

干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究*

孙菽芬

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

牛国跃 洪钟祥

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 本文发展了一个干旱地区土壤中水分及热量传输模式。首先从土壤孔隙内水汽运动研究入手, 阐明了在土壤深层孔隙中水汽压与液面饱和值之间处在平衡态, 而土壤表层则处在非平衡态, 因而必要在计算表层蒸发的公式中引入必要的土壤表层阻力, 才可使模式简单实用。在此基础上建立了考虑液态水及汽态水运动耦合的多层模式, 并用 HEIFE 沙漠站的资料对模式进行了验证, 结果表明此模式较好地再现土壤内及地气界面上的水热交换过程, 并且也表明干旱地区土壤中水蒸汽输送对水分平衡及蒸发的计算是重要的。这种模式很易推广到气候研究的干旱土壤下垫面的模式中去。

关键词 多层土壤模式 液态水和气态水通量 土壤表层阻抗 干燥土壤

1 引言

用大气环流模式进行的敏感性实验^[1]已经表明区域及全球性气候特征与不同特征陆面上发生的过程密切相关, 说明发展一个较好的模式, 能真实地刻划各种下垫面上陆面过程是重要的。陆地表面由不同的生态系统所构成, 其中 1/4 是干旱的沙漠。现在大气环流模式中, 用于裸土的参数化方案适用于湿润土壤, 但用于干旱或半干旱土壤时会遇到问题, 原因是对于干旱土壤中水分输送和土壤表面蒸发有重要贡献的汽态水扩散过程被忽略了。

现已发展了几种模式在模拟液态水运动的同时也模拟汽态水的运动。其中之一是耦合模式, 它建立在土壤中水分流动与液态水势及水蒸汽浓度梯度有关的理论基础上。但这种模式认为土壤孔隙中蒸汽压永远达到局地平衡, 即假设孔隙中水汽压 e 为局地饱和蒸汽压 e_s , 并用下式计算:

$$e_s = h e^*(T), \quad h = \exp\left(\frac{\psi g}{R_v T}\right). \quad (1)$$

ψ 为局地水势, g 为重力加速度, R_v 为水蒸汽气体常数, $e^*(T)$ 为局地温度 T 下的饱和水汽压。应指出, 方程 (1) 最初得自平衡热力学理论, 而且只是用来决定直接贴近液体水表面的蒸汽压, 但是, 这些耦合模式仍利用 (1) 式来计算孔隙中的水汽压, 甚至用到地表的孔隙中。于是, 耦合模式中地表蒸发速率 e 为

1996-08-26 收到, 1996-11-29 收到修改稿

* 本文得到国家自然科学基金 49475259 支持

$$Le = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{he^*(T_g) - e_a}{r_a}, \quad (2)$$

其中 L 为蒸发潜热, ρ_a 为空气密度, c_p 为空气比热, γ 为干湿球温度计常数, $e^*(T_g)$ 为地表温度 T_g 下的饱和蒸汽压, r_a 为空气动力学阻力, 而 e_a 为参考层高度上的空气(中)蒸汽压。方程(2)适用于计算来自相对潮湿表面的蒸发值, 当推广至计算干旱土壤表面蒸发时会发生问题, 原因在于地表面孔隙中的水蒸汽压与当地平衡饱和蒸汽压差别可能较大。Kondo^[2]发展的非平衡态模式, 放弃了局地平衡的假设。在他的模式中, 孔隙中蒸汽压是通过液面饱和值向孔隙中的扩散过程求取, 为了定量地求取孔隙中水蒸汽压, 在不同深度上引进了扩散阻力。他的模式应该说是合理的, 但是对于不同土壤在不同条件下决定一串局地扩散阻力是一件不容易的事。在孙菽芬^[3]较早期的工作中曾认为土壤表面水汽压并不总是等于局地饱和值, 而与土壤含水量有关, 在土壤表面之下才达到局地饱和值, 于是引进概念类似于叶孔阻抗的土壤表层阻力, 从而将土壤表层蒸发公式修正为

$$Le = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{he^*(T_g) - e_a}{r_a + r_s}, \quad (3)$$

