟值与实测值, 可以看出浅层土壤温度随时间呈波形变化, 说明浅层土壤温度受地表气象因素影响较大。深层土壤温度随时间缓慢升高。对于浅层土壤, 无论是考虑空气

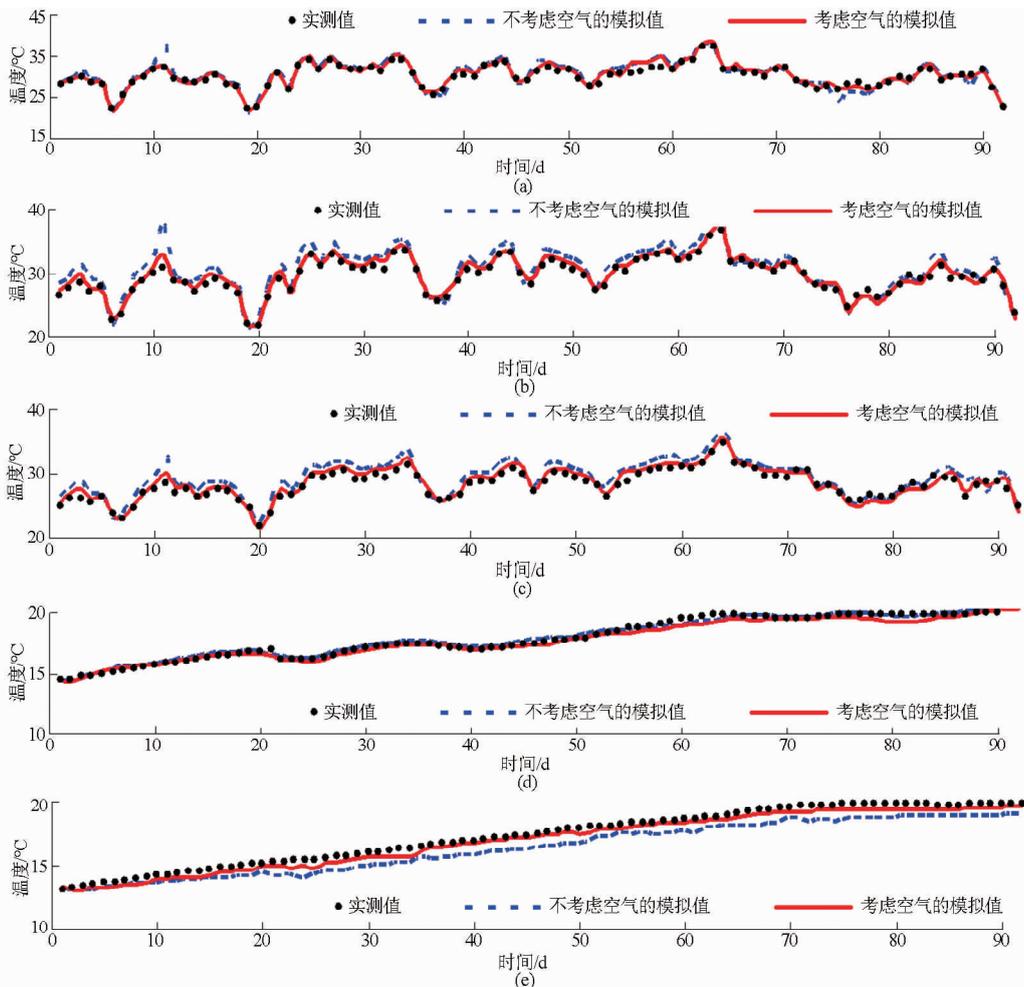


图 3 各层土壤温度的模拟值和实测值

Fig. 3 Simulated and measured soil temperature of different layers

(a) 5 cm 土层 (b) 10 cm 土层 (c) 20 cm 土层 (d) 160 cm 土层 (e) 200 cm 土层

还是不考虑空气的模拟结果,都与实测值非常吻合,不考虑空气的模拟结果偏大。160 cm 深土壤 2 种模型模拟结果都非常接近实测值。200 cm 深土壤考虑空气的温度模拟值与实测值更接近,无论哪种模型,模拟值都比实测值小,原因可能是深部土层受地下水影响较大。各土层考虑空气影响和不考虑空

