

大气对流对土壤内热和水分迁移影响的数值模拟*

陈振乾 施明恒

(东南大学)

摘 要 对土壤中热和水分迁移过程进行了数值模拟及实验验证。理论上,通过对土壤内热和水分迁移机理分析,根据质量守恒和能量守恒原理,建立了土壤非饱和区热和水分迁移的理论模型。并对大气对流条件下土壤内热和水分迁移进行了数值模拟。实验上,对大气对流环境条件下土壤内热、水分迁移过程进行了研究。通过数值计算和实验测量,获得了不同大气对流速度作用下土壤中温度、含水率分布。

关键词 大气对流 热 水分 土壤 数值模拟

作为典型多孔介质的土壤,其非饱和区热和水分迁移特性的研究,对农业生产、水资源的调控、地下水污染的预测控制,以及地下储能等都具有重要的意义。土壤非饱和区热和水分迁移由于受土壤结构、地下水位、温度梯度及地表情况的影响,因而其迁移过程变得十分复杂。对土壤非饱和区热湿迁移的研究提出非等温水分迁移理论^[1],在非等温水分迁移基础上的非等温水分迁移的滞后^[2],综合考虑温度场、湿度场及压力场的相互间影响,利用表征体元建立的非饱和区热湿迁移的理论模型^[3],土壤非饱和区两相流动的模型^[5,6]。以上理论虽然十分严密,但对土壤非饱和区在自然环境条件下的影响缺少全面描述。本文将从理论和实验上探索自然环境条件下土壤非饱和区热和水分迁移过程。

1 土壤非饱和区热和水分迁移的数学模型

由于土壤内热和水分迁移受很多因素的影响,因而其传热过程除了导热外,还有对流、辐射和相变。而与之耦合的湿迁移过程除扩散外,还有对流传质、吸附与脱附作用,以及毛细作用引起的滞后现象等。为简化理论分析,作以下基本假定:1)在含水率与水分迁移势关系上,不考虑毛细滞后现象;2)土壤中固体结构不发生变形,且无化学反应和电传导;3)土壤中多孔介质为均匀介质且各向同性;4)水在土壤中为纯水,不考虑沸腾与冻结现象;5)土壤中土层与水分之间存在局部热平衡,不考虑辐射换热。

土壤非饱和区分为三个不同的传热传质区域,即土壤干区、土壤非饱和蒸发区和土壤非饱和湿区。在土壤干区,水蒸气的对流和扩散是水分迁移的主要机制;在土壤非饱和蒸发区,

收稿日期:1997-02-17 1998-06-12 修订

* 国家自然科学基金资助项目(39570410)

陈振乾,博士,副教授,南京市四牌楼2号 东南大学动力工程系,210096

水分迁移经历液相—气相—液相的多次转变,水分迁移机制主要是液态水和水蒸气的扩散和对流;而在土壤非饱和湿区,水分迁移机制是液态水的扩散及少量水蒸气扩散。尽管在土壤非饱和区水分迁移机制有所侧重和不同,但仍可用统一数学模型来描述。

在上述假定下,通过对土壤各相迁移机理的分析,并根据质量守恒和能量守恒定律,可导出土壤内热和水分迁移方程。

1.1 质量迁移方程

土壤中的质量迁移是由液态水、水蒸气和空气三者共同完成的,它们的质量迁移通量(即单位面积质量流量)分别为 \bar{J}_L 、 \bar{J}_V 和 \bar{J}_a 。

1.1.1 液态水质迁移通量

液态水质迁移包括对流传质和表面扩散两种迁移机制,其迁移通量为

$$\bar{J}_L = -\lambda_w \nabla \theta - \lambda'' \nabla T + \rho_L K g \quad (1)$$

其中, $\lambda_w = \rho_L D_{\theta} = \rho_L K \frac{\partial \Psi}{\partial \theta}$; $\lambda'' = \rho_L (D_{TL} + D_{TD}) = \rho_L (K \frac{\partial \Psi}{\partial T} + \frac{3.58 \times 10^{-6}}{\rho_L T})$