其中 r_s 为土壤表层阻抗, 对于同一种土壤, r_s 的变化主要与土壤湿度 θ 有关, 当 θ 减小, 阻抗增大, 当趋于很干燥时, 阻抗变得很大。这一概念得到了广泛的承认, 目前所有的陆面模式中关于土壤表层蒸发的公式中(包括较具代表性的 SiB 和 BATS 等)都引入了这一概念, 文献上可以查到 r_s 的各种各样的表达形式。通过下面的工作, 可较清楚地看到这一概念的物理含义。

2 土壤内局地平衡态的检验

设想土壤是由土壤颗粒、液态水和湿空气构成。土壤孔隙内水汽的浓度由两个作用相反的过程来决定:(1)紧靠土壤颗粒表面的局地饱和水汽向孔隙中心的扩散过程。(2)由于表面蒸发, 孔隙内水蒸汽向上的垂直运动。前者补充孔隙内水汽, 后者则消耗其内的水汽。因而, 土壤孔隙内水汽压能否达到由方程(1)所决定的局地饱和值, 即能否达到局地平衡态, 可以通过比较这两个过程的快慢来判断。通过两种方法来判断孔隙中水汽压能否趋向局地饱和值:(1)特征时间尺度的比较; 由量纲分析决定两个过程的特征时间, 以判断两个过程的快慢。(2)土壤孔隙中水汽运动的数值模拟; 数值求解决定水流和水汽的运动方程, 直接求出土壤孔隙内相对比湿的分布。

2.1 特征时间尺度的比较

令 τ_D 为液体表面与孔隙之间水蒸汽扩散, 而使孔隙中水蒸汽达到局地饱和状况所需的时间, 由量纲分析, 应为 l^2/D_v 。对于土壤表层蒸发, 令 τ_F 为由于表面蒸发驱动而抽净深度为 H 的土壤孔隙柱中水蒸汽所需的时间, 同样由量纲分析应为 $(\rho_v^* nH)/\rho_w e$ 。其中, l 为土壤中孔隙半径特征尺度(以沙为例, 最大值约为 1 mm 左右), D_v 为水蒸汽在空气中的扩散系数(等于 $0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$), ρ_v^* 为饱和蒸汽密度(等于

$1 \times 10^{-5} \sim 2 \times 10^{-5} \text{ g/cm}^3$), ρ_w 为水密度, n 为土壤孔隙度 (约为 $0.3 \sim 0.5$), e 为蒸发速率 (对于沙漠干旱区, 取相当大的数值为 10^{-4} mm/s)。代入上述各值, 得到 τ_D / τ_F 与 H 的关系。当土壤深度为 $H = 100 \text{ cm}$ (为土壤非饱和层的典型深度) 时, $\tau_D / \tau_F = O(0.001 \sim 0.01)$; 当 $H = 1 \text{ cm}$ (为土壤表层典型厚度) 时, $\tau_D / \tau_F = O(0.1 \sim 1)$; 当 $H = 1 \text{ mm}$ (土壤表面) 时, $\tau_D / \tau_F = O(1 \text{ 或更大})$ 。

当考虑入渗过程时, τ_F 可以看成液态水充满深度为 H 的孔隙柱空间所需的时间, 等于 $H \cdot n / I$ 。于是, 当采用相当大的入渗率 $I = 0.1 \text{ mm/s}$ (相当于一场强暴雨速率), 当 $H = 100 \text{ cm}$ 时, $\tau_D / \tau_F = O(0.0001)$, 当 $H = 1 \text{ cm}$ 时, $\tau_D / \tau_F = O(0.001)$; 当 $H = 1 \text{ mm}$ 时, $\tau_D / \tau_F = O(0.01)$ 。