气影响的模拟精度评价指标  $R_{RMSE}$  和  $A_{VRE}$  如表 4 所示。由表 4 可以看出,除 200 cm 深土壤不考虑空气影响的模拟值与实测值偏差较大外,其余土层的模拟精度都可以满足要求,但考虑空气的模拟结果比不考虑空气精度高。

表 4 土壤温度和含水率模拟精度对比

Tab.4 Comparison of simulation accuracy of soil temperature and soil water content

温度模拟					含水率模拟				
土层	考虑空气		不考虑空气		土层	考虑空气		不考虑空气	
深度/cm	$R_{RMSE}$	$A_{VRE}$	$R_{RMSE}$	$A_{VRE}$	深度/cm	$R_{RMSE}$	$A_{VRE}$	$R_{RMSE}$	$A_{VRE}$
5	0.055 2	1.016 7	0.078 9	1.016 6	10	0.087 8	0.954 2	0.086 1	0.988 0
10	0.050 7	1.016 0	0.060 0	1.017 8	20	0.048 6	0.993 6	0.088 6	1.105 4
20	0.058 8	1.015 4	0.063 0	1.016 3	40	0.072 2	0.976 7	0.115 8	1.077 2
160	0.042 5	0.995 2	0.044 3	1.008 6	160	0.058 9	0.987 8	0.124 3	1.037 8
200	0.047 8	0.982 4	0.133 9	0.950 8	200	0.023 4	1.000 9	0.086 7	1.005 8