式中 ρ_L 、 θ 、 T ——分别为液态水密度、含水率和土壤温度; D_{θ} 、 D_{TL} 、 D_{TD} ——分别为等温质扩散系数(即含水率梯度下扩散系数)、热质扩散系数(即温度梯度下质扩散系数)和非等温表面吸附-解吸扩散系数; K ——水力传导系数; Ψ ——非饱和土壤土水势。

1.1.2 水蒸气质迁移通量

水蒸气质迁移机制有对流传质、分子扩散和 Knudsen 扩散。故水蒸气的质迁移通量为

$$\bar{J}_V = -\lambda_v \nabla P_v \quad (2)$$

其中, $\lambda_v = \frac{D_e P}{R_v T (P - P_v)}$

式中 P 、 P_v ——分别为总压力和水蒸气分压力; D_e ——水蒸气等效扩散系数,其表达式为

$$D_e = (D_{am} \cdot D_{kn}) / (D_{am} + D_{kn})$$

式中 D_{am} 、 D_{kn} 分别为分子扩散系数和 Knudsen 扩散系数。其表达式为^[7,8]

$$D_{am} = 4.942 \times 10^{-4} \epsilon T^{1.5} / (P f_0); \quad D_{kn} = \frac{8 \epsilon^2}{3 f_0 S_g} \left(\frac{2 R_v T}{T M_v} \right)^{0.5}$$

式中 ϵ ——非饱和土壤的孔隙率; f_0 ——曲折因子; S_g ——表征体积元比表面积; M_v ——水蒸气分子量; R_v ——水蒸气的气体常数。

1.1.3 空气质迁移通量

由于在土壤非饱和区可不考虑与环境之间的空气宏观对流,所以与大气环境空气质交换量为零,且多孔介质内空气质流与水蒸气质流相比很少,可忽略不计^[9],故空气的质迁移通量为 $\bar{J}_a = 0$

1.1.4 质量守恒方程

土壤多孔介质中整个水分迁移包含了液态水的迁移和水蒸气迁移两部分,于是可得到土壤中水分迁移守恒方程为

$$\partial \rho_L \theta + \rho_v (\epsilon - \theta) / \partial t = -\nabla \cdot (\bar{J}_L + \bar{J}_V) \quad (3)$$

式中 t ——时间。

1.2 能量迁移守恒方程

土壤内部的能量迁移分别为液相、水蒸气和空气的质量迁移和热传导以及固体骨架的

热传导引起的, 其热流量(即热流密度) \bar{J}_q 为

$$\bar{J}_q = -\lambda \cdot \nabla T + \bar{J}_L C_L T + \bar{J}_V (C_{PV} T + H_c) + \bar{J}_a C_{Pa} T \quad (4)$$

式中 λ, C, H_c ——分别等效导热系数, 比热容和水蒸气汽化潜热; 下角 L, PV, Pa ——分别代表液态水, 总压下水蒸气, 总压下空气。且有

$$\lambda = \lambda_s (1 - \theta) + \lambda_l \theta + \lambda_g (\epsilon - \theta) \quad \text{式中下标 } s, L \text{ 和 } g \text{ 分别代表固体骨架, 液态水和气相。}$$

将方程(1)、(2)和 $\bar{J}_a = 0$ 代入方程(4)得

$$\bar{J}_q = -\lambda_{pp} \nabla T - \lambda_l C_L T \nabla \theta - \lambda_g (H_c + C_{PV} T) \nabla P_V + \rho_l C_L K T \bar{g} \quad (5)$$

对于土壤非饱和区土壤-水-空气整个系统, 由于水分蒸发或水蒸气冷凝不改变体系焓值, 因而对整个微元体中单位体积的焓增率应等于总热流量的散度, 即能量迁移守恒方程为

$$\partial \rho_s (1 - \theta) C_s T + \rho_l \theta C_L T + \rho_v (\epsilon - \theta) (C_{PV} + H_c) + \rho_a (\epsilon - \theta) C_{Pa} T \Big/ \partial t = -\nabla \cdot \bar{J}_q \quad (6)$$