由以上比值, 可得出以下结论: 孔隙中蒸汽压等于局地平衡饱和蒸汽压的局地平衡假设对于 1 cm 之下的大部分土壤层是成立的; 而在土壤表层对于入渗过程局地平衡假设是适用的, 但是在蒸发过程的驱动下, 局地平衡假设却不一定成立。以上分析论证了局地平衡的确可以用于绝大部分土壤层, 但也指出了在表层空隙中可以达到不平衡, 解释了为什么在简化模式的蒸发公式中, 若要用局地平衡蒸汽压去计算蒸发, 就必需引入土壤表层阻力的道理。下面, 我们再通过数值模拟求取孔隙中的相对比湿来进一步说明这一问题。

2.2 土壤孔隙柱中水汽运动的数值模拟

为了模拟土壤表层蒸发过程及土壤孔隙中的水汽扩散过程对土壤孔隙中水汽分布影响的作用, 可以数值求解土壤孔隙内水汽运动的二维扩散方程。为了简化问题, 但又不失一般性, 可以设想土壤孔隙柱由深 H 、宽 d 的两个平行的湿润“土壁”之间的空间所构成, 该孔隙柱内的水蒸气浓度, ρ_v 分布由以下控制方程所决定:

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = D_v \left(\frac{\partial^2 \rho_v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho_v}{\partial z^2} \right), \quad (4)$$

这里 x 是指“湿壁”到孔隙柱对称中心线的水平距离, z 是指向下为正的土壤深度, 边界条件如下:

$$\begin{cases} D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \Big|_{z=0} = -e, \\ D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \\ D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial x} \Big|_{x=d/2} = 0, \\ \rho_v \Big|_{x=0} = \rho_s, \\ \rho_s = \frac{e_s}{R_w T}, \end{cases} \quad (5)$$

其中 D_v 为水汽扩散率, e 为地表蒸发量, T 是“湿壁”的温度, 这里给定 T 的垂直分布, 初始条件 $\rho_v(x, z, 0) = 0$ 。图 1a~d 给出了不同蒸发率 e 和不同湿度条件 θ 下相对湿度计算结果。图 1c 中, $e = 800 \text{ mm/a}$ 及 $\theta = 0.1$ (即蒸发量较小, 土壤较湿润), 土壤表层相对湿度为 98%, 即孔隙内几乎达到平衡; 蒸发量增大到 4000 mm/a 及

$\theta=0.1$ 时, 土壤表层相对湿度为 87%, 已偏离局地饱和值 (图 1d); 而当土壤较干时 ($\theta=0.01$) 对于蒸发量分别为 400 mm/a 和 800 mm/a 的情况, 土壤表层湿度仅分别为 71% 和 45% (图 1a~b)。这说明土壤较干时, 即使给定较小的蒸发量, 土壤表层很薄的范围内 ($0\sim 2 \text{ mm}$) 水汽分布仍不能达到平衡态; 但对较深的土层, 水汽压仍处于局地饱和平衡态。因此, 可以简化 Kondo^[2] 关于土壤中水汽运动的非平衡态模式, 即认为土壤深层水汽压仍达到局地饱和值, 而在表层为了简化蒸发计算公式, 引入表层阻抗来弥补用局地饱和值计算蒸发量所带来的偏差。