### 3.2 土壤含水率的数值模拟

图 4 是模拟期土壤含水率的模拟值与实测值。

随时间推移,浅层土壤含水率波动频繁,越往深层,波动越不明显,模拟期各层土壤含水率总体减小。

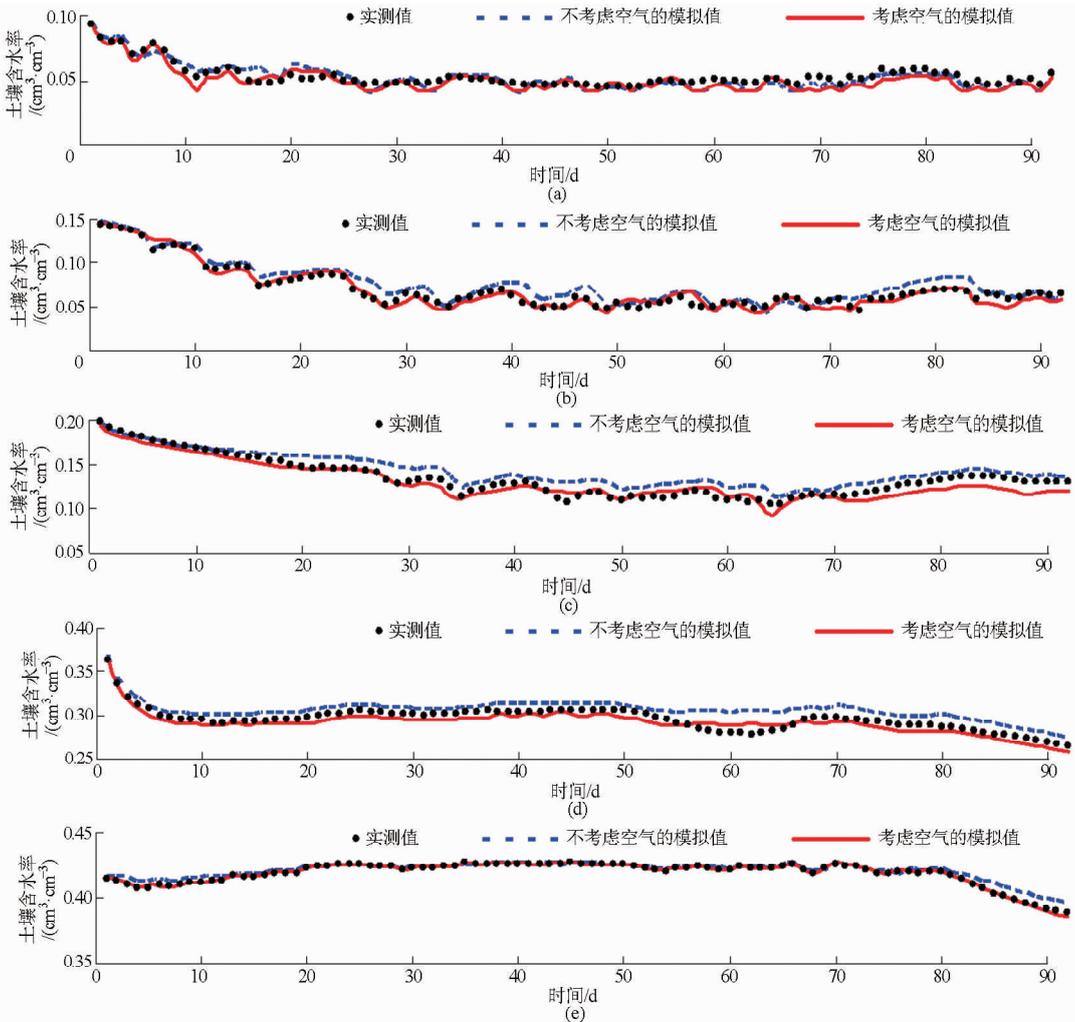


图 4 各层土壤含水率的模拟值和实测值

Fig. 4 Simulated and measured soil water content of different layers

(a) 10 cm 土层 (b) 20 cm 土层 (c) 40 cm 土层 (d) 160 cm 土层 (e) 200 cm 土层

模拟精度评价指标  $R_{RMSE}$  和  $A_{VRE}$  如表 4 所示。由图 4 和表 4 可以看出,除 200 cm 深土层 2 种模型模拟值和实测值相近外,其余土层考虑空气的土壤含水率模拟值几乎都小于未考虑空气的,中间层土壤尤为明显。这是因为研究时段 6—8 月为当地降雨期,土壤内部空气对入渗水流有阻碍作用,因此未考虑空气的模拟结果偏大。200 cm 处土壤与其他土层不同,可能受地下水影响,这一深度土壤在平均地下水埋深 207 cm 左右时,属于支持毛细水带,土壤含水率大,接近饱和。总体上,土壤含水率的模拟结果较好,考虑空气影响的模拟结果更接近实测值。

## 4 结果分析

### 4.1 土壤含水率的剖面分布

土壤含水率作为衡量包气带-饱和带水分的一个重要状态变量,其剖面分布特征在研究水气运移机理过程中十分重要。研究期最大日降水量为 9.7 mm,为了能清晰展现土壤浅层含水率在降水前、后的剖面分布,图 5 绘出了 0~80 cm 深土壤含水率的剖面分布。图中含水率为日平均含水率,根

据模型的空间离散,浅层 10 cm 深内点据密集。图 5a 为考虑空气的耦合模型模拟结果,图 5b 为单相模型结果。图 5a、5b 土壤含水率的剖面分布特征相似,由浅层向深层都呈倒 S 型。浅层土壤含水率基本表现为降水后 1 d > 降水当日 > 降水后 2 d > 降水前 1 d。由于研究时段蒸发强烈,浅层大约 3 cm 深内土壤降水当日的含水率相对于其他天最大。对于 9.7 mm 的日降水量,浅层大约 20 cm 深以上含水率变化较明显,说明本次降水入渗深度可以影响到 20 cm 深土壤含水率,而单项模型入渗可以影响到 30 cm 深土壤含水率。对比图 5b,图 5a 中降水后浅层土壤含水率增加较小。对耦合模型,0.25 cm 深土壤含水率由降水前 1 d 的  $0.0448 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  到次日的  $0.0503 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ;对单相模型,0.25 cm 深土壤含水率由降水前 1 d 的  $0.0445 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  到次日的  $0.0538 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 。由此说明降水后不考虑空气的单相模型模拟的含水率比耦合模型结果偏大。这与前人研究的结论一致,考虑空气影响使入渗速率偏小,入渗后土壤含水率增量偏小,进而影响入渗深度。