对于土壤内水蒸气分压力, 可表示为^[9]

$$P_V = P_{sat} \exp(g \Psi / R_V T) \quad (7)$$

式中 P_{sat} ——水蒸气的饱和水压力。

1.3 土壤表面的传热传质

由于大气与土壤表面存在温度和湿度差, 加上气体对流以及太阳辐射等, 实际边界上传热传质过程很复杂。下面分别对传热传质过程进行分析。

1.3.1 传热分析

在太阳辐射、大气对流等环境条件下, 土壤表面与大气环境之间交换热量主要有对流换热、辐射热和相变传热。设土壤表面与大气环境的温度分别为 T_w 和 T_f 。砂土表面的发射率为 ϵ_w , 太阳及大气辐射到土壤表面上的能量为 R_{rad} , 则大气与土壤表面上交换的总热流密度 q_{swr} ^[10] 为

$$q_{swr} = a(T_f - T_w) + R_{rad} - \epsilon_w \sigma_b T_w^4 - E_s H_c \rho_L \quad (8)$$

于是, 地表面与大气热交换边界条件为

$$-(J_L H_c + \bar{J}_q) k \Big|_{z=0} = a(T_f - T_w) + R_{rad} - \epsilon_w \sigma_b T_w^4 - E_s \rho_L H_c \quad (9)$$

式中 E_s, H_c ——分别为土壤表面水分蒸发(或凝结)率和汽化潜热; α ——对流换热系数。

1.3.2 传质分析

在大气对流环境条件下, 土壤表面对流传质边界条件为

$$-(\bar{J}_L + \bar{J}_V) \cdot k \Big|_{z=0} = -\beta[\rho_v(T_w) - \rho_v(T_f)] \quad (10)$$

式中 $\beta, \rho_v(T_w), \rho_v(T_f)$ ——分别为土壤表面对流传质系数, 大气中绝对湿度和土壤表面绝对湿度; \bar{k} ——土壤表面指向大气的单位向量。

1.3.3 初始条件

在初始阶段, 一维土柱中含水率 θ 水蒸气分压力 P_V 和温度 T 仅是坐标的函数, 即

$$\theta_{t=0} = \theta \quad P_{V/t=0} = P_V; \quad T_{t=0} = T$$

1.3.4 边界条件

在土壤非饱和区与饱和区相接处的边界条件为

$$\Theta_{z-L} = \epsilon \quad P_{V/Z-L} = P_{sat/Z-L}; \quad P_{Z-L} = T$$

2 方程离散化

采用有限差分法,对所建立的含水率、水蒸气分压力和温度进行离散,可得到以下通用形式

$$A_P \Theta_{i,j}^{n+1} = A_E \Theta_{i+1,j}^{n+1} + A_W \Theta_{i-1,j}^{n+1} + B_{i,j} \quad (11)$$

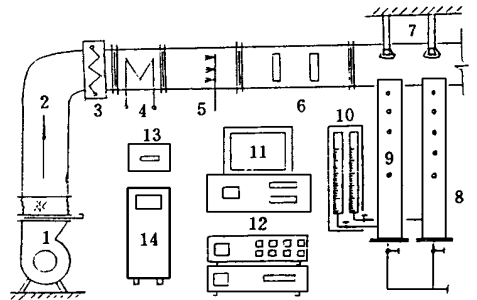
可见上式系数构成一个三对角矩阵。在系数确定后,方程可用 TDMA 法直接求解。但由于系数是非线性变量,故需要对系数进行迭代求解,待每一时间步进内系数迭代稳定后,再直接求解。所以,需将迭代法与 TDMA 结合起来求解。在迭代过程中由于系数的非线性及源项的复杂性,故只有采用欠松弛迭代,才能避免发散。

3 实验研究

3.1 实验装置

实验是在室内可控条件下模拟进行的,实验系统见图 1。整个系统由风洞、土柱实验段加热冷却段、加湿段、辐射装置以及测试装置等组成。风量调节采用调节阀调节,加热部分由 4 组 1.5 kW 镍铬电阻丝构成,用调压器调节电加热量。土柱试验装置中试验土柱高 1 m,直径为 0.15 m。