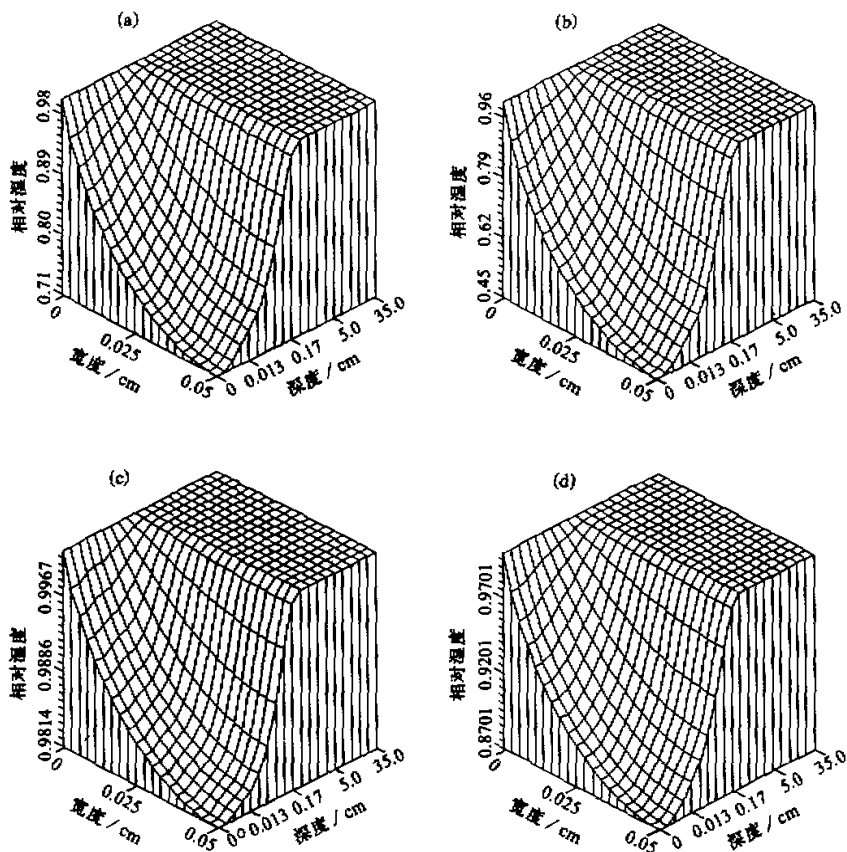


图 1 在不同蒸发率和不同土壤湿度条件下土壤孔隙内相对湿度的二维分布
(a) 蒸发量 $e=400 \text{ mm/a}$, 土壤湿度 $\theta=0.012$; (b) $e=800 \text{ mm/a}$, $\theta=0.012$;
(c) $e=800 \text{ mm/a}$, $\theta=0.1$; (d) $e=4000 \text{ mm/a}$, $\theta=0.1$

3 土壤水热运动耦合模型

已有许多工作发展了耦合模式^[4~7]。本模式在前人工作的基础上, 并根据以上论

证, 对表面蒸发公式作了引入土壤表层阻力的修正, 以考虑表面局地平衡假设失效的影响。

3.1 土壤含水量控制方程

土壤体积含水量的控制方程在一维情况下为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\theta}}{\partial z}, \quad (6)$$

式中 t 为时间, z 为向下正坐标, q_{θ} 为水的总通量, 由液态水通量 q_l 和气态水通量 q_v 所组成, 根据 Philip^[4] 及 Sun^[3] 得

$$\begin{cases} q_{\theta} = q_l + q_v, \\ q_l = -\left(D_{lw} \frac{\partial \theta}{\partial z} + D_{lT} \frac{\partial T}{\partial z}\right) - K, \\ q_v = -\left(D_{vw} \frac{\partial \theta}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z}\right), \end{cases} \quad (7)$$

在实际情况下, $D_{lT}(\partial T / \partial z)$ 项与其他几项相比较, 其量级很小, 在模式中可忽略。上式中 K 和 D_{lw} 为特定土壤类型的土壤导水率和扩散率, 本模式中采用 Clapp 等^[8] 所提出的土壤参数化公式来决定。 D_{lw} 和 D_{vT} 不仅依赖于土壤类型, 也依赖于土壤含水量及温度, 可由局地平衡假定条件下的水蒸汽扩散过程导出, 具体推导可参考文献[3]。