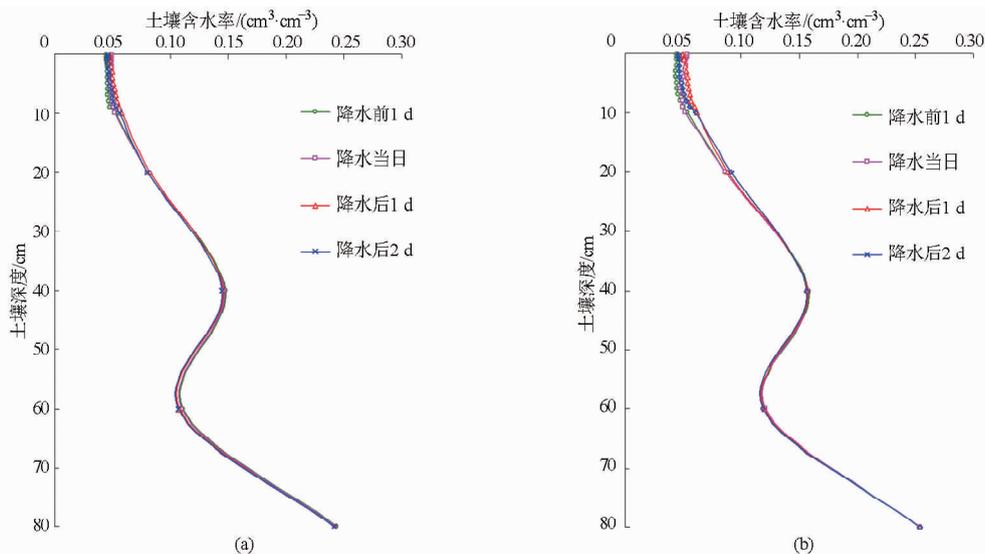


图 5 单次降水前后土壤含水率剖面分布

Fig. 5 Distribution of water content profile before and after a single precipitation

(a) 耦合模型结果 (b) 单相模型结果

### 4.2 气压对蒸发的影响

观测期,6月19日降水量最大,达 9.7 mm。以 6月19日和20日水、气耦合模型及单相模型模拟的土壤蒸发速率分析气压对蒸发的影响,如图 6 所示。图中 2 种模拟结果相差不大,在降水当日考虑空气对流影响的平均土壤蒸发速率比不考虑空气的平均值仅增加 7.7%;在降水后 1 d,不考虑空气影响的模型导致蒸发速率比考虑空气的结果小 3.19%。降水发生时及发生后短时间内,气压梯度

变化较大,影响空气的对流传输,因此考虑气压影响的土壤蒸发速率比不考虑气压时大。

图 7 显示了模拟期 2 种模型的土壤水分日蒸发量结果。由图 7 可知,2 种模型模拟结果相差不大。经计算,模拟期考虑空气模拟的总土壤水分蒸发量为 400.35 mm,不考虑空气模拟的总土壤水分蒸发量为 399.91 mm。分别对 2 种模型进行水量平衡分析,模拟期降水量为 79.6 mm,考虑空气的耦合模型土壤水分减少 158.38 mm,土壤底部水分交换量