土柱四周是绝热的,土柱内装有 0.3 mm 均匀沙土;土柱水位由机械恒水位补水器控制。风洞中流速由 QDF-2A 型热球风速仪测量,气流温、湿度由干湿球温度计测量。测量土壤内温度的传感器为直径 0.2 mm 的镍铬—镍硅热电偶,热电偶的热电信号由微机上 12 位 A/D、D/A 板采集;土壤内含水率测量采用脉冲电导法,测湿脉冲电导式传感器的脉冲电阻值由 7010/7066 数字采集装置采集;土壤水的蒸发量采用机械恒水位补水器测量。



- 1. 风机 2 风洞 3 冷却段 4 加热段
- 5. 加湿段 6 测量段 7 可调温红外灯 8 土壤柱
- 9 温、湿度传感器 10 恒水补水器
- 11. 计算机 12 7010/7066 采集装置
- 13 热球风速仪 14 温度控制装置

图 1 实验装置示意图

Fig. 1 Schetch map of experimental installation

3.2 实验方法

选用平均粒径为 0.3 mm 左右的沙土,模拟大气对流环境条件下土壤中热和水分迁移过程。模拟大气对流环境条件下土壤中热湿迁移过程。模拟实验分 8 组进行,选择典型的 4 组(即工况 5~ 8)进行分析,实验中除观测模拟的气象要素及大气环境变化外,重点测量土壤中温度、含水率和土壤水蒸发量,并以此分析大气对土壤中热水分迁移的影响。4 组实验的环境参数:沙土平均粒径为 0.3 mm、干容重 1.713 t/m³、孔隙率 0.36,地下水位埋深 0.19 m,其它参数见表 1。

表 1 试验工况及环境条件

Tab. 1 The different conditions for each test

工况	土壤初始温度 $T_0/$	流动空气速度 $v/m \cdot s^{-1}$	流动空气温度 $T/$	流动空气湿度 /%
5	20	1.55	36	30
6	20	1.55	47	28
7	20.1	2.50	36	30
8	20.2	3.50	36	30

4 结果与讨论

4.1 温度场

在相同的环境条件下, 对应的大气对流速度对土壤内及表面温度分布会产生一定的影响, 一定的空气流速和温度下土壤内温度变化的试验结果表明: 由于对流换热, 土壤表面温度会很快升高, 随着土壤表面温度升高, 土壤表面与环境对流换热量减少, 同时土壤表面向土壤内部的传热量增大, 这样导致土壤表面温度逐渐趋向于一固定值而内部温度则继续升高。对一定的环境温度, 当大气气流速度在一定的范围内, 气流速度对土壤表面及内部影响在初始较短时间内影响较大, 这是由于在初始时间内由于不同的大气对流速度导致大气与土壤表面换热强度不同, 因而土壤表面温度升高速度不同, 在数小时后, 工况 8 由于对流速度大, 其表面温度比工况 5 高。而土壤表面温度趋于一定稳定值后, 不同的大气对流速度对土壤内部温度分布影响很小。另外, 从工况 5 和工况 6 的试验结果可以看出, 对一定的对流速度, 环境温度对土壤表面及内部温度影响很大。显然, 环境温度对土壤内部温度的影响大于气流速度的影响。

4.2 含水率分布

在地下水位一定时, 土壤含水率变化与环境空气对流速度有密切的关系。图 2 示出了地下水位为 0.19 m 时沙土内含水率在大气对流条件下变化曲线的理论计算值和实验值。从图中可以看出, 大气对流速度愈大, 含水率变化愈快。另外, 从图中可以看出, 尽管工况 6 比工况 8 对流空气的温度高, 但由于工况 8 流动空气对流速度大于工况 6, 工况 8 在相同的时间内土壤含水率的减少比工况 6 快, 说明在一定的环境温度和大气对流速度范围内, 大气对流速度对含水率的影响比气温的影响大。