图 2 给出了 D_{lw} 与 D_{vw} 的比较, 从中可以看出, 当土壤含水量低于 0.06 时, D_{lw} 要小于 D_{vw} , 这表明当土壤变干时水蒸汽输送确实要比液态水输送重要。

3.2 土壤温度控制方程

在考虑热传导及水蒸汽扩散作用之后, 热传导方程可以写成

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z}, \quad (8)$$

及

$$q_h = -(\lambda + \rho_w L D_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_w L D_{v\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (9)$$

式中 T 为土壤局地平均温度, C 和 λ 分别为土壤热容量及热传导系数。土壤中各组分的热传导系数差别很大, 而它们总体的平均热传导在不同含水量条件下, 其值也可以有量级的差别, 所以合理地估计不同情况下热传导系数对于研究干旱地区水热平衡十分重要。在许多没有实验室或现场测定平均的热传导系数情况下, 还必须借助理论求出近似

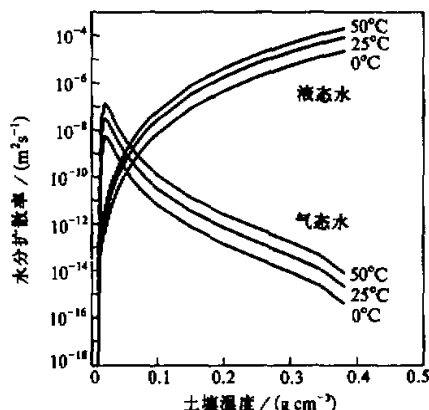


图 2 土壤内液态水气态水扩散率在不同温度条件下随土壤湿度的变化规律

值, de Vries^[9]的理论提供了较好的方法。这里采用适合本地区的经验公式^[10]

$$\lambda = 0.8 + 1.4\theta - (0.8 - 0.3)\exp(-27.0\theta^4). \quad (10)$$

当 θ 趋于 0, λ 为 0.3, 这与 de Vries 对石英砂的理论估计值 ($\lambda = 0.24$) 十分接近, 说明 de Vries 的理论有很好的适用性。

3.3 边界条件和表层阻抗

决定问题的方程是初边值问题, 须有合理的初边值条件。在土表层, 湿度通量等于蒸发量:

$$q_\theta = -\frac{e}{\rho_w}. \quad (11)$$

其中 e 由 (3) 式给定。至于 r_s , 选择 FIFE 试验^[11]的经验公式:

$$r_s = \exp\left(8.2 - \frac{4.225\theta}{\theta_s}\right). \quad (12)$$

另一个边界条件是地表的温度, 由表层能量收支平衡条件给定:

$$\begin{cases} q_h = G, \\ G = R_n - L_e - H_s, \\ H_s = \rho_a c_p \frac{(T_g - T_a)}{r_a}, \end{cases} \quad (13)$$

R_n 是净辐射, G 是地热流量, H_s 是地表感热通量, T_a 是参考层高度的温度。下边界条件由水热零通量条件确定。大气的辐射及风、温、湿等条件由 HEIFE 沙漠站 1991 年 8 月 5~9 日的观测数据提供。

4 模拟结果分析

控制方程是守恒型的, 控制方程的差分格式仍保持守恒的性质。采用预报校正法求解, 时间步长为 900 s, 对比的试验结果取自黑河试验沙漠站的结果。

图 3 显示了 5 天的模拟结果, 并与实测结果相比较。实线为包括水蒸汽通量 q_v 的计算结果, 而虚线为忽略水蒸汽通量 q_v 作用后的计算结果, 各种符号代表现场观测数据。结果表明, 理论预报值与实测数据吻合较好, 说明模式性能良好。而忽略了 q_v 的结果, 蒸发量估计不准, 说明在干旱半干旱条件下模型考虑水蒸汽运动贡献是必要的。