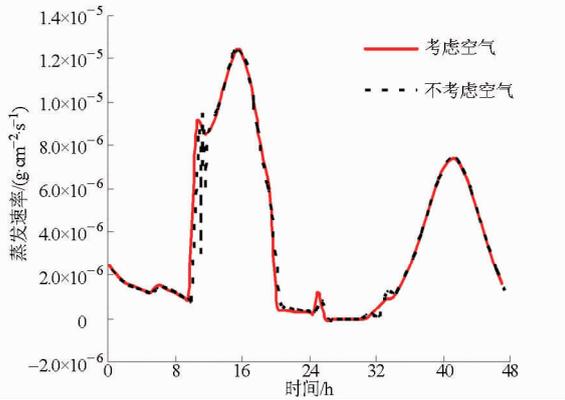


图6 降水当日及第2天土壤蒸发速率的模拟结果

Fig.6 Simulation result of soil evaporation rate in the rain day and the day right after the rainfall event

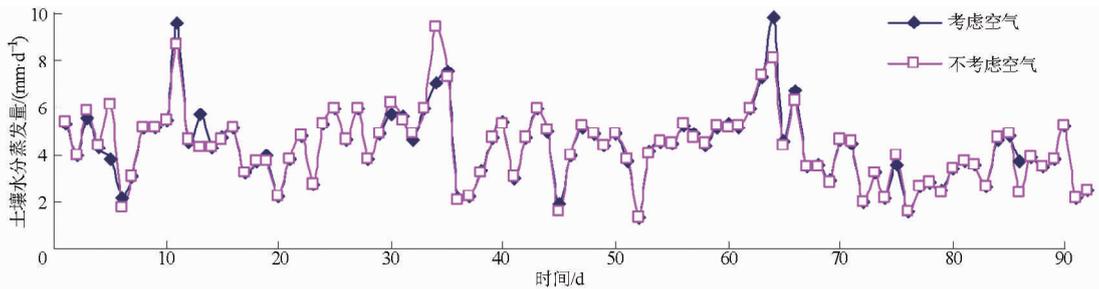


图7 模拟期2种模型的日蒸发量结果

Fig.7 Evaporation of two models during simulation period

(2) 对于9.7 mm的日降水量,耦合模型入渗深度可影响到20 cm深土壤含水率,而单相模型可影响到30 cm深左右。降水后,耦合模型浅层土壤含水率的增量小于单相模型,降水后不考虑空气的单相模型的含水率模拟结果比耦合模型偏大。

(3) 由于降水发生时及发生后短时间内气压梯度变化较大,进而影响空气的对流传输,考虑气压影

响的土壤水分蒸发速率比不考虑气压时大。2种模型模拟期土壤水分总蒸发量相差不大。根据实测资料进行水量平衡分析,对比蒸发量的计算值与模拟值,发现考虑空气影响的耦合模型模拟结果更可靠。综上,为了准确描述研究区土壤水分运移模式,有必要考虑空气的影响。

## 5 结论

(1) 模型能够较好地模拟各土层含水率和温度的变化,可以反映实测值的变化规律,模拟结果及精度评价指标显示,考虑空气影响的模型模拟结果精度更高。

## 参 考 文 献

- 李佩成. 地下水动力学[M]. 北京: 农业出版社, 1991.
- Philip J R, De Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradient[J]. Eos, Transactions American Geophysical Union, 1957, 38(2): 222-232.
- 李佩成, 刘俊民, 魏晓妹, 等. 黄土原灌区三水转化机理及调控研究[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1999.
- Morel-Seytoux H J, Khanji J. Derivation of equation of infiltration[J]. Water Resources Research, 1974, 10(4): 795-800.
- 唐海行, 苏逸深, 刘炳熬. 土壤包气带中气体对入渗水流运动影响的实验研究[J]. 水科学进展, 1995, 6(4): 263-269. Tang Haixing, Su Yishen, Liu Bing'ao. Laboratory study for influence of air on the infiltration flow in the soil unsaturated zone[J]. Advances in Water Science, 1995, 6(4): 263-269. (in Chinese)
- 唐海行, 苏逸深. 考虑气压势影响的降雨入渗数值模拟研究[J]. 水科学进展, 1996, 7(1): 8-13. Tang Haixing, Su Yishen. Numerical simulation for rainfall infiltration with the effect of air pressure[J]. Advances in Water Science, 1996, 7(1): 8-13. (in Chinese)
- 李援农, 林性粹. 均质土积水土壤入渗的气阻变化规律及其影响[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1997, 3(3): 88-93. Li Yuannong, Lin Xingcui. Regularity of the soil air-resistance change and its influences under water-accumulated infiltration in the homogenous soil[J]. Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation, 1997, 3(3): 88-93. (in Chinese)
- 李援农, 刘书榜. 土壤入渗气液两相流的变化过程[J]. 西北农林科技大学学报: 自然科学版, 2002, 30(6): 177-180. Li Yuannong, Liu Shubang. Changes of two soil phases in the process of infiltration[J]. Journal of Northwest A&F University: Natural Science Edition, 2002, 30(6): 177-180. (in Chinese)
- 孙冬梅, 朱岳明, 张明进. 非饱和带水-气二相流数值模拟研究[J]. 岩土工程学报, 2007, 29(4): 560-565. Sun Dongmei, Zhu Yueming, Zhang Mingjin. Study on numerical model for water-air two-phase flow in unsaturated soil [J].

- Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2007, 29(4):560 – 565. (in Chinese)
- 10 Zeng Y, Su Z. STEMMUS: simultaneous transfer of energy, mass and momentum in unsaturated soil[R]. Enschede: University of Twente, 2013.
  - 11 Milly P C D. Moisture and heat transport in hysteretic, in homogeneous porous media; a matric head-based formulation and a numerical model[J]. Water Resources Research, 1982, 18(3):489 – 498.
  - 12 Thomas H R, Sansom M R. Fully coupled analysis of heat, moisture, and air transfer in unsaturated soil[J]. Journal of Engineering Mechanics, 1995, 121(3):392 – 405.
  - 13 Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research, 1976, 12(3): 513 – 522.
  - 14 van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892 – 898.
  - 15 Nimmo J R, Miller E E. The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1986, 50(5): 1105 – 1113.
  - 16 Noborio K, McInnes K J, Heilman J L. Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: II. field evaluation[J]. Soil Science Society of America Journal, 1996, 60(4): 1010 – 1021.
  - 17 Carsel R F, Parrish R S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics[J]. Water Resources Research, 1988, 24(5): 755 – 769.
  - 18 Saito H, Simunek J, Mohanty B P. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone[J]. Vadose Zone Journal, 2006, 5(2):784 – 800.
  - 19 Scanlon B R. Soil gas movement in unsaturated systems[M]//Sumner M E. Handbook of Soil Science. Boca Raton: CRC Press, 2000:277 – 319.
  - 20 Fogel'son R L, Likhachev E R. Temperature dependence of diffusion coefficient[J]. Physics Met Metalloved, 2000, 90(1): 58 – 61.
  - 21 Millington R J, Quirk J P. Permeability of porous solids[J]. Transactions of the Faraday Society, 1961, 57: 1200 – 1207.
  - 22 Bear J. Dynamics of fluid in porous media[M]. New York: Dover Publications Inc., 1989.
  - 23 Grifoll J, Gast J M, Cohen Y. Non-isothermal soil water transport and evaporation[J]. Advances in Water Resources, 2005, 28(2): 1254 – 1266.
  - 24 Groenevelt P H, Kay B D. On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soils: II. the liquid phase[J]. Soil Science Society of America Journal, 1974, 38(3): 400 – 404.
  - 25 Prunty L. Soil water heat of transport[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2002, 7(6):435 – 440.
  - 26 杨耀根. 伽辽金加权法在传热学中的应用[J]. 哈尔滨船舶工程学院学报, 1985(3):19 – 28.
  - 27 Milly P C D, Eagleson P S. The coupled transport of water and heat in a vertical soil column under atmospheric excitation[D]. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 1980.
  - 28 赵燕东, 王一鸣. 基于驻波率原理的土壤含水率的测量方法[J]. 农业机械学报, 2002, 33(4):109 – 111.  
Zhao Y D, Wang Y M. Study on the measurement of soil water content based on the principle of standing-wave ratio[J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2002, 33(4):109 – 111. (in Chinese)
  - 29 Camillo P J, Gurney R J. A resistance parameter for bare-soil evaporation models[J]. Soil Science, 1986, 141(2):95 – 105.
  - 30 Adriaan A, van de Griend, Owe M. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions[J]. Water Resources Research, 1994, 30(2):181 – 188.
  - 31 Schaap M G, Leij F J. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model[J]. Soil Science Society of America Journal, 2000, 64(3): 843 – 851.
  - 32 De Vries D A. Thermal properties of soils[M]. Amsterdam, van Wijk W R, 1966.
  - 33 Kimball B A, Jackson R D, Reginato F S, et al. Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes[J]. Soil Science Society of America Journal, 1976, 40(1):18 – 25.