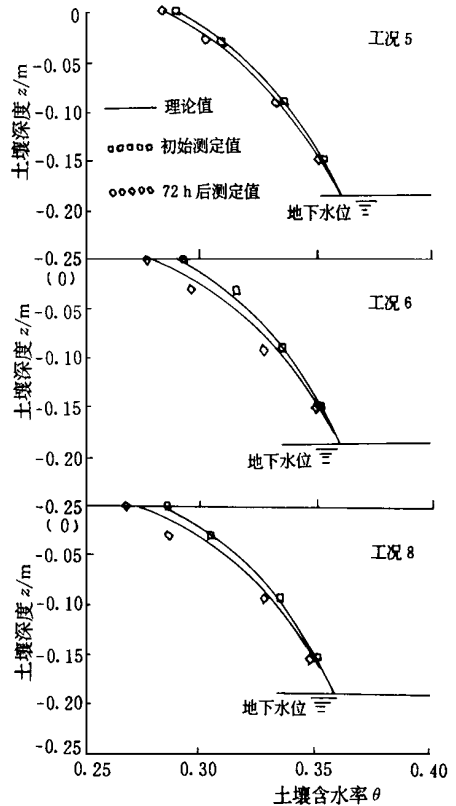


图 2 大气对流条件下土壤内含水率变化 (土壤内初始温度为 20)

Fig 2 The variations of soil moisture content with air convection (20 threshold temperature of soil)

5 结束语

1) 本文建立了土壤非饱和区热湿迁移的物理模型, 物理概念明确且便于数值求解。该模型适用于各类沙土和壤土内热和水分迁移过程的模拟和分析。

2) 在大气对流环境条件下, 对一定的大气对流速度和对流空气温度, 对流空气温度对土壤表面及内部温度影响大于气流速度的影响。

3) 在一定的大气对流速度和对流空气温度范围内, 大气对流速度对土壤内含水率分布的影响大于对流空气温度的影响。

4) 试验装置可模拟各种工况的试验。试验结果与数值模拟结果有较好的吻合,从而验证了理论模型的正确性。

参 考 文 献

- 1 Philip J R and de Vries Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Trans Am Geophys Union, 1957, 38: 222~ 232
- 2 Rubin J. Numerical method for analyzing hysteresis-affected, posit infiltration redistribution of soil moisture, Soil Sci Soc Am Proc 1967, 31(1): 13~ 20
- 3 Luikov A V. System of differential equation of heat and mass transfer in capillary-porous bodies Int J Heat Mass Transfer, 1957(10): 1~ 14
- 4 Bear J and Bensabat J. Heat and mass transfer in unsaturated porous media at a hot boundary: I One-dimensional analytical model Transport in Porous Media, 1991, 6 281~ 298
- 5 Milly P C D. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. Water Resour Res, 1984(20): 1087~ 1098
- 6 Connell L D and Bell P R F. Modeling moisture movement in revegetating waste heaps I. Development of a finite element model for liquid and vapor transport, Water Resour Res, 1993(29) 1443~ 1453
- 7 D A De Vries Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, Trans Am Geophys Union, 1958(30) 909~ 916
- 8 Sherwood T K, etc Mass transfer McGraw Hill, New York 1975
- 9 Nakano M and Miyazaki T. The diffusion and nonequilibrium thermodynamic equations of water vapor in soils under temperature gradients, Soil Science 1979(128) 184~ 188
- 10 陈振乾等 复杂环境条件下土壤非饱和区热湿迁移的研究 东南大学学报, 1994(24) 63~ 67

Numerical Simulation of Heat and Water Transfer in Unsaturated Soil With Air Convection

Chen Zhenqian Shi Mingheng

(Southeast University, Nanjing)

Abstract Coupled heat and water transfer in unsaturated soil was studied both theoretically and experimentally. Based on analyzing the mechanism of heat and water transfer in unsaturated soil, and the conservation principles of mass and energy, the theoretical model of heat and water migration in unsaturated soil was established. Numerical simulation was carried out for one dimensional heat and water migration by air convection. Experimental investigation of heat and water transfer of sandy soil with air convection was done. The temperature, volumetric water content and water table evaporation strength in varied air convection velocity were obtained by means of numerical simulation and experimental measurement.

Key words air convection, heat, water, soil, numerical simulation