图 4 给出了各种水通量 5 天的累加值的相对大小, 其中 Q_L 是液态水通量, Q_{vW} 和 Q_{vT} 分别为与土壤含水量梯度和温度梯度有关的汽态水通量。很明显在干燥的情况下, 水蒸汽运动对水通量贡献要比液态水大得多。但是, 对湿润土壤 (初始含水量为 0.16) 进行了对比模拟实验, 结果表明, 当土壤湿度增加时, 水蒸汽运动无论对土壤中水平衡还是热平衡都是不太重要的。

模拟结果给出了各种热通量的分布, 结果清楚地表明热传导贡献总是大于水蒸汽运动的贡献。这个结果支持用于建立温度方程的强迫-恢复法, 同时也明显地说明对土壤

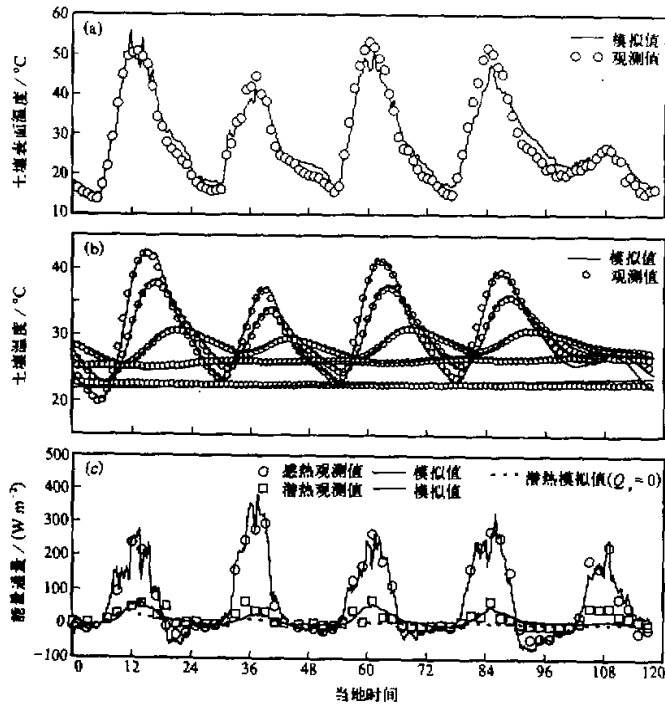


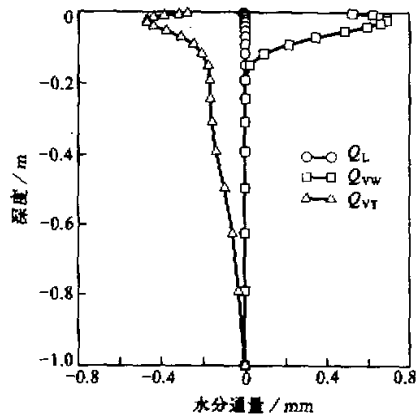
图3 模拟值与其观测值的比较

(a) 土壤表层温度; (b) 土壤不同层次上的温度; (c) 地气界面的能量通量

中热传导系数的正确估计将变得十分重要, 如前所述, 土壤的热传导系数在干燥与潮湿时相差十分大。

另外, 对黑河试验中沙漠站一年长时间的观测结果进行模拟, 图5为温度剖面在各个深度上观测结果及本模式的计算结果, 可以看出理论结果很好地预报了试验结果。图6则为选出6月、8月、10月和12月4个月中典型时段的潜热和感热模拟结果, 同时还给出了相应时段的观测结果(用符号表示), 对比表明, 理论结果总体上还是与实测结果有较好的吻合。