## Transport Mode of Soil Moisture in Arid Areas Considering Air Effect

Zhu Hongyan<sup>1</sup> Jia Zhifeng<sup>2</sup> Li Peicheng<sup>1,2</sup> Liu Xiuhua<sup>2</sup>

(1. College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A&F University, Yangling, Shannxi 712100, China

2. Institute of Water and Development, Chang'an University, Xi'an 710054, China)

**Abstract:** In order to accurately describe the transport mode of soil moisture in arid areas, based on previous studies, the model parameters and specific boundary conditions were determined according to the actual situation of Shihezi Reclamation, and a two-phase mass and heat flow transfer model including

water and air was established fit for this vadose zone-saturated zone, thereby simulating the dynamic changes of soil moisture, soil temperature. The measured soil temperature, soil moisture were used to test models. The results showed that the simulated soil temperature and moisture could well reflect variation of measured values. Accuracy assessment indicators showed that the simulation accuracy of each soil layers was high. Simulated results of the model considering the impact of air were closer to the measured results. For the day rainfall of 9.7 mm, infiltration depth could affect soil moisture of about 20 cm depth for coupling model, and up to about 30 cm depth for a single model. The average evaporation rate of the model considering air in the rain day was 7.7% more than the result of the model without considering air. In the day right after the rainfall event, the results without considering the effect of air pressure caused evaporation rate 3.19% lower than the results considering air effect. Calculating the total evaporation during the simulation period, the results of the two models were very close. But based on the results of water balance analysis of the two models, comparing calculated evaporation and simulated evaporation, the results of the model considering air influence were considered reliable.

**Key words:** Shihezi Reclamation Vadose zone-saturated zone Two-phase flow model Soil temperature Soil moisture Evaporation

(上接第 164 页)

## Process of Runoff and Sediment Yield in Straw-covered Sloping Fields Based on Automatic Runoff Monitoring Field

Zheng Zhiqi<sup>1</sup> Wang Shudong<sup>1</sup> He Jin<sup>1</sup> Wang Qingjie<sup>1</sup> Li Hongwen<sup>1</sup> Lu Zhanyuan<sup>2</sup>

(1. Beijing Key Laboratory of Optimized Design for Modern Agricultural Equipment, China Agricultural University, Beijing 100083, China

2. Inner Mongolia Academy of Agricultural and Animal Husbandry Sciences, Huhhot 010031, China)

**Abstract:** The design of an automatic water runoff monitoring field was outlined. It consisted of six runoff plots and a rainfall simulator, which was generally used to study erosive processes in sloping fields. A German-made surface runoff measuring device (Umwelt-Gerate-Technik GmbH, UGT) was used in this runoff field, which effectively improved sampling efficiency and reduced human error through automatic sampling and recording. The effect of straw cover on runoff processes and sediment yield on sloping fields was investigated using this runoff monitoring field. The results demonstrated that the straw cover could significantly decrease the rates of runoff and sediment deposition, and delay the onset of surface runoff and reduce the total amount of soil loss by 54.5% ~ 63.8%. Maximum retention of plant residues as soil cover can effectively avoid sharp increases in runoff and limit water scouring effects. It is significant for alleviating soil erosion in sloping fields.

**Key words:** Runoff plot Simulated rainfall Process of runoff and sediment yield Sloping fields Straw mulching