结论: 当研究诸如广大的沙漠地区水热平衡时, 模式必须考虑水蒸汽运动带来

图4 5天累加的水分通量的垂直分布
 Q_L 为液态水通量, Q_{vw} 和 Q_{vT} 分别为与土壤含水量梯度和土壤温度梯度有关的汽态水通量

的影响。为了使模式简单而不失精度,本模式表面所作的处理是有道理的。这种模式很易推广到气候研究的土壤下垫面的模式中去,也可以用到干旱或半干旱地区水资源的研究中去。

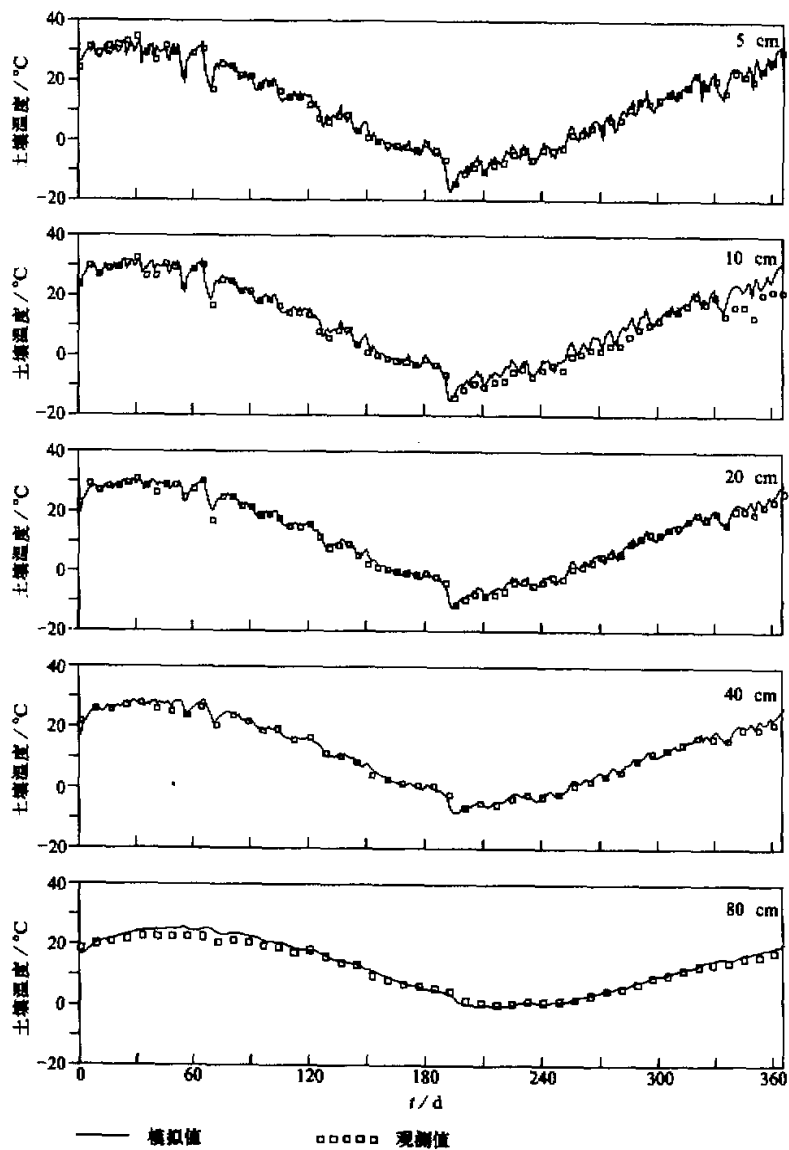


图 5 模拟的土壤不同层次上的日平均温度与观测值的比较

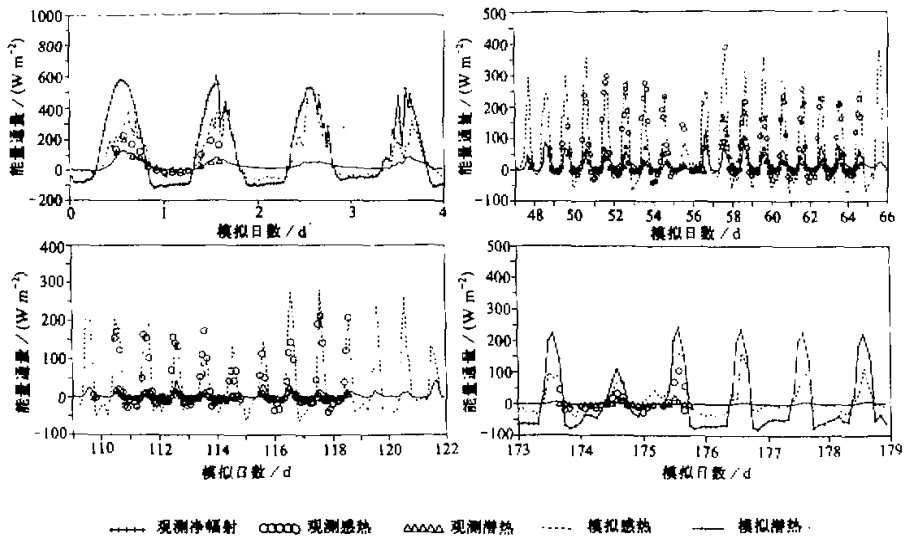


图 6 模拟的 6 月、8 月、10 月和 12 月份感热和潜热通量与观测值的比较

参 考 文 献

- 1 Mintz, Y. 1984, The sensitivity of numerically simulated climates to land surface conditions, in: J. T. Houghton, ed., *Global Climate*, Cambridge University Press, Cambridge, UK., 79~105.
- 2 Kondo, J., 1994, Modelling the evaporation from bare soil with a formula for vaporization in the soil pore, *J. Meteor. Soc.*, 72(30), 413~420.
- 3 Sun Shufen, 1982, Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions, M. S. Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Connecticut, 1~25.
- 4 Philip, J. R. and D. A. de Vries, 1957, Moisture movement in porous material under temperature gradient, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38, 222~228.
- 5 Sun Shufen, 1987, Computation of moisture and temperature profiles in soils—the coupled model, *Acta Mechanica Sinica*, 3(1), 44~51.
- 6 Rosema, A., 1975, A mathematical model for simulation of the thermal behavior of the bare soil, based on the heat and moisture transfer, Niwars-Publication No. 11, Niwars, 3 Kanaalweg, Delft, The Netherlands, 12~23.
- 7 Scanlon, B. R. and P. C. D. Milly, 1994, Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulation., *Water Resour. Res.*, 30(3), 721~733.
- 8 Clapp, R. B. and G. M. Hornberger, 1978, Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 14(4), 601~604.
- 9 de Vries, D. A., 1963, Thermal properties of soils, in: *Physics of Plant Environment*, edited by W. R. van Wijk, North-Holland, New York, 45~88.
- 10 Tamagawa, I., 1993, Fine mesh soil model including evaporation through the soil particales, Proc. of International Symposium on HEIFE, 484~492.
- 11 Sellers, P. J., F. G. Hall et al., 1992, An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) field experiment, *J. Geophys. Res.*, 97, 18345~18371.

A Water and Heat Transport Model in Arid and Semiarid Regions

Sun Shufen

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Niu Guoyue and Hong Zhongxiang

(LAPC, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract This paper describes a simplified model for studying transport of moisture and heat in dry soil. First, it is justified that the model can be constructed based on the local equilibrium assumption for most part of the soil body. In order to take into account the failure of the assumption at the ground surface, an additional soil surface resistance is introduced to calculate the evaporation from the surface. Based on the above reasons, a multi-layer model accounted for the coupling liquid water and vapor movement in soil is constructed. The HEIFE observation data on a desert are used to evaluate the model performance. A good agreement with the model prediction is obtained. The numerical results indicate that the inclusion of the vapor phase transport in the drier soil is very important to water budget and evaporation estimation for arid and semiarid region. The model developed here can be easily adjusted to the application of climate studies.

Key words multi-layer soil model liquid and vapor flux soil surface resistance dry